

**THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : **Astronomie - Astrophysique**

Ecole Doctorale : **École Doctorale d'Astronomie et d'astrophysique d'Ile de France  
(ED127)**

présentée par  
**Tanguy BERTRAND**

pour obtenir le titre de  
**DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

---

**PREPARATION ET ANALYSES DES OBSERVATIONS DE  
L'ATMOSPHÈRE ET DES GLACES DE PLUTON PAR LA  
MISSION NASA NEW HORIZONS A L'AIDE DE  
MODÈLES NUMÉRIQUES DE CLIMAT.**

---

Thèse soutenue le 27 Septembre 2017 devant le jury composé de :

<i>Président :</i>	<b>M. Bruno SICARDY</b>
<i>Rapporteurs :</i>	<b>Mme. Nathalie CARRASCO</b>
	<b>M. Richard BINZEL</b>
<i>Examinateurs :</i>	<b>Mme. Leslie YOUNG</b>
	<b>M. Bernard SCHMITT</b>
	<b>M. Pascal RANNOU</b>
<i>Directeur de thèse :</i>	<b>M. François FORGET</b>
<i>Co-Directeur de thèse :</i>	<b>M. Emmanuel LELLOUCH</b>

**Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France**

Centre National de la Recherche Scientifique - Institut Pierre Simon Laplace  
Université Pierre et Marie Curie - Ecole Polytechnique - Ecole Normale Supérieure



# RÉSUMÉ

Cette thèse porte sur l'étude de l'atmosphère et de la surface de Pluton avec des modèles de climat global (GCM). Le 14 juillet 2015, la sonde NASA New Horizons a survolé Pluton et a révélé un monde glacé magnifique, aux paysages inédits dans le Système solaire, débordants d'activité. A la surface, d'immenses étendues de givres et de spectaculaires glaciers, mélangeant les glaces volatiles d'azote, de méthane et de CO, témoignent de la complexité et de la diversité géologique que nous offre Pluton. Dans l'atmosphère, la photolyse de certaines espèces volatiles par l'action du rayonnement ultraviolet du Soleil entraîne la formation d'une fine brume organique bleutée, plus épaisse au niveau du pôle nord.

Ces observations exotiques, parfois énigmatiques, appellent à des efforts de modélisation pour compléter leur analyse et comprendre les mécanismes associés. Pour cela, nous avons développé deux modèles numériques complémentaires. Tout d'abord, nous avons construit un modèle 2D dédié à l'étude de la surface, qui simule les interactions et échanges des espèces volatiles entre la surface et l'atmosphère de Pluton sur des milliers d'années. Ensuite, nous avons développé un simulateur 3D du climat de Pluton représentant, entre autres, la circulation atmosphérique et la turbulence, la sublimation et la condensation des espèces volatiles, la formation de nuages, le transfert radiatif, et la formation de la brume organique dans l'atmosphère. Ce modèle 3D s'initialise avec les conditions de surface équilibrées obtenues après des milliers d'années simulées avec le modèle 2D.

Après avoir décrit les caractéristiques de nos modèles, nous analysons les cycles annuels des espèces volatiles. Nos simulations reproduisent la distribution des glaces volatiles observées à la surface de Pluton. En particulier, nous montrons que l'insolation sur Pluton et la nature de son atmosphère favorisent la condensation d'azote au fond du bassin Sputnik Planitia, comme observé. L'évolution de la pression à la surface et des abondances des espèces volatiles obtenues dans le modèle sont également en accord avec les observations. Nous fournissons ainsi un scénario complet pour expliquer les cycles annuels des espèces volatiles. Nous appliquons ensuite nos modèles pour explorer l'impact des changements d'obliquité, d'excentricité et de la précession des équinoxes sur les paléoclimats de Pluton. Nous simulons, sur des échelles de millions d'années, des écoulements glaciaires de la calotte de glace dans Sputnik Planitia, ainsi que la formation de glaciers de méthane à l'équateur, des résultats très cohérents avec les observations. Nous nous intéressons ensuite de plus près à l'état de l'atmosphère de Pluton en 2015 avec le modèle GCM 3D complet. Cette étude a abouti à une caractérisation complète de l'atmosphère : régimes de vents, ondes, formation des nuages, températures, etc... En particulier, nous mettons en évidence la sensibilité de la circulation générale à la distribution de la glace d'azote à la surface. Nos derniers résultats suggèrent qu'un rétro-rotation est à l'œuvre dans l'atmosphère de Pluton, induite par les flux de condensation-sublimation de l'azote dans le bassin de Sputnik Planitia. Le GCM nous permet également d'enrichir les diagnostics tirés des observations en montrant que plusieurs phénomènes atmosphériques sont à l'origine de la couche limite froide observée dans le profond bassin Sputnik Planitia. Enfin, en reproduisant les processus qui mènent à la formation de la brume organique, nous simulons son transport dans l'atmosphère. Les résultats montrent que les vents mériadiens sur Pluton sont si faibles que la brume a tendance à sédimer aux latitudes où elle s'est formée. Le pôle nord étant dans la période de jour polaire, la photolyse des espèces volatiles et donc la formation de brume sont plus intenses à cet endroit, ce qui explique l'extension de la brume observée.

Nos travaux confirment que malgré une surface gelée et une atmosphère ténue, le climat de Pluton est d'une remarquable activité.

# ABSTRACT

This thesis focuses on the study of Pluto's surface and atmosphere via Global Climate Models (GCM). On July 14, 2015, the NASA New Horizons spacecraft flew by Pluto and revealed an active frozen world, with unprecedented landscapes in the Solar System. On the surface, vast plains covered with frost and spectacular glaciers, composed of different mixtures of volatile nitrogen ices, methane, and carbon monoxide, demonstrate the complexity and the geological diversity Pluto offers. In the upper atmosphere, the photolysis of certain volatiles induced by ultraviolet photons, leads to the formation of a thin bluish organic haze, extending maximally at the North Pole.

These exotic, and sometimes enigmatic observations, call upon modelling efforts to complete their analysis and understand the associated mechanisms at play in the lower atmosphere. For this purpose, we have developed two complementary numerical models of Pluto's climate : First we build a 2D model dedicated to the study of Pluto's surface, simulating the surface-atmosphere interactions occurring over thousands of years. Then, we developed a 3D model of Pluto's atmosphere taking into account sublimation and condensation of volatiles, cloud formation, atmospheric circulation and turbulence, atmospheric radiative transfer, organic haze formation, as well as many other physical processes. In order to ensure our simulations, sensitive to our initial conditions, correctly describe reality, we initialize the 3D model with a set of subsurface temperatures and ice distribution, which converged toward steady state after thousands of years simulated with the 2D model.

After we describe the characteristics of our models, we analyse the annual volatile cycles. Our simulations reproduce the distribution of the volatile ices observed on Pluto's surface. In particular, we show that the solar insolation on Pluto and the nature of its atmosphere favour the condensation of nitrogen at the bottom of the Sputnik Planitia basin, as observed. The evolution of surface pressure and abundances of the volatiles observed in the atmosphere are also reproduced. We thus provide a comprehensive scenario to describe the annual volatile cycles. We then apply our models to investigate the impact of changes in obliquity, eccentricity, and precession of the equinoxes on the paleoclimates of Pluto. We simulate the glacial activity of the Sputnik Planitia ice cap on a timescale of millions of years, as well as the formation of methane glaciers at the equator. Our results are in agreement with the observations. We then focus on Pluto's atmosphere in 2015 with the full 3D GCM model where we performed a comprehensive characterization of the atmosphere : wind regimes, waves, cloud formation, temperatures etc. ... In particular, we demonstrate the sensitivity of the general circulation to the distribution of the nitrogen ice on the surface. Our latest results suggest that Pluto's atmosphere undergoes retrograde rotation, induced by the condensation-sublimation of nitrogen in the Sputnik Planitia basin. The GCM also allows us to enrich the diagnostics obtained from the observations by showing that several atmospheric phenomena originate at the cold boundary layer observed deep in the Sputnik Planitia basin. Finally, by reproducing the processes that lead to the formation of organic haze, we simulate haze transport in the atmosphere. Results show that the meridional circulation on Pluto is so weak that the haze particles tend to fall at the latitudes where they are formed. Since the North Pole is currently in a period of continuous daylight, the photolysis of volatiles and therefore the formation of haze are more intense near this location, which explains the greater extension of the haze observed there.

Our work confirms that despite a frozen surface and a tenuous atmosphere, Pluto's climate is remarkably active.

# REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à adresser un éternel remerciement à mon directeur de thèse et mentor, François Forget. Je veux le remercier de m'avoir proposé ce sujet de thèse en « nano » planétologie, qui s'est révélé passionnant et m'a permis de participer à un des épisodes les plus excitants de l'exploration planétaire. Je veux également le remercier d'être comme il est, c'est à dire un directeur de thèse exceptionnel avec de grandes qualités pédagogiques et scientifiques, le tout dans une humeur toujours bienveillante et très sympathique. François m'a accordé beaucoup de son temps pour me transmettre ses connaissances, sa passion et son expérience. Nous avons parfois travaillé tel un binôme de planétologues, ce qui fut très enrichissant. Je ne compte plus les nombreux très bons conseils qu'il m'a donnés !

Je remercie également mon co-encadrant Emmanuel Lellouch, pour sa disponibilité, son enthousiasme et ses précieux conseils qui ont fait progresser cette thèse. Le temps nous a manqué pour faire plus de projets ensemble, mais j'espère qu'on se rattrapera dans les prochaines années.

Je tiens à remercier tous les membres de mon jury de thèse, pour avoir lu attentivement mon manuscrit, rédigé leurs rapports et autorisé ma soutenance, mais surtout pour les nombreuses et passionnantes discussions que nous avons pu avoir au cours de ces trois années. En particulier, Rick Binzel pour les discussions sur les cartes d'albédo de Hubble, Nathalie Carrasco pour celles sur la photochimie, Bruno Sicardy pour avoir obtenu des mesures de pressions atmosphériques en accord avec mes résultats, Pascal Rannou pour m'expliquer le bon fonctionnement des particules de brume organique, Bernard Schmitt pour les aventures en basket sur les lacs gelés des alpes et Leslie Young, avec qui bien des aspects de Pluton ont été débattus. Avec Leslie, c'est aussi toute l'équipe New Horizons et Alan Stern, que je ne remercierai jamais assez pour m'avoir accueilli dans l'équipe et permis de participer à cette grande aventure.

Je remercie également tout le Laboratoire pour la bonne ambiance et l'esprit d'équipe qui y règne. Tous les anciens le disent, ils ne retrouvent jamais un labo avec des personnes aussi chaleureuses. Vous allez me manquer. Merci à toute l'équipe planéto, une vraie dream team qui m'aura beaucoup impressionné par ses connaissances et son enthousiasme. Je veux aussi faire une dédicace aux « Jeunes » du LMD (ils se reconnaîtront), et au meilleur bureau (304) : j'ai passé de super moments avec vous !

Je remercie également mon frère de thèse, Oza, a.k.a EuropOza, avec qui j'ai partagé le marathon de fin de thèse. Citons les sponsors de ces longues soirées, les gâteaux pims, Pizza 5, et la boulangerie cocherelle pour les grands chelems de burgers qui m'ont aidé à tenir. Merci à eux. Big UP pour le groupe La Résonnance de Laplace, hun hun ! N'oublions pas que c'est pour faire du rap avec vous que je me suis lancé dans cette thèse. Pure alien life !

Merci également à mes super colocs qui m'ont supporté pendant 3 ans (je crois que j'ai gagné le concours de sous boks au fait), au groupe Tartiflette, et à tous ceux que je n'ai pas pu citer car la liste serait trop longue, mais qui se reconnaîtront facilement. Merci enfin à ma famille pour avoir toujours été là et à Almudena, qui a été mon plus grand soutien et une constante source de bonheur.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Pluton et la mission New Horizons</b>	<b>3</b>
1	Les chroniques de Pluton . . . . .	4
1.1	La découverte en 1930 . . . . .	4
1.2	Années 70-80 : premières découvertes autour de Pluton . . . . .	5
1.3	Les évènements mutuels (1985-1990) . . . . .	7
1.4	Observations et modélisations après les évènements mutuels . . . . .	7
2	Paramètres astronomiques et physiques de Pluton . . . . .	16
3	La mission New Horizons . . . . .	19
3.1	Genèse : les motivations . . . . .	19
3.2	Objectifs scientifiques de la mission vers Pluton . . . . .	19
3.3	La sonde et ses instruments . . . . .	20
3.4	Carnet de route, survol et suite de la mission . . . . .	25
4	La surface de Pluton : une géologie complexe et active . . . . .	30
4.1	Vue d'ensemble et topographie . . . . .	30
4.2	Composition de la surface . . . . .	33
4.3	Zoom sur certains aspects géologiques de Pluton . . . . .	36
5	La fine atmosphère bleutée de Pluton . . . . .	48
5.1	Structure thermique et pression . . . . .	48
5.2	Composition et photochimie . . . . .	49
5.3	La brume organique . . . . .	51
5.4	Nuages de méthane . . . . .	53
5.5	Processus de la haute atmosphère . . . . .	55
6	Les lunes de Pluton . . . . .	57
6.1	Charon . . . . .	57
6.2	Hydra, Nix, Kerberos et Styx . . . . .	59
7	Pluton vs les autres corps du Système solaire . . . . .	60
8	Les problématiques scientifiques actuelles sur Pluton . . . . .	60
8.1	Atmosphère . . . . .	61
8.2	Géologie . . . . .	61
<b>2</b>	<b>Les modèles numériques du climat de Pluton</b>	<b>63</b>
1	Introduction . . . . .	64
2	Le cœur dynamique . . . . .	66
3	Le cœur physique : version du GCM en début de thèse . . . . .	67
3.1	Conduction thermique dans le sol et températures de surface . . . . .	67
3.2	Conduction thermique moléculaire et viscosité de l'atmosphère . . . . .	69
3.3	Mélange dans la couche limite . . . . .	70
3.4	Condensation et sublimation de l'azote . . . . .	71

3.5	Le cycle du méthane et les nuages de glace de méthane . . . . .	73
4	Améliorations et développements apportés au GCM . . . . .	75
4.1	Les brumes organiques . . . . .	75
4.2	Le transfert radiatif . . . . .	75
4.3	Le cycle de CO . . . . .	78
5	Le modèle de transport des glaces volatiles . . . . .	78
5.1	Variation de l'insolation et calendrier de Pluton . . . . .	79
5.2	Propriétés des glaces volatiles . . . . .	80
5.3	Transport atmosphérique horizontal et effet de la topographie . . . . .	83
5.4	Sublimation et condensation de l'azote . . . . .	83
5.5	Sublimation et condensation du méthane et du CO . . . . .	84
5.6	Topographie . . . . .	84
5.7	Ecoulement des glaciers . . . . .	86
5.8	Mode de simulation des paléoclimats de Pluton . . . . .	89
5.9	Changements des propriétés de surface : albédo, émissivité, inertie thermique . . . . .	91
<b>3</b>	<b>Sputnik Planitia et les cycles saisonniers de Pluton</b>	<b>93</b>
1	Motivations . . . . .	94
2	Article : Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes . . . . .	95
3	Discussions . . . . .	103
3.1	Les paramètres clés contrôlant le climat de Pluton . . . . .	103
3.2	L'inertie thermique de la glace d'eau . . . . .	103
3.3	Confrontation des modèles “Detailed balancing” et “patch” . . . . .	105
3.4	Les limites des scénarios proposés . . . . .	105
<b>4</b>	<b>Les cycles paléoclimatiques de Pluton</b>	<b>107</b>
1	The nitrogen cycles on Pluto over astronomical timescales . . . . .	108
1.1	Introduction . . . . .	108
1.2	Objectives . . . . .	109
1.3	Model description . . . . .	110
1.4	Impact of orbital, obliquity and TI changes on surface temperatures . . . . .	115
1.5	Changes of N <sub>2</sub> ice thickness in Sputnik Planitia . . . . .	116
1.6	Possible equilibrium states for Pluto's ices . . . . .	125
1.7	Discussion . . . . .	132
1.8	Conclusions . . . . .	134
2	Les cycles de méthane sur des échelles astronomiques . . . . .	136
2.1	Configuration des simulations . . . . .	136
2.2	Résultats . . . . .	136
2.3	L'impact du méthane sur le cycle de l'azote . . . . .	137
2.4	Un scénario pour le cycle de méthane . . . . .	138
<b>5</b>	<b>Résultats du GCM : l'atmosphère de Pluton en 2015</b>	<b>141</b>
1	Motivations et démarche . . . . .	142
2	Résultats préliminaires du GCM . . . . .	143
2.1	Etat initial : distribution des glaces à la surface et topographie . . . . .	143
2.2	Les cycles de CH <sub>4</sub> et de CO . . . . .	144
2.3	Températures de surface et vents de basse altitude . . . . .	146

---

2.4	Températures atmosphériques . . . . .	148
2.5	Les régimes possibles de circulation atmosphérique . . . . .	149
2.6	Cycle diurne de sublimation de N <sub>2</sub> . . . . .	152
3	Résultats GCM en haute résolution . . . . .	152
3.1	Les nouveaux scénarios GCM pour 2015 . . . . .	152
3.2	La circulation générale en juillet 2015 . . . . .	153
3.3	Vents proches de la surface . . . . .	156
3.4	Impact des vents sur les particules de brume et le méthane . . . . .	161
3.5	Profils de température . . . . .	162
3.6	Nuages de glace de méthane . . . . .	168
<b>6</b>	<b>Modélisation 3D de la brume organique de Pluton</b>	<b>173</b>
1	Motivations et démarche . . . . .	174
2	Article : 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere . . . . .	177
2.1	Introduction . . . . .	177
2.2	Background on planetary haze formation . . . . .	178
2.3	Model description . . . . .	181
2.4	Modeling haze on Pluto . . . . .	181
2.5	Results . . . . .	186
2.6	Summary . . . . .	198
3	Discussions des résultats et perspectives . . . . .	200
3.1	Les limites du modèle de formation des brumes organiques . . . . .	200
3.2	Les couleurs et les quantités de tholins sur Pluton . . . . .	202
<b>Annexe A</b>	<b>La calendrier de Pluton</b>	<b>217</b>
<b>Annexe B</b>	<b>Publications et conférences</b>	<b>223</b>
<b>Bibliographie</b>		<b>225</b>

# INTRODUCTION

Pluton est un corps céleste petit et glacé découvert en 1930. Il orbite autour du Soleil à plus de 30 unités astronomiques, juste derrière Neptune. C'est une planète naine, appartenant à une ceinture d'astéroïde : la ceinture de Kuiper. Cette région éloignée du système solaire est peu connue et a motivé la mission d'exploration NASA « New Horizons », dont le premier objectif a été le survol de Pluton en 2015, le second étant le survol d'un autre objet « trans-neptunien » prévu en 2019, appelé 2014 MU69. La sonde New Horizons a observé l'atmosphère et la surface de Pluton, grâce à des occultations radios (structure thermique de l'atmosphère), un spectromètre ultraviolet (structure thermique et aérosols par occultation solaire ;« airglow »), une caméra visible (géomorphologie, brumes) et un spectromètre/spectro-imageur visible et proche infrarouge (cartographie des glaces par analyse des raies proche-infrarouge) et a révélé un monde très actif, aux paysages variés.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre de cette mission d'exploration et a pour but d'améliorer notre connaissance globale du climat de Pluton (atmosphère et géologie de la surface) en utilisant des modèles de circulation générale (« Global Climate Model », ou GCM). Ces modèles numériques permettent de reproduire les différents processus climatiques à l'œuvre sur la planète naine, de simuler les possibles environnements passés, et d'expliquer les différentes observations de l'atmosphère et de la surface.

L'objet de la thèse a d'abord été de préparer l'exploration de Pluton par New Horizons en développant un modèle de climat 3D complet et un modèle de transport de volatils pour simuler l'atmosphère de Pluton et son interaction avec la surface (ces travaux font suite aux développements effectués dans la thèse de Mélanie Vangvichith ([Vangvichith, 2013](#)), ceci pour la période pré-survol (avant juillet 2015). Puis, pour la période post-survol, ce fut d'analyser et interpréter les observations de la composition atmosphérique, la structure thermique, les brumes, ainsi que la distribution des glaces à la surface et la géologie qui en découle en comparant les résultats des modèles avec les observations. Les données envoyées par la sonde sont arrivées au fur et à mesure (les dernières données sont arrivées sur Terre en novembre 2016), et les développements des modèles ont été adaptés en fonction des découvertes. Outre les données obtenues par New Horizons, j'ai pu utiliser des observations terrestres de la composition et la structure thermique de l'atmosphère de Pluton et des propriétés de la surface (la mission a motivé de nombreuses observations avec les télescopes terrestres au sol ou dans l'espace : occultations stellaires, spectroscopie infrarouge...). Les différentes analyses ont été partagées avec les membres de l'équipe New Horizons, via des téléconférences et les réunions d'équipe « Science Team Meeting ».

**PLAN DU MANUSCRIT**

- Dans le Chapitre 1 de la thèse, je rassemble les découvertes faites sur le système de Pluton depuis sa découverte en 1930 jusqu'à la mission New Horizons et les récentes observations terrestres.
- Le Chapitre 2 décrit les modèles utilisés et les développements et améliorations que j'ai apportés durant la thèse.
- Le Chapitre 3 est consacré aux cycles saisonniers des glaces volatiles de Pluton ( $N_2$ , CO,  $CH_4$ ), dans les conditions orbitales actuelles. J'y explique notamment comment le glacier Sputnik Planitia a pu se former.
- Dans le Chapitre 4, j'explore les cycles paléoclimatiques des volatiles, sur des millions d'années. J'élabore des scénarios expliquant les différentes textures et couleurs dans Sputnik Planitia et la formation des glaciers de méthane à l'équateur.
- Le Chapitre 5 décrit comment j'ai inclus la formation et le transport de brumes organiques dans le GCM, et présente des scénarios d'évolution de la brume dans l'atmosphère de Pluton.
- Dans le Chapitre 6, j'explore le climat actuel de Pluton et ses différents processus atmosphériques avec des simulations à haute résolution spatiales.
- Enfin, je conclus dans le dernier chapitre et discute les possibles perspectives de l'étude et de la modélisation de Pluton.

---

## CHAPITRE 1

---

# PLUTON ET LA MISSION NEW HORIZONS



### Sommaire

1	Les chroniques de Pluton . . . . .	4
2	Paramètres astronomiques et physiques de Pluton . . . . .	16
3	La mission New Horizons . . . . .	19
4	La surface de Pluton : une géologie complexe et active . . . . .	30
5	La fine atmosphère bleutée de Pluton . . . . .	48
6	Les lunes de Pluton . . . . .	57
7	Pluton vs les autres corps du Système solaire . . . . .	60
8	Les problématiques scientifiques actuelles sur Pluton . . . . .	60

---

## 1 Les chroniques de Pluton

### 1.1 La découverte en 1930

Après la découverte d'Uranus en 1781 par William Herschel, les astronomes ont logiquement suspecté la présence d'autres planètes dans le Système solaire. A partir des irrégularités observées dans le mouvement d'Uranus, le Britannique John Couch Adams et le Français Urbain Le Verrier calculèrent indépendamment l'un de l'autre la position de la planète perturbatrice avec une précision remarquable. Le Verrier envoya le 18 septembre 1846 ses résultats à son collègue allemand Johann Gottfried Galle, qui, le jour même de la réception de ce courrier, le 23 septembre 1846, découvrit Neptune exactement à l'endroit prédit.

Cette méthode mathématique pour dénicher une planète devint à la mode et à la fin du 19e siècle, certains astronomes commencèrent à soupçonner la présence d'un autre corps au-delà de Neptune et essayèrent de calculer sa position. L'un d'entre eux, Percival Lowell, riche homme d'affaire ayant fait fortune dans l'industrie du textile et reconvertis dans l'astronomie, fonda en 1894 un observatoire à Flagstaff (Arizona, Etats-Unis) à son nom, dédié à la recherche de ce nouveau corps, qu'il appelait « Planète X ». Une telle quête nécessitait de photographier un grand nombre de champs d'étoiles, avec un temps d'exposition d'au moins une heure pour récolter une quantité significative de photons. Chaque observation devait être reproduite dans les mêmes conditions quelques nuits plus tard. En effet, pendant ces quelques nuits, la position des étoiles reste fixe mais un point lumineux qui se déplacerait trahirait nécessairement la présence d'un objet du Système solaire.

En 1911, Lowell fait l'acquisition d'un comparateur à clignotement, lui permettant de comparer les clichés beaucoup plus vite. Ce dispositif fait apparaître, superposées sur un écran, les 2 photographies de la même portion de ciel prises à des instants différents, et les alterne rapidement. Le clignotement des images obtenues facilite la détection d'un objet qui aurait changé de position ou de magnitude<sup>1</sup>.

Entre 1914 et 1916, Lowell loue un télescope de 23 cm et intensifie les recherches. Avec un tel télescope, il aurait pu observer Pluton pour la première fois. Malheureusement, ses observations étaient focalisées sur l'écliptique et l'orbite fortement inclinée de Pluton la plaçait à cette époque en dehors du champ des photographies. De plus, Lowell s'attendait à découvrir un objet de magnitude 13 alors que Pluton était de magnitude 15, c'est à dire environ 10 fois moins lumineux. Lorsque Lowell mourut en 1916, il n'avait pas trouvé « sa » Planète X. Il désigna dans son testament son assistant Vesto Slipher comme directeur de l'observatoire et légua une grande somme d'argent à l'observatoire pour la poursuite des recherches. Une douzaine d'années plus tard, en 1928, Slipher recruta Clyde Tombaugh ([Figure 1.1](#)), jeune fermier du Kansas et également astronome amateur, pour reprendre la traque de la Planète X à l'aide d'un nouveau télescope de 33 cm. Plusieurs astuces permirent aux deux astronomes d'améliorer la qualité des clichés. Tout d'abord, le champ de vue étant assez bon, ils utilisèrent des plaques photographiques plus grandes (35 cm par 43 cm au lieu de 28 cm par 35 cm). Ensuite, pour améliorer le contraste des images, ils plierent légèrement la plaque de façon concave. Pour cela, les plaques étaient vissées aux coins et au centre sur un support, de façon à assurer la courbure idéale. Chaque point de la plaque devait se trouver dans la surface focale du télescope à 0,1 mm près ! Enfin, ils centrèrent l'image sur l'étoile la plus brillante du champ de vision pour guider le télescope et lui permettre de garder le meilleur pointage possible alors que la Terre tourne. En avril 1929, la campagne d'observation commença et Tombaugh, patient et appliqué, observa tour à tour des champs d'étoiles dans les constellations des Gémeaux, du Cancer, du Lion, de la Vierge,

<sup>1</sup>Ici la magnitude désigne une mesure de l'irradiance d'un corps observé depuis la Terre. C'est une échelle logarithmique inverse dans laquelle la magnitude augmente d'une unité lorsque l'irradiance est divisée par 2,5. Il est habituel de définir la magnitude zéro comme étant celle de l'étoile Véga. Quelques exemples : Pleine lune (-12,6), station spatiale internationale pleinement éclairée à son périphérie (-5,3), Mars et Jupiter (-2,9), Saturne (0,4), Uranus (5,3), magnitude limite de l'oeil nu (6), Neptune (7,8), Pluton (13,8) ; Le télescope spatial Hubble peut détecter des objets jusqu'à la magnitude 31.

de la Balance, du Scorpion, du Sagittaire... Il accumula plus d'une centaine de plaques photographiques qui contenaient chacune en moyenne 160 000 étoiles (celles prises proche de la Voie lactée en contenait plus d'un million !). Tombaugh s'attela à la tâche en divisant chaque plaque de façon à ne comparer que des images de quelques centaines d'étoiles à la fois. Il lui fallait généralement une semaine pour examiner une paire de plaque<sup>2</sup>.

Début 1929, il rephotographia par deux fois (les nuit du 23 et 29 janvier) une région des Gémeaux centrée sur l'étoile delta Geminorum et passa les clichés au comparateur à clignotement, le 18 février (la Lune était alors trop brillante pour permettre une observation au télescope). Il remarqua alors, au milieu d'une image de 2 cm<sup>2</sup> contenant 300 étoiles, qu'un point lumineux avait bougé de 3 mm (Figure 1.2). Ce point se trouvait à 5° de la position de l'hypothétique planète prédicta par Lowell. Après avoir fait d'autres photographies permettant de confirmer son existence, l'équipe de l'observatoire décida d'annoncer officiellement la découverte de la nouvelle planète le 13 Mars 1930, date symbolique correspondant à la fois au 75<sup>e</sup> anniversaire de Lowell et au 149<sup>e</sup> anniversaire de la découverte d'Uranus<sup>3</sup>.

Le nom de Pluton, suggéré par Venetia Burney, petite fille d'un astronome anglais, fut choisi pour sa référence mythologique au dieu romain des Enfers et en hommage à Percival Lowell, dont les initiales correspondent aux deux premières lettres de Pluton<sup>4</sup>.

Pour les astronomes de Flagstaff, l'excitation de la découverte contrasta avec la déception de ne percevoir qu'un point lumineux, et non un disque. Pluton est en effet plus loin et plus petite qu'espérée. Elle ne pouvait pas être la fameuse Planète X, responsable des perturbations d'orbites d'Uranus et de Neptune. En réalité, il fut démontré en 1993 que les irrégularités résiduelles du mouvement d'Uranus et Neptune étaient fictives, car fondées sur des erreurs d'observations. Pluton a donc été découverte à partir d'une hypothèse erronée. Après la découverte de Pluton, Tombaugh obtint une bourse pour poursuivre ses études à l'université du Kansas et continua sa carrière d'astronome et sa recherche de Planète X avec le télescope et le comparateur à clignotement. L'équipe de l'observatoire utilisa le même télescope de 33 cm pour tenter de trouver d'autres objets au-delà de Neptune de magnitude 16 voire 17 (5 à 10 fois moins lumineux que Pluton). Elle essaya même pour des objets de magnitudes 18, mais le travail était extrêmement fastidieux, avec parfois des millions d'étoiles sur une seule plaque, nombre augmentant avec le rapprochement de la Voie lactée. L'équipe projeta d'acheter un nouveau télescope de 63 cm pour poursuivre les recherches jusqu'à la magnitude 19. Mais la seconde guerre mondiale éclata, et le programme fut mis de côté. Pourtant, un tel projet aurait pu mener à l'époque aux découvertes d'autres planètes naines comme Makemake et Haumea (les deux de magnitude 17) et aurait sans doute motivé des observations approfondies de la ceinture de Kuiper.

Finalement, le bilan de l'ensemble du programme de recherche de la Planète X, après 7000 heures passées devant le comparateur à clignotement et l'examen de 90 millions d'étoiles, a été l'observation de 4000 astéroïdes dont 40% de nouveau, le comptage de 30 000 galaxies, et seulement 1 comète identifiée.

## 1.2 Années 70-80 : premières découvertes autour de Pluton

Après 1930, il a fallu attendre plusieurs décennies avant d'obtenir de nouvelles informations scientifiques autour de Pluton (seule l'orbite était assez bien connue à l'époque). Dans les années 70, de nouvelles technologies comme la photométrie et la spectroscopie permirent de découvrir la période de rotation de Pluton, son obliquité, et sa couleur de surface rougeâtre dominante.

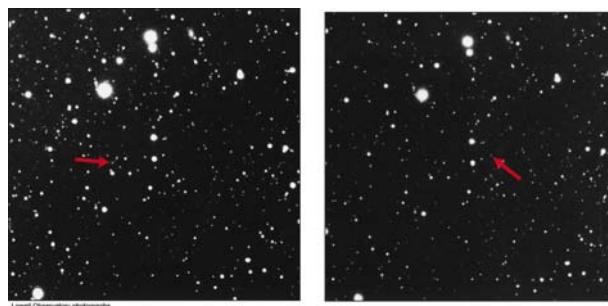
<sup>2</sup>Cela fait 100 plaques par an, avec 2 semaines de vacances.

<sup>3</sup>Des photos de Pluton ont été prises involontairement dans d'autres observatoires bien avant sa découverte au Lowell Observatory, sans que les astronomes ne s'en rendent compte. La plus ancienne remonte au 20 aout 1909 au Yerkes Observatory.

<sup>4</sup>Le chien de Disney Pluto ainsi que l'élément chimique plutonium ont été nommés ainsi comme un clin d'oeil à la nouvelle découverte.



**FIGURE 1.1** – Clyde Tombaugh devant le comparateur à clignotement (1938)



**FIGURE 1.2** – Les portions de plaques photographiques à l'origine de la découverte de Pluton, prises dans la région de l'étoile delta Geminorum, dans la constellation des Gémeaux. Les flèches rouges montrent le déplacement de l'objet de 3 mm sur la plaque entre le 23 janvier et le 29 janvier 1930.

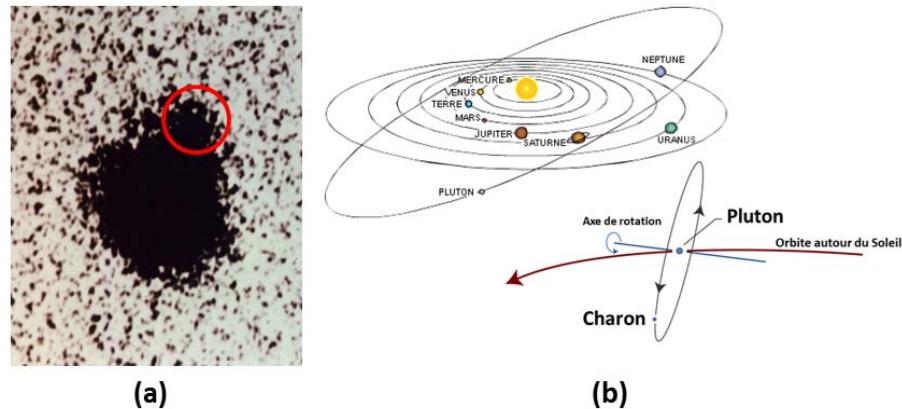
En 1976, de la glace de méthane est détectée à la surface de Pluton (Cruikshank et al., 1976) et la présence d'azote est suspectée en raison de la ressemblance avec Triton, le plus gros satellite de Neptune (distance par rapport au soleil, signature spectrale du méthane). Le 22 juin 1978, James Christy examine des plaques photographiques contenant des images agrandies de Pluton. Il note une boursouflure sur les images apparaissant périodiquement, ce qui présage la présence d'une lune de taille importante (Figure 1.3.a), qui fut nommée Charon (Christy and Harrington, 1978)<sup>5</sup>.

Pluton et son satellite Charon sont en rotation synchrone<sup>6</sup>. Ils mettent exactement le même temps à faire une révolution autour de leur centre de masse commun, durée pendant laquelle ils effectuent aussi une rotation complète autour de leur axe de rotation<sup>7</sup>. La découverte de Charon a permis d'obtenir des

<sup>5</sup>Lorsqu'il a fallu trouver un nom pour cette lune, Christy pensa au prénom de sa femme, Charlene. Cependant, ce n'était pas permis par les règles de L'Union astronomique internationale (UAI) et il proposa alors Charon, le passeur du fleuve des enfers dans la mythologie romaine, qui fut accepté. De nos jours, beaucoup d'astronomes prononcent Charon « à la française », par égard pour James Christy.

<sup>6</sup>Pluton et Charon ont chacun un côté qui se font toujours face. Un observateur situé sur Pluton dans l'hémisphère anti sub Charon ne pourrait jamais voir Charon.

<sup>7</sup>Le barycentre des masses est extérieur à Pluton. Les deux corps tournent l'un autour de l'autre comme deux patineurs se tenant par les mains. C'est un système double, le premier découvert dans le Système solaire, ce qui fut d'ailleurs un des arguments pour motiver la conception de la mission d'exploration New Horizons.



**FIGURE 1.3** – (a) Photographie de Pluton datant de 1978 et montrant la protubérance (dans le cercle rouge) qui a mené à la découverte de sa lune Charon (Pluto and Charon Lithograph, NASA, 2009). (b) Orbite et inclinaison du système Pluton-Charon dans le Système solaire.

valeurs plus précises de la masse de Pluton, de son diamètre et de sa densité (voir Tableau 1.1). Mais surtout, elle a permis de comprendre et d'observer les évènements mutuels de Pluton et Charon qui se sont produits quelques années plus tard.

### 1.3 Les évènements mutuels (1985-1990)

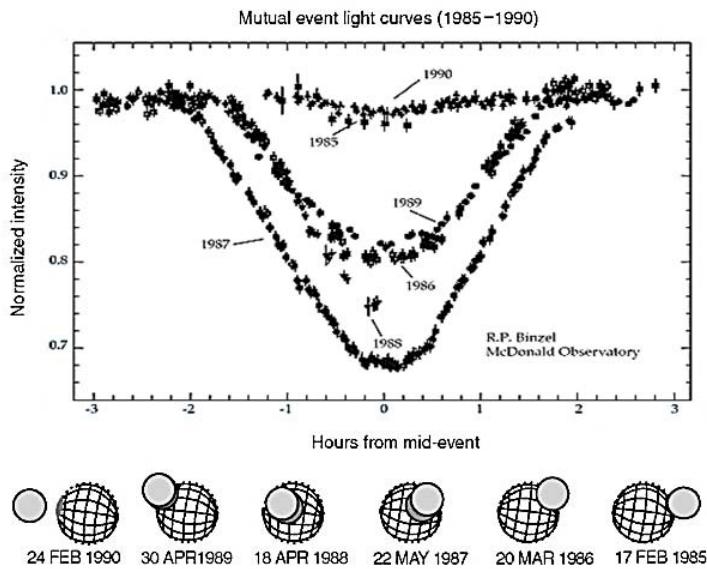
Figure 1.3.b montre la géométrie du système Pluton Charon. Le système est incliné de  $119^\circ$  par rapport au plan de son orbite. Entre 1985 et 1990, l'équateur de Pluton et donc le plan de l'orbite de Charon autour de Pluton étaient alignés avec la Terre, ce qui a permis aux astronomes d'observer les évènements mutuels, ou éclipses mutuelles, c'est à dire plusieurs passages de Charon derrière et devant Pluton : les deux corps s'éclipsaient partiellement l'un après l'autre, et ce chaque demi-journée platonienne (3.2 jours)<sup>8</sup>.

En comparant les différentes courbes de lumières obtenues lors des différentes éclipses (Figure 1.4), les astronomes ont pu déterminer de façon plus précise la taille des deux corps, dresser des cartes de réflectance de Pluton (Buie and Tholen, 1989; Buie et al., 1992; Young and Binzel, 1993) et obtenir des spectres pour chacun des deux corps (le spectre de Pluton était marqué par la signature du méthane, et celui de Charon par celle de la glace d'eau). Ces cartes ont attisé la curiosité des astronomes. D'où pouvait venir cette alternance de régions sombres et brillantes (Figure 1.5) ? On pensait alors déjà à des cycles saisonniers de glace volatiles, sublimant aux points chauds et condensant aux points froids, tout comme sur Mars et Triton.

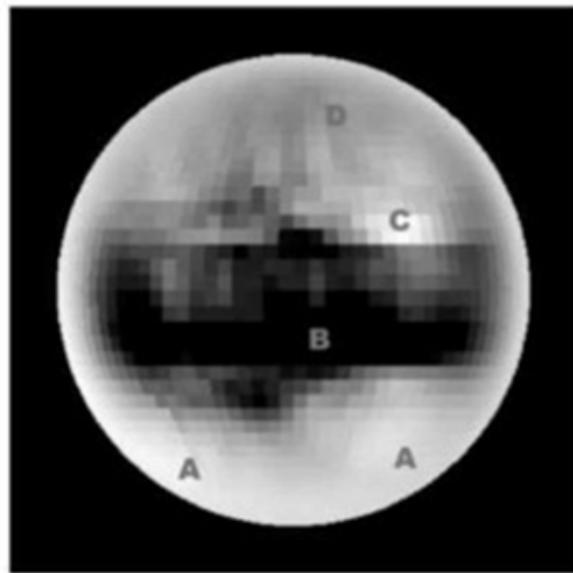
### 1.4 Observations et modélisations après les évènements mutuels

A partir de 1988, plusieurs méthodes furent utilisées pour explorer Pluton depuis la Terre : les occultations stellaires, l'imagerie directe, la spectroscopie des glaces et de l'atmosphère, la modélisation, jusqu'à ce qu'une mission spatiale soit lancée en 2006.

<sup>8</sup>Les évènements mutuels sont observables lors des équinoxes de printemps et d'automne sur Pluton. Une année sur Pluton dure 248 terrestres, et les évènements mutuels arrivent donc une fois tous les cent ans environ.



**FIGURE 1.4** – Géométrie et courbe de lumière des événements mutuels entre 1985 et 1990 : Pluton et Charon s'éclipsent mutuellement et plus ou moins partiellement. La figure du haut montre le flux lumineux total émis par Pluton et Charon lors des différents transits de Charon devant Pluton.



**FIGURE 1.5** – Carte d’albédo de Pluton obtenue à partir des données récoltées lors des événements mutuels, correspondant à l’hémisphère de Pluton faisant face à Charon (longitude  $0^\circ$  au centre). On peut remarquer une région brillante au sud (A), une région équatoriale sombre (B), une zone très brillante autour de  $17^\circ\text{N}$  (C) et un hémisphère nord d’albédo relativement moyen (D).

#### 1.4.a Les occultations stellaires

Lorsqu'un corps passe et s'interpose devant une étoile lointaine pour un observateur terrestre, il masque temporairement son signal lumineux. Ce phénomène, appelé occultation stellaire, est plus ou moins fréquent selon l'alignement du corps avec le centre galactique. Il n'est visible que depuis une partie du globe, mais il est prévisible. Si l'objet ne possède pas d'atmosphère, alors le signal lumineux de l'étoile disparaît subitement pour réapparaître quelques dizaines de secondes plus tard une fois la planète passée. Si la planète possède, au contraire, une atmosphère (les occultations stellaires peuvent détecter une pression supérieure au nanobar), cette atmosphère dévie peu à peu les rayons lumineux de l'étoile (par réfraction atmosphérique), et le signal reçu s'atténue et s'amplifie plus graduellement. La courbe de lumière obtenue (en fonction du temps) et plus particulièrement la pente de la courbe correspondant à la réfraction atmosphérique donne des informations sur la structure thermique de l'atmosphère observée (variation de pression, densité, température avec l'altitude).

Dans le cas de Pluton, cette méthode s'avéra extrêmement puissante. En effet, l'observation directe de Pluton est assez compliquée, et même avec des télescopes très performants, son atmosphère reste difficile à observer du fait de la petite taille de Pluton et de la grande distance la séparant de la Terre (30 UA : observée depuis notre planète, Pluton a un diamètre apparent inférieur à un quart de seconde d'arc). À l'inverse, les occultations stellaires ne sont pas très dépendantes de la distance du corps observé. Elles ont ainsi apporté de nombreuses nouvelles informations (certaines données d'occultations depuis la Terre rivalisent avec les données de la sonde New Horizons)<sup>9</sup>.

Une première détection de l'atmosphère a été réalisée lors d'une occultation en 1985 (Brosch, 1995). Puis, le 9 juin 1988, une occultation stellaire observée simultanément en huit endroits du globe (Figure 1.6) a mis en évidence la présence sur Pluton d'une atmosphère (qui s'est révélée être principalement composée d'azote) extrêmement ténue et transparente aux rayons solaires et infrarouges (Hubbard et al., 1988; Elliot et al., 1989), d'une pression d'environ 2 microbars (soit 2 dixièmes de pascals) mesurée à 1215 km du centre de Pluton. Cette ténuité s'explique par le fait que la glace d'azote sur Pluton est en équilibre thermodynamique avec la vapeur d'azote, avec une température à la surface d'environ 40 K (soit -233 °C)<sup>10</sup>. Cette température de surface est contrôlée par le bilan radiatif entre le flux lumineux incident, l'émission thermique infrarouge de la surface, la conduction, et les échanges de chaleur entre l'atmosphère et la surface (chaleur latente de sublimation et condensation).

Le profil thermique obtenu par l'inversion de la courbe de lumière de 1988 (Figure 1.7) a montré une structure surprenante et inédite, avec une atmosphère beaucoup plus chaude que la surface et un gradient thermique très fort dans les premières couches et très faible à hautes altitudes (thermosphère isotherme chaude à 100 K, stratosphère juste au-dessus de la surface, troposphère incertaine). C'est sa composition (essentiellement de l'azote gazeux avec une fraction de CO et de méthane), qui est à l'origine de ce chauffage. Certaines bandes du méthane absorbent les rayons lumineux dans le proche infrarouge et réchauffent l'atmosphère. Si d'autres bandes du méthane et du CO la refroidissent, le chauffage prédomine par rapport au refroidissement et l'équilibre se fait ainsi à des températures élevées. Autrement dit, rien ne peut refroidir de façon efficace l'atmosphère de Pluton (en tout cas dans la basse atmosphère, voir Section 5.1)<sup>11</sup>.

Dans les années 2000, d'autres occultations stellaires ont révélé de façon plus précise le profil thermique de l'atmosphère de Pluton Figure 1.8. Par ailleurs, les occultations ne parvenant pas jusqu'à la

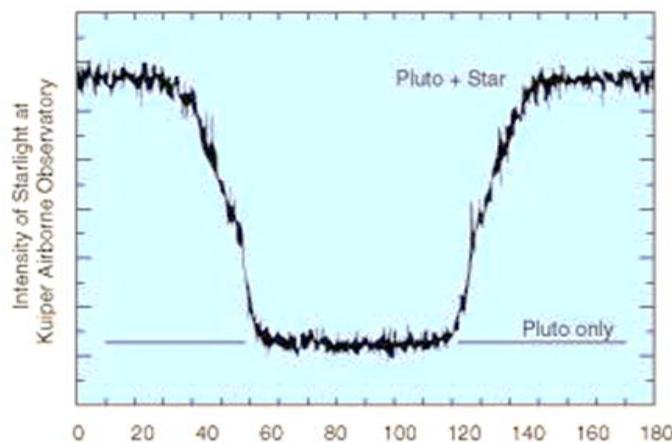
<sup>9</sup>Par exemple, Lellouch et al. (2015) ont pu estimer le rayon de Pluton à 1184 km, ce qui ne diffère que de 3 km de la valeur réelle, mesurée par New Horizons.

<sup>10</sup>La température la plus froide jamais enregistrée sur Terre était de -89.2° C (en Antarctique).

<sup>11</sup>On ne peut pas parler d'effet de serre sur Pluton car l'atmosphère est plus chaude que la surface et n'absorbe pas particulièrement aux longueurs d'onde émises par la surface. Dans ce cas, l'absorption thermique de l'atmosphère crée plutôt un anti effet de serre. En fait, sur Pluton l'atmosphère est très fine et n'a que peu d'effet sur la température de surface.

surface, plusieurs hypothèses ont été émises concernant la présence (Stansberry et al., 1994; Lellouch et al., 2009) ou l'absence (Strobel et al., 1996) d'une troposphère<sup>12</sup>.

En 2010, la pression de surface a été estimée entre 0.65 et 2.4 Pa (Lellouch et al., 2011a). Entre 2012 et 2013, une augmentation de la pression de surface d'environ  $6\pm1\%$  a été mise en évidence (Dias-Oliveira et al., 2015), suivie d'une augmentation d'environ  $5\pm2\%$  entre 2013 et 2015 (Sicardy et al., 2016), ce qui traduit une augmentation de pression d'un facteur 3 depuis 1988 (Millis et al., 1988, 1993; Sicardy et al., 2003; Pasachoff et al., 2005; Young et al., 2007; Sicardy et al., 2007; Young et al., 2008; Person et al., 2013; Young, 2013; Bosh et al., 2015; Sicardy et al., 2016), comme le montre la Figure 1.9. Ces fortes variations saisonnières de pression sur Pluton sont plus importantes que celles observées sur Mars au cours d'une année martienne, où la pression de CO<sub>2</sub> varie de 25%. Par ailleurs, de récentes occultations ont montré que la pression sur Pluton a diminué depuis 2015 et semble donc avoir atteint son maximum cette année-là (Bruno Sicardy, communication personnelle)<sup>13 14</sup>.



**FIGURE 1.6** – Courbe de l'occultation stellaire par Pluton obtenue le 9 juin 1988 à bord de l'avion de la NASA Kuiper Airborne Observatory, révélant la présence d'une atmosphère. Cette courbe, représentée sur la figure, montre un léger décrochage, en forme de "genou", indice d'une forte inversion de température dans les premiers niveaux de l'atmosphère.

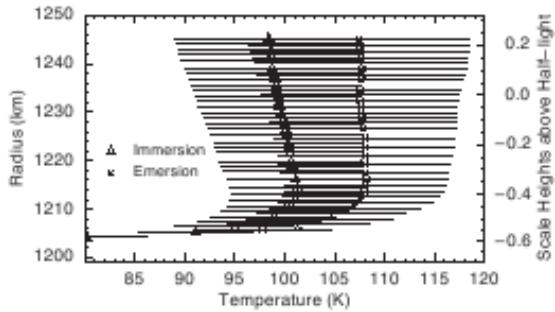
#### 1.4.b Imagerie directe

La connaissance du système pluronien a également progressé de grâce à l'imagerie à haute résolution angulaire du Hubble Space Telescope (HST). Bien que les meilleures images obtenues de Pluton avec le HST soient très saturées et ne contiennent que quelques pixels, il est possible, après traitement infor-

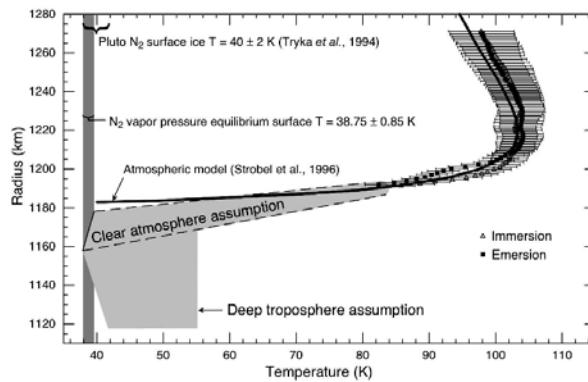
<sup>12</sup>Si l'étoile passe exactement derrière le centre du corps observé, on peut obtenir un pic (flash lumineux) au centre de la courbe d'occultation, dû à une forte réfraction des rayons dans la basse atmosphère (effet de lentille). L'analyse de ce flash permet de remonter à des propriétés de l'atmosphère à quelques kilomètres au-dessus de la surface. Généralement, un tel flash n'est visible que depuis une petite région du globe, de quelques dizaines de kilomètres.

<sup>13</sup>A titre de comparaison, la pression au sol de l'atmosphère terrestre est de 1 bar, celle de Mars est de 6 millibars, ce qui signifie que la pression atmosphérique sur Pluton est de 100 000 fois plus faible que la pression terrestre, et 300 fois plus faible que celle de Mars. Elle correspond à la pression terrestre à environ 60 km d'altitude (mésosphère).

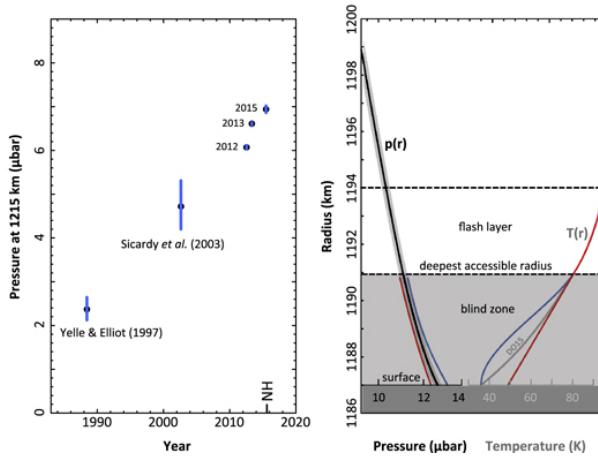
<sup>14</sup>Avant les années 2000, de nombreux scientifiques soutenant l'idée d'une mission vers Pluton craignaient que la pression de surface se mette à baisser et que la mission n'arrive trop tard pour observer une atmosphère significative. Mais les occultations observées jusqu'en 2015 ont montré que la pression continuait à augmenter; New Horizons est donc heureusement arrivée au bon moment !



**FIGURE 1.7** – Profil thermique obtenu à partir de l’occultation de 1988 par l’inversion de la courbe de lumière (Elliot et al., 1989).



**FIGURE 1.8** – Profil thermique obtenu à partir de l’occultation de 2006 par l’inversion de la courbe de lumière (Elliot et al., 2007).



**FIGURE 1.9** – Evolution de la pression à  $r=1215$  km depuis 1988 (à gauche) et extrapolation des profils de pression et de températures dans les premiers km de Pluton (Figure issue de Sicardy et al. (2016)).

matique de l'image, de distinguer des contrastes de luminosités à la surface de Pluton et ainsi de mesurer avec précision la période de rotation. Après les évènements mutuels, des campagnes d'observation de Pluton furent menées avec le HST, notamment en 1994 et en 2002. Après traitement des données, les cartes obtenues révèlèrent un mélange de zones brillantes et sombres à la surface (Figure 1.11), cohérentes avec celles observées lors des événements mutuels des années précédentes (Young and Binzel, 1993; Drish et al., 1995; Stern et al., 1997; Buie et al., 2010). Les astronomes remarquèrent également que Pluton était en moyenne devenue un peu plus rouge en 2002 par rapport à 1994, avec une région polaire nord plus brillante et un hémisphère sud plus sombre (Figure 1.11). Cette teinte rouge est due à l'action du rayonnement solaire ultraviolet sur la glace de méthane et les tholins (voir Section 4.2.b pour plus de détails sur les tholins), abondement présents à la surface.

Lorsque la sonde NASA New Horizons fut sélectionnée pour survoler Pluton, plusieurs campagnes d'observations du système pluto-nien furent menées avec le HST pour déceler la présence de lunes ou de disque de débris dans le système de Pluton, et ainsi évaluer les risques de collision avec la sonde pour éventuellement corriger sa trajectoire. En 2006, deux petites lunes furent ainsi découvertes et nommées Nix (environ 42 km de diamètre) et Hydra (55 km)<sup>15</sup>. Kerberos (12 km) fut découverte en 2011, et Styx (7 km) en 2012, ce qui porte le nombre de lunes à 5 avec Charon (Figure 1.10)<sup>16</sup>.

New Horizons a montré que les quatre petites lunes sont de forme irrégulière et orbitent autour de Pluton de façon circulaire, dans le même plan Pluton-Charon, et à une distance située entre 2 et 4 fois la distance Pluton-Charon. En 2015, la sonde New Horizons en approche du système de Pluton confirma après une intense recherche qu'il n'existe pas d'autre lune plus large que 4.5 km de diamètre à une distance au moins inférieure à 180 000 km de Pluton (la contrainte est encore plus faible si on considère une distance plus petite).

#### 1.4.c Spectroscopie de la surface

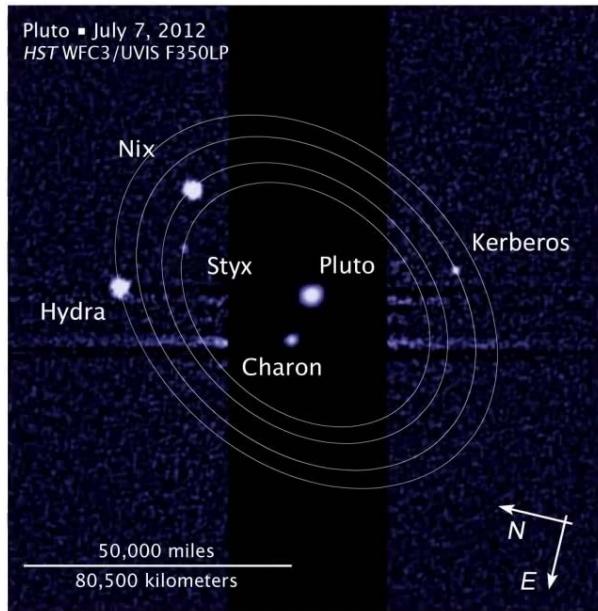
Les analyses par spectroscopie infrarouge ont identifié plusieurs types de glaces à la surface de Pluton : celle du méthane en 1974 (Cruikshank et al., 1976), puis celles de CO et de N<sub>2</sub> en 1993 (Owen et al., 1993). Plusieurs observations et analyses spectrales ont permis de mieux caractériser la surface de Pluton, dans le visible-proche infrarouge (Cruikshank et al., 1997; Douté et al., 1999; Grundy and Buie, 2001; Grundy et al., 2002; Olkin et al., 2007; Protopapa et al., 2008; Merlin et al., 2010) mais aussi dans l'ultraviolet (Stern et al., 1989; Buie et al., 2010). De l'éthane a également été détecté à la surface (De Meo et al., 2010). Figure 1.12 montre le spectre moyen de la surface de Pluton entre 2002 et 2014 (« Grand Average Spectrum », (Grundy et al., 2013)).

Ces travaux ont permis de comprendre que Pluton est un monde glacé très complexe. En effet :

- Pluton a une atmosphère d'azote en équilibre solide-gaz avec les glaces à la surface...
- ... mais la glace d'azote n'est pas présente partout à la surface et la distribution des différentes glaces, complexe, semble avoir évolué avec le temps (Grundy et al., 2014).
- Les températures de surface sont très froides, et varient selon la location (on peut les estimer avec les données spectrales). Toutes les raies des glaces ont été mesurées à très basses températures : l'étude de la bande du N<sub>2</sub> à 2.15 μm (qui est très sensible à la température) a permis une estimation de la température de surface de 40 K (Tryka et al., 1994). D'autres études ont estimé une température de surface moyenne de Pluton entre 35 K (à 1300 μm, Stern et al. (1993); Jewitt (1994)) et 55-60 K (à 60-100 μm, Sykes et al. (1987); Aumann and Walker (1987)).

<sup>15</sup>Nyx est la déesse grecque de la nuit. La lune de Pluton Nix s'écrit avec un « i » pour éviter la confusion avec l'astéroïde 3908 Nyx. Nix et Hydra : N + H = NH comme New Horizons.

<sup>16</sup>Kerberos a été découverte avec HST lorsque les astronomes ont choisi de photographier le système de Pluton avec des temps d'exposition de 8 min, ce qui était beaucoup plus long que les précédentes observations. En réalité, Kerberos aurait pu être découverte plus tôt car elle a été identifiée dans des images d'archives de Hubble datant du 15 février 2006 et du 25 juin 2010.



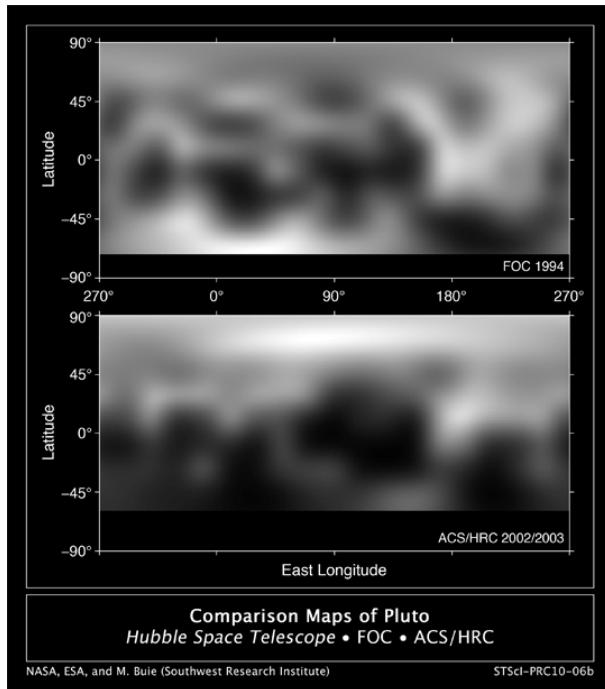
**FIGURE 1.10** – Photographie des lunes de Pluton prise par le HST le 7 juillet 2012, révélant la présence de deux nouvelles lunes jusqu'alors inconnues : Kerberos et Styx. Crédits : NASA, ESA, and M. Showalter (SETI Institute).

- Les raies d'absorption ne sont pas toutes caractéristiques d'un composé pur, mais parfois d'un mélange de différentes glaces. Il y a trois grands types d'assemblages de glace : mélange intime, stratification et ségrégation spatiale. A la différence de la glace d'eau et du CO<sub>2</sub> sur Mars, le méthane, le CO et le N<sub>2</sub> ont la particularité d'être partiellement solubles entre eux. Il y a donc des glaces riches en méthane, d'autres en N<sub>2</sub>, et les domaines de stabilité de chacune des phases varient en fonction de la température et de la proportion entre les deux molécules (voir le diagramme de phase au Section 5.2). De nombreux paramètres physiques interviennent dans les modèles d'analyses des spectres, comme la taille des grains ou le pourcentage de CO et de CH<sub>4</sub> dans le mélange moléculaire. Cela complique l'interprétation des spectres, d'autant plus que certains mélanges n'ont jamais été étudiés en laboratoires (par exemple, CO-CH<sub>4</sub>). De plus, la résolution horizontale ne permet pas toujours de savoir si le mélange est intime ou seulement séparé spatialement.
- En particulier, si l'on considère que toute la glace de méthane à la surface est mélangée dans la glace d'azote dans une proportion moléculaire de 1%, alors sa pression partielle dans l'atmosphère devrait être très faible (de l'ordre de 0.001%, voir la Loi de Raoult au Section 5.2). Or les pressions partielles du méthane sont plus élevées (voir section suivante), ce qui implique d'avoir des mélanges riches en méthane à la surface de Pluton (Lellouch, 1994).

Plus de détails sur les spectres sont données dans Philippe (2016), dont le paragraphe suivant est extrait :

La Figure 1.12, montre que la molécule de méthane est celle qui a le plus d'influence sur le spectre. Les bandes d'absorption de cette molécule lui donnent sa structure générale. De petites bandes d'absorption parsèment le spectre et révèlent une diversité plus grande :

- À 2.15 μm, une petite bande indique la présence de glace de N<sub>2</sub>.
- Les bandes à 1.58 μm et 2.35 μm indiquent la présence de glace de CO.
- La bande à 1.69 μm indique la présence d'une phase de glace de CH<sub>4</sub> sous une forme très pure,



**FIGURE 1.11** – Photographies de Pluton prises par le HST (par deux instruments différents à bord du télescope). Haut : Carte d’albédo obtenue en 1994 par une des caméras FOC (ESA Faint Object Camera). Bas : Carte obtenue à partir des photographies prises en 2002-2003 par ACS (Advanced Camera for Surveys). Les bandes noires au bas de chaque image correspondent aux régions non visibles aux dates mentionnées car plongées dans la nuit polaire. Ces cartes correspondent aux meilleures données obtenues par le HST (Buie et al., 2010).

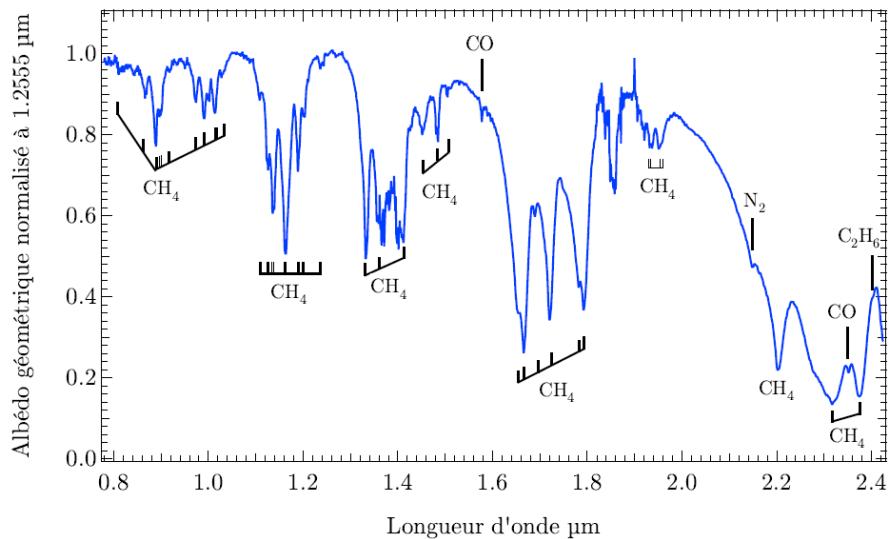
contenant très peu de N<sub>2</sub> en mélange moléculaire.

- Enfin, la non-saturation de la bande à 2.32 μm du CH<sub>4</sub> indique qu’un quatrième composant doit être présent à la surface.
- La bande à 2.405 μm est caractéristique de l’éthane (C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>).

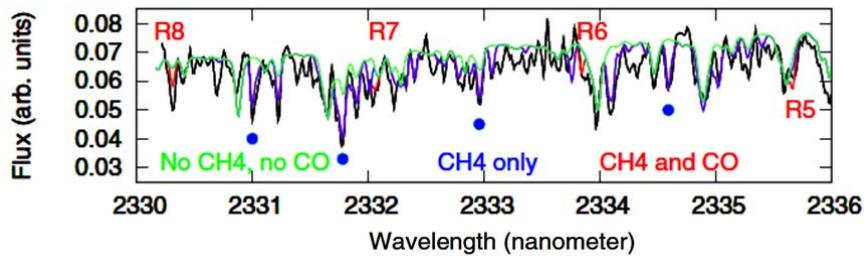
Quid de Charon ? Avant New Horizons, on ne savait que très peu de chose sur le satellite de Pluton, du fait de la faible résolution spatiale. On avait remarqué que sa surface était deux fois moins réfléchissante que celle de Pluton (ce qui restait suffisant pour y indiquer la présence de glace), que sa couleur n’était pas rougeâtre comme Pluton mais restait assez neutre, et qu’elle était recouverte de glace d’eau avec quelques traces d’ammoniac.

#### 1.4.d Spectroscopie de l’atmosphère

L’analyse de la composition de l’atmosphère de Pluton par spectroscopie depuis la Terre est difficile car elle nécessite des résolutions spectrales très fines afin de détecter les signatures des différents composants (N<sub>2</sub> n’en a quasiment pas !). Le méthane gazeux fut détecté en 1992 (Young et al., 1997). Son rapport de mélange atmosphérique fut estimé à environ 0.5% entre 2010 et 2015 (Lellouch et al., 2009, 2011a, 2015). Le CO fut détecté en 2011 (Figure 1.13) avec un rapport de mélange de 0.05% (Lellouch et al., 2011a). Enfin, de récentes mesures ont également mis en évidence la présence de HCN (Lellouch et al., 2016).



**FIGURE 1.12** – Ce spectre représente la moyenne spectrale de 82 spectres acquis avec l’Infrared Telescope Facility (IRTF) entre 2002 et 2014 ([Grundy et al., 2013; Philippe, 2016](#)). Ce télescope, situé à Mauna Kea, est optimisé pour l’observation en infrarouge à des longueurs d’ondes entre 1 et 25  $\mu\text{m}$ . Les absorptions des différentes molécules identifiables sont indiquées.



**FIGURE 1.13** – Un spectre de l’atmosphère de Pluton ([Lellouch et al., 2011a](#)). L’observation est en noir. Les spectres verts, rouges et bleus sont des issus d’un modèle et simulent la signature du méthane, de l’azote et du CO. Les mesures ont été effectuées par Emmanuel Lellouch et obtenues avec le spectromètre CRIRES du télescope VLT (instrument à la pointe de la technologie actuelle avec de grands miroirs et une résolution de 100 000).

#### 1.4.e Les modèles de transport des glaces volatiles

Si on veut étudier Pluton sans télescope ni spectromètre, ni autre instrument à part un ordinateur, alors la modélisation numérique est très intéressante. C’est le support de cette thèse, qui explore le climat de Pluton à l’aide de modèles numériques thermiques et climatiques. Les différentes données spectroscopiques de la surface de Pluton ont permis d’élaborer des cartes d’albédo de la surface, appelées à être simulées par des modèles globaux de transport des glaces volatiles ([Lellouch et al., 2000](#)).

Après les premiers modèles focalisés sur le cycle du méthane ([Stern et al., 1988; Binzel, 1990](#)), des modèles explorant le cycle de l’azote ont été développés ([Hansen and Paige, 1996; Young, 2012](#)). Dans leur simulation, la glace d’azote sur Pluton se dépose soit aux pôles pendant les hivers nord et sud si la glace est mobile, soit au niveau de la région équatoriale, plus froide en moyenne annuelle que les pôles en

raison de la forte obliquité, si la glace est peu mobile. La mobilité de la glace dépend d'un grand nombre de ses propriétés. De façon générale, la glace est plus mobile pour des albédos, émissivités et inerties thermiques faibles (voir Chapitre 3 et 4). D'autres modèles ont également été proposés pour expliquer les quantités d'espèces volatiles ( $\text{CH}_4$ , CO) observées dans l'atmosphère de Pluton, explorant en particulier le comportement du méthane mélangé dans de la glace d'azote. Le « patch model » suggère la présence de parcelles de méthane pur à la surface de Pluton, plus chauds que la glace d'azote (Stansberry et al., 1996; Spencer et al., 1997), alors que le « Detailed Balancing Model » suggère qu'une fine couche moléculaire riche en  $\text{CH}_4$  se forme à l'échelle globale en surface de la glace de  $\text{N}_2$  de façon à freiner la sublimation de l'azote en dessous (Trafton et al., 1997), maintenant ainsi une atmosphère avec la même composition que celle de la glace. Les deux scénarios fonctionnent pour expliquer les 0.5% de méthane dans l'atmosphère.

Récemment, de nouveaux modèles de transport des glaces volatiles ont émergé (Young, 2012; Vangvi-chith, 2013) et ont initié ce travail de thèse ainsi que le développement du modèle décrit dans le Chapitre 2. En nous appuyant sur ces récents travaux de modélisation, nous étudions à nouveau l'évolution des espèces volatiles, à l'échelle annuelle dans le Chapitre 3 et géologique dans le chapitre 4.

Il est à noter que bien sûr, la méthode la plus efficace pour explorer un objet du Système solaire reste toujours d'aller sur place ou d'envoyer des sondes. On peut comprendre le vif intérêt pour une mission d'exploration vers Pluton car la planète naine est tellement loin qu'il est difficile d'avoir une idée globale de ce qu'on peut y trouver (comme le prouve par exemple la détection tardive de nouvelles lunes). La mission New Horizons, lancée en 2006 pour un survol de Pluton en 2015 avait pour but de surprendre par l'apport de nombreux éléments indétectables. Elle n'a pas déçu.

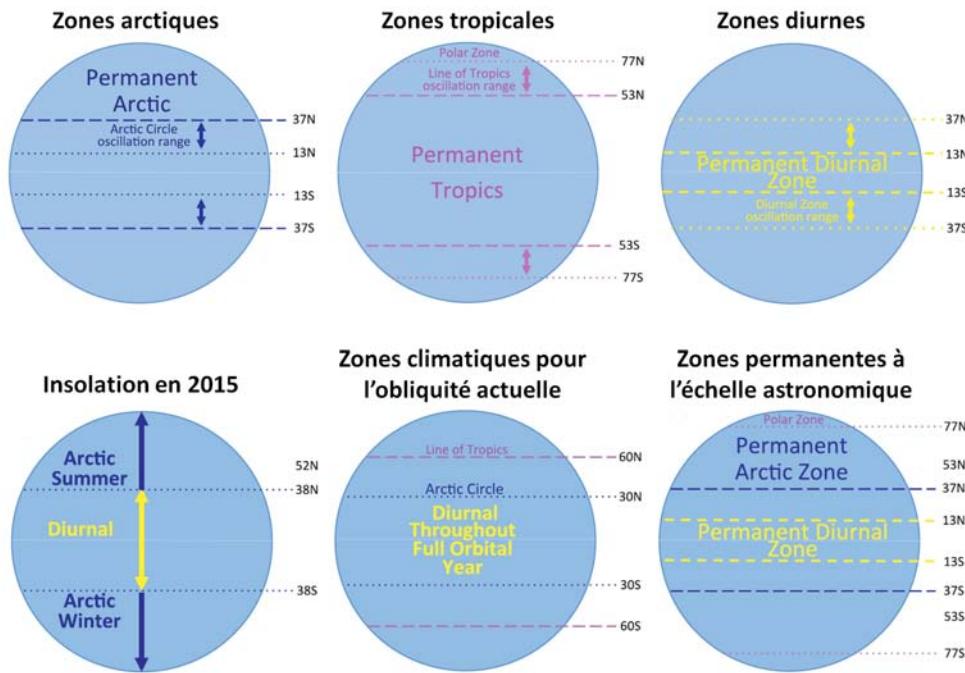
## 2 Paramètres astronomiques et physiques de Pluton

Les Tableau 1.1 et Tableau 1.2 rassemblent les principaux paramètres de l'orbite de Pluton et de ses lunes, ainsi que leur paramètres physiques. Pluton est située à plus de 30 unités astronomiques du Soleil, au-delà de l'orbite de Neptune dans la ceinture de Kuiper<sup>17</sup> : c'est donc un objet dit transneptunien (TNO), comme tous les petits corps de la ceinture de Kuiper (ou KBO pour Kuiper Belt Object). En 2006, elle perd son titre de planète au profit de planète naine, la raison principale étant qu'elle se situe dans une ceinture d'astéroïdes (Pluton a le matricule d'astéroïde 134340) et n'a donc pas assez « nettoyé » son orbite. Elle rejoint donc Cérès, Makemake, Hauméa, Eris... dans cette catégorie.

Avec son rayon de  $1187 \pm 4$  km, Pluton est plus petite que Mercure et que 7 lunes du Système solaire : Ganymède, Titan, Callisto, Io, Europe, Triton, et la Lune. Elle est quasiment sphérique avec un aplatissement aux pôles inférieur à 0.6 % (7 km) (Nimmo et al., 2017). Pluton est comparable à Triton en de nombreux points (Triton est suspectée d'être un TNO capturé par Neptune) : une taille et une densité similaires (la structure intérieure serait un noyau rocheux comptant pour les deux tiers du rayon et la surface un socle de glace d'eau représentant le tiers restant), la présence des mêmes glaces à la surface, une composition atmosphérique presque identique et une pression de l'ordre du Pascal...

Pluton est inclinée de  $119.591^\circ$  par rapport au plan de son orbite (son obliquité absolue est donc d'environ  $60^\circ$ ). Cela signifie qu'elle effectue une rotation autour de son axe des pôles en sens rétrograde, tout comme Uranus et Venus. Les planètes ayant une obliquité absolue supérieure à  $54^\circ$  ont une insolation moyenne annuelle plus élevée aux pôles qu'à l'équateur (Ward, 1974). C'est le cas de Pluton, qui présente

<sup>17</sup>Observer Pluton depuis la Terre revient à observer une noix à 50 km de distance. La lumière de Pluton nous parvient après 4h30 de trajet. Là-bas, le soleil dans le ciel plutoien est 30 fois plus petit et 1000 fois moins lumineux que sur Terre (ce qui reste environ 400 fois plus lumineux qu'une pleine lune). Cela correspond à la différence entre la luminosité à l'intérieur d'une pièce en plein jour et celle à l'extérieur au Soleil : l'œil humain n'a pas de difficulté pour s'adapter à cette différence, et on peut donc aller sur Pluton et profiter de ses paysages sans problème.



**FIGURE 1.14** – Zones climatiques de Pluton, définies par les cycles astronomiques de son obliquité. En haut : les zones arctiques, tropicales et diurnes (permanentes et leurs extensions pour les valeurs extrêmes d’obliquité). En bas : géométrie de l’insolation en 2015 lorsque le point subsolaire était à 52°N (gauche), zones climatiques pour l’obliquité actuelle d’environ 120° (milieu), zones permanentes à l’échelle d’un cycle d’obliquité de 2.8 millions d’années (droite). Figures issues de ([Binzel et al., 2017](#)).

des saisons très marquées avec des nuits polaires longues de plusieurs dizaines d’années terrestres jusqu’à des latitudes très basses<sup>18</sup> (Figure 1.14). Ainsi, une grande partie de la surface de Pluton est “tropicale” mais subit également des saisons “arctiques”<sup>19</sup> ([Binzel et al., 2015](#)).

D’autre part, la forte excentricité de Pluton a pour effet une asymétrie des saisons, avec un été nord plus intense et plus court que l’été sud. L’orbite particulière de Pluton (forte inclinaison de 17° sur l’écliptique, fortes obliquité et excentricité) reste un mystère. Il est possible qu’elle résulte de perturbations gravitationnelles induites par la migration des planètes géantes lors de la genèse du Système solaire ([Malhotra, 1993](#)). Une autre hypothèse serait une violente collision entre Pluton et un autre astéroïde “hadécroiseur”<sup>20</sup>. Il en existe d’ailleurs d’autres encore dangereux pour la planète naine. Une collision à l’origine du système pourrait également fournir plusieurs explications sur la géologie de Pluton (voir Section 4.3).

Les paramètres orbitaux de Pluton ne sont pas constants, ils évoluent avec le temps à l’échelle de milliers d’années, comme sur Terre où les cycles de Milankovitch ont influencé son climat passé (Figure 1.14). Les cycles paléoclimatiques de Pluton sont décrits en détail dans le Chapitre 4.

<sup>18</sup>L’équivalent terrestre serait une Europe plongée dans la nuit permanente pendant plusieurs mois en hiver, et dans le jour permanent en été.

<sup>19</sup>La zone arctique est la zone soumise à un moment de l’année Pluton à une période de jour ou de nuit continue. La zone tropicale est la zone où le Soleil atteint le zénith au cours de l’année. La zone diurne est la zone soumise à un cycle jour/nuit tout au long de l’année. Elle s’oppose à la zone arctique

<sup>20</sup>Hadeo vient de Hadès, le maître des enfers dans la mythologie grec, l’équivalent du Dieu romain Pluton

Paramètres orbitaux	Pluton	Terre
Demi grand axe ( $10^6$ km)	5906.38	149.60
Eccentricité	0.2488	0.0167
Periastre ( $10^6$ km)	4436.82	147.09
Apoastre ( $10^6$ km)	7375.93	152.10
Inclination / ecliptique ( $^\circ$ )	17.16	0.000
Obliquité ( $^\circ$ )	119.59	23.44
Longitude solaire du périhélie ( $^\circ$ )	3.8	282 (3 janvier)
Période de révolution (an terrestre)	247.7	1
Période de révolution (jours terrestres)	90487	365.256
Période de rotation (jours terrestres)	6.3872 (rétrograde)	1
Vitesse orbitale moyenne ( $\text{km.s}^{-1}$ )	4.67	29.78
Paramètres physiques	Pluton	Terre
Masse ( $10^{24}$ kg)	0.01303	5.9724
Rayon (km)	1187	6378.1
Masse volumique ( $\text{kg.m}^{-3}$ )	1860	5514
Gravité g à la surface ( $\text{m.s}^{-2}$ )	0.62	9.80
Vitesse de libération ( $\text{km.s}^{-1}$ )	1.21	11.19
Vitesse de rotation ( $\text{m.s}^{-1}$ )	13.51	463.82
Nombre de satellites naturels	5	1
Anneaux	Non	Non

**TABLE 1.1** – Paramètres astronomiques et physiques de Pluton, comparés à ceux de la Terre. La longitude solaire du périhélie est l’angle entre le segment Soleil-Pluton au moment de l’équinoxe de printemps nord sur Pluton (Longitude solaire =  $0^\circ$ ) et le segment Soleil-Pluton au moment où Pluton est au plus près du Soleil (périhélie).

Corps	Demi grand axe (km)	Periode (jours terrestres)	Eccentricité	Inclinaison ( $^\circ$ )	Rayon (km)	GM ( $\text{km}^3.\text{s}^{-2}$ )	Densité ( $\text{kg.m}^{-3}$ )
Pluton		6.3872			1187 $\pm$ 4	869.6 $\pm$ 1.8	1860 $\pm$ 13
Charon	19596	6.3872	0.00005	0.0	606 $\pm$ 3	105.88 $\pm$ 1.0	1702 $\pm$ 21
Styx	42413	20.1617	0.00001	0.0	1.8 to 9.8	0.0000 $\pm$ 0.0001	
Nix	48690	24.8548	0.00000	0.0	54 $\times$ 41 $\times$ 36	0.0030 $\pm$ 0.0027	
Kerberos	57750	32.1679	0.00000	0.4	2.6 to 14	0.0011 $\pm$ 0.0006	
Hydra	64721	38.2021	0.00554	0.3	43 $\times$ 33	0.0032 $\pm$ 0.002	

**TABLE 1.2** – Propriétés du système Pluton-Charon (Stern et al., 2015; Brozović et al., 2015) centrées sur Pluton. GM est le paramètre gravitationnel standard.

### 3 La mission New Horizons

#### 3.1 Genèse : les motivations

Pluton est une destination difficile à atteindre par un engin spatial. D'abord, elle est très éloignée du Soleil, et il faut donc accélérer la sonde le plus possible pour pouvoir réduire le temps de trajet (et donc les coûts) de la mission. Un orbiteur n'est pas vraiment envisageable, car avec la faible gravité de Pluton, il faudrait des dizaines de tonnes de carburant pour freiner la sonde une fois arrivée et permettre la mise en orbite (cela reviendrait à lancer une fusée entière vers Pluton...). Le survol est donc privilégié (plus réaliste)<sup>21</sup>.

Ensuite, l'orbite de Pluton est inclinée par rapport au plan de l'écliptique ( $17^\circ$ ), ce qui est contraignant si on veut survoler plusieurs planètes en chemin. Un des premiers projets d'exploration de Pluton avait vu le jour avec le programme Planetary Grand Tour dans les années 70 ; quatre sondes devaient être lancées, dont deux pour des survols consécutifs de Jupiter, Saturne et Pluton. Finalement, pour des raisons budgétaires, seules deux sondes ont été retenues : Voyager 1 et 2, avec les survols J-S-Titan pour la première et J-S-U-N pour la seconde. Une variante prévoyait un survol de Pluton par Voyager 1, mais au détriment d'un survol rapproché de Titan. Elle fut rapidement abandonnée.

Après le survol de Neptune par Voyager 2 en 1989, plusieurs projets émergèrent pour envoyer une sonde vers Pluton, qui était alors la dernière planète du Système solaire inexplorée. Parmi ces projets, on peut citer la mission Pluto-350, qui consistait à envoyer une charge utile scientifique « minimale » à bord d'une sonde de 350 kg sur une trajectoire T-T-J-P (durée de voyage : 16 ans), ou encore la mission Mariner Mark II, qui projetait d'envoyer une charge utile plus conséquente ainsi qu'un engin largable pouvant survoler la face non visible de Pluton 3,2 jours après le vaisseau mère. En 1992, un projet concurrent, Pluto Fast Flyby, gagna les faveurs de la NASA en proposant un survol de Pluton au bout de seulement 8 années de croisière de deux sondes de moins de 50 kg chacune. Cependant, le projet ne put tenir ses prévisions de masse et de coûts, obligeant la NASA à l'arrêter en 2000. La même année, l'agence américaine lançait un appel à propositions pour une mission de survol de Pluton dans le cadre du programme New Frontiers : le cahier des charges impose l'utilisation d'un lanceur Atlas V ou Delta IV et d'un générateur thermoélectrique à radioisotope. Le coût total de la mission est plafonné à 500 millions de dollars (2001).

Cinq équipes répondent à l'appel à propositions. En novembre 2001, l'équipe New Horizons est sélectionnée. Le développement et la construction de la sonde furent ensuite très rapides, puisque le lancement eut lieu le 19 janvier 2006.

#### 3.2 Objectifs scientifiques de la mission vers Pluton

Le lancement de New Horizons répond à des motivations multiples :

- Explorer la ceinture de Kuiper et ses petits corps glacés, la 3<sup>e</sup> zone du Système Solaire, après celle des planètes telluriques et des planètes géantes. De façon générale, il s'agit de comprendre son origine, son évolution et ses mécanismes (en regardant la composition, les cratères etc... des

<sup>21</sup>La vitesse de libération de Pluton étant de 1.3 km/s, il faudrait que New Horizons freine de plus de 12.48 km/s pour se mettre en orbite autour de Pluton. Mais les réserves de carburant de la sonde ne permettent un freinage que de 200 m/s. Pour ralentir la sonde de 12 km/s, si on considère un ratio charge utile / étage propulsif de 5%, il faudrait emporter plus de 20 fois la masse de la sonde en carburant soit... au moins 10 tonnes (sans compter la masse du réservoir, du moteur etc...) ce qui n'est pas réalisable. Un autre scénario pour permettre la satellisation de la sonde serait une trajectoire interplanétaire où elle arriverait très lentement pour que le freinage nécessite peu d'ergols. Mais une telle trajectoire nécessiterait environ 45 ans entre le lancement et l'arrivée...Enfin, on peut freiner une sonde en passant de 10 km/s à quelques centaines de m/s à l'aide d'un bouclier gonflable. Une étude a été réalisée au JPL sur ce sujet : [https://www2.jpl.nasa.gov/adv\\_tech/ballutes/Blut\\_ppr/adm-plnt.pdf](https://www2.jpl.nasa.gov/adv_tech/ballutes/Blut_ppr/adm-plnt.pdf). Dans le cas de Pluton, il faudrait utiliser des angles d'incidence jusqu'à  $60^\circ$ , et des coefficients balistiques énormes de  $50 \text{ kg/m}^2$  (soit une section efficace du bouclier de  $2000 \text{ m}^2$  pour une sonde de masse totale de 100 kg).

petits corps). Une telle mission d'exploration s'inscrit dans la lignée des sondes Mariner et Voyager des années 60 et 80, qui nous ont beaucoup appris sur le Système solaire tel qu'on le connaît aujourd'hui. En effet, Pluton n'est pas simplement un petit corps isolé, c'est le représentant d'une très grande population très variée et digne d'intérêt : la ceinture de Kuiper. La plupart des gros objets découverts depuis 2005 sont dans cette ceinture. Certains sont très étonnantes : Sedna par exemple est très excentrique ( $e = 0.85$ ), 2002 XU173 a une orbite très inclinée ( $i=77.9^\circ$ ), Hauméa a 2 petits satellites et une courte période de rotation (3.9 h)... Les KBOs présentent également une grande diversité de couleurs (du gris au rouge), suggérant la présence de matériaux différents comme des glaces sales d'azote, de méthane, d'eau, et des hydrocarbures. De nombreuses enquêtes sont à mener, et les survols effectués par New Horizons vont révolutionner notre connaissance de cette partie du Système solaire (voir Section 3.4.c).

- Explorer le premier système double du Système solaire (il en existe beaucoup d'autres parmi les astéroïdes et les TNO), avec ses phénomènes associés (par exemple, le transfert d'atmosphère d'un corps à l'autre), étudier comment s'est formé un tel système, avec ses 5 lunes, et faire des comparaisons avec notre système Terre-Lune.
- Observer l'échappement intense de l'atmosphère, balayée par les vents solaires. Avant le survol de New Horizons, on pensait que Pluton était l'un des rares endroits du Système solaire où un échappement significatif d'atmosphère avait actuellement lieu, ce qui pouvait donner des indices sur l'atmosphère passée de Mars et de la Terre. La sonde a finalement révélé un échappement beaucoup plus faible que prévu (voir Section 5.5.b).
- Etudier Pluton en soi, qui est le 6<sup>e</sup> corps tellurique du Système solaire avec une atmosphère (après Venus, la Terre, Mars, Titan et Triton). La mission vers Pluton offre un nouveau cas d'étude très "exotique" avec ses glaces d'azote, de méthane et de CO, mélangées à la surface.
- Etudier les ondes de gravité sur Pluton : ces ondes sont parfois plus faciles à voir sur une autre planète que sur Terre. Certains phénomènes engendrent en effet des ondes plus marquées dans d'autres atmosphères planétaires que celle de la Terre (par exemple, l'impact de la topographie sur Pluton ou Mars, l'effet de serre sur Vénus...).
- Suivre la formation et l'évolution de brume organique (suspectée avant le départ de la sonde) sur Pluton et les comparer à Titan et au passé de la Terre (Early Earth).
- Comparer l'environnement spatial loin du Soleil à celui proche du Soleil, qu'on connaît mieux.
- Chercher à savoir par l'étude *in-situ*, si Pluton et le plus grand satellite de Neptune, Triton, très similaires par la taille, la densité et la composition de la surface auraient la même origine.
- Enfin, explorer Pluton permet de généraliser la géoscience à toutes les planètes et inspirer de nouvelles idées et découvertes.

Figure 1.15 montre les exigences scientifiques de la mission, réparties en 3 catégories : prioritaires, importantes, secondaires.

### 3.3 La sonde et ses instruments

La sonde New Horizons a été conçue et assemblée au John Hopkins University Applied Physics Laboratoy (APL)<sup>22</sup> à Laurel (Maryland). La Figure 1.16 et la Figure 1.17 montrent la configuration de la sonde. On reconnaît tout de suite les caractéristiques d'une sonde qui voyage loin dans le Système solaire :

- Il n'y a pas de panneau solaire, mais un générateur thermoélectrique à radio-isotope (RTG en an-

<sup>22</sup>Site principalement dédié à la recherche militaire, mais qui possède aussi un département civil ayant réalisé les missions Messenger (Mercure) et Stereo (Soleil).

---

Group 1: Required
Characterize the global geology and morphology of Pluto and Charon
Map the surface composition of Pluto and Charon
Characterize the neutral atmosphere of Pluto and its escape rate
Group 2: Highly desired
Characterize the time variability of Pluto's surface and atmosphere
Image Pluto and Charon in stereo
Map the terminators of Pluto and Charon with high resolution
Map the surface composition of selected areas of Pluto and Charon at high resolution
Characterize Pluto's ionosphere and solar wind interaction
Search for neutral atmospheric species including H, H <sub>2</sub> , HCN, and C <sub>x</sub> H <sub>y</sub> , and other hydrocarbons and nitriles upper atmosphere
Search for an atmosphere around Charon
Determine bolometric Bond albedos for Pluto and Charon
Map the surface temperatures of Pluto and Charon
Group 3: Desirable
Characterize the energetic particle environment of Pluto and Charon
Refine bulk parameters (radii, masses, densities) and orbits of Pluto and Charon
Search for additional satellites and rings

---

**FIGURE 1.15** – Exigences scientifiques de la mission New Horizons (Stern, 2008).

glaïs), qui produit de l'électricité à partir de la chaleur résultant de la désintégration radioactive du plutonium 238<sup>23</sup>. Ce RTG fournit une puissance d'environ 200 W à la sonde<sup>24</sup>, et ce pendant des dizaines d'années. La puissance tombera à 100 W dans 200 ans...

- La sonde est petite (de la taille d'un piano) et pèse 478 kg au lancement avec les réservoirs remplis.
- La sonde possède une grande antenne de 2.1 m de diamètre pour communiquer avec la Terre, avec d'autres petites antennes en back up.

La sonde embarque 7 instruments<sup>25</sup>, chacun d'eux consommant moins de 10 W (environ la puissance d'une lampe de poche). Ralph, Alice et REX sont les trois instruments principaux de la sonde spatiale dans la mesure où, à eux trois, ils permettent de remplir tous les objectifs principaux de la mission :

### 3.3.a Ralph (10.3 kg, 6.3 W)

Ralph est la combinaison de deux instruments qui partagent la même partie optique : l'imageur MVIC (Multi-spectral Visible Imaging Camera) qui fonctionne sur plusieurs bandes spectrales en lumière vi-

<sup>23</sup>Il y a donc du plutonium, élément nommé ainsi en hommage à la découverte de la planète naine, qui a voyagé vers Pluton... . La boucle est bouclée !

<sup>24</sup>A cette distance du soleil, il faudrait 400 m<sup>2</sup> de panneaux solaires pour obtenir une puissance similaire (en supposant un flux de 1 W/m<sup>2</sup> et un rendement de 50%)

<sup>25</sup>La sonde embarque également 9 objets particuliers (ce chiffre n'est pas un hasard) :

- Une partie des cendres de Clyde Tombaugh, décédé en 1997
- Un CD contenant les noms de 434 738 personnes ayant voulu participer à cette exploration
- Un CD contenant des photos de l'équipe New Horizons
- Un drapeau américain
- Une autre version du drapeau américain
- Une pièce de 25 cents à l'effigie de la Floride (où New Horizons a été lancé)
- Une pièce de 25 cents à l'effigie du Maryland (où New Horizons a été construit)
- Un morceau du vaisseau SpaceShipOne
- Un timbre de 1991 représentant Pluton avec la mention « Pluto, not yet explored ».

sible et proche infrarouge et le spectromètre imageur LEISA (Linear Etalon Imaging Spectral Array) qui fonctionne en proche infrarouge (il produit un spectre pour chaque pixel, et scanne la surface en mode « pushbroom »).

Les caractéristiques de MVIC sont :

- Longueurs d'onde : panchromatique (400 à 975 nm), bleu (400 - 550 nm), rouge (540 - 700 nm), proche infrarouge (780 - 975 nm), bande d'absorption du méthane (860 - 910 nm).
- Une résolution spatiale de 20  $\mu$ rad/pixel.

Ses objectifs consistent en :

- L'obtention des cartes couleurs et panchromatiques à haute résolution pour les phases d'approche (navigation) et de survol (géologie, images panchromatiques de Pluton et Charon avec une résolution de 1 km<sup>2</sup>).
- L'obtention des cartes de composition de la surface de Pluton et Charon (résolution de moins de 10 km).

Les caractéristiques de LEISA sont :

- Longueurs d'ondes de fonctionnement : 1,25 - 2,5  $\mu$ m.
- Résolution spatiale : 62  $\mu$ rad/pixel. Résolution spectrale :  $\lambda/\delta\lambda \sim 240 - 550$ .

Ses Objectifs sont :

- L'obtention des spectres détaillés, carte de distribution de l'azote, monoxyde de carbone, méthane.

### 3.3.b Alice (4.5 kg, 4.4 W)

Alice <sup>26</sup> est un spectromètre imageur UV (observation directe et par occultation solaire). Il a une sensibilité sans précédent pour détecter des espèces volatiles sur Charon et Pluton, du fait de sa proximité aux objets observés et de l'utilisation de tout le spectre UV solaire, sans interférence avec l'atmosphère terrestre.

Ses caractéristiques sont :

- Longueurs d'onde : 46.5-188 nm.
- Résolution spatiale : 5  $\mu$ rad/pixel. Résolution spectrale : 0.18 nm.

Ses objectifs sont :

- Déterminer les composants principaux de l'atmosphère de Pluton (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, H, O, gaz rares).
- Rechercher d'éventuelle atmosphère autour de Charon (c'est aussi un objectif de REX mais ce dernier est moins sensible qu'Alice) et autour d'autres KBOs (durant l'extension de la mission).
- Obtenir les profils de température et de pression de la haute atmosphère de Pluton, le taux d'échappement atmosphérique, les profils de densité de l'azote et du méthane.

### 3.3.c REX (Radio Experiment, 0.1 kg, 2.1 W)

REX sert aux expériences de radio science effectuées avec l'antenne principale de New Horizons. Il y a 3 expériences différentes :

(1) Des occultations radio pour sonder l'atmosphère de Pluton et en particulier sa température, sa densité et sa pression selon l'altitude. Les occultations sont aussi très sensibles au contenu en électrons de la ionosphère, si il y en a assez. L'antenne de New Horizons intercepte des signaux radios envoyés depuis la Terre via le Deep Space Network (DSN, avec des antennes larges de 70 m). Une fois que ceux-ci ont été déphasés et réfractés par l'atmosphère de Pluton (effet Doppler), le décalage en fréquence est analysé directement par REX. Incertitudes : 3 K, 0.1 Pa. La résolution spatiale est de l'ordre du mètre.

(2) Des scans thermiques de la surface de Pluton et Charon.

---

<sup>26</sup>Un autre instrument similaire (un peu moins perfectionné) appelé Alice a volé à bord de la sonde européenne Rosetta.

(3) Des estimations de la masse du système Pluton-Charon en mesurant (par radio) la courbure de la trajectoire de la sonde engendrée par la gravité locale.

Les objectifs de REX sont la mesure des profils de pression, densité et température de l'atmosphère de Pluton, et la mesure des tailles et masses de Pluton et de Charon.

### 3.3.d LORRI (Long Range Reconnaissance Imager, 8.8 kg, 5.8 W)

LORRI est un télescope imageur à très haute résolution fournissant des images panchromatiques.

Ses caractéristiques sont :

- Longueurs d'onde : panchromatique (350 - 850 nm).
- Résolution spatiale :  $4.95 \mu\text{rad/pixel}$  (quatre fois meilleure que celle de Ralph). Meilleures résolutions obtenues : environ 100 mètres sur Pluton et 260 mètres sur Charon.

Ses objectifs sont :

- La navigation et la détection de cibles potentielles pour l'extension de la mission.
- La cartographie de Pluton et de ses lunes, avec la granularité de la surface (variation de la brillance avec l'angle de phase), la réalisation de cartes de topographies.
- LORRI a aussi été utilisé pour détecter des phénomènes atmosphériques (nuages, brumes)...même s'il n'est pas conçu initialement pour l'étude de l'atmosphère.

### 3.3.e SWAP (Solar Wind Around Pluto, 3.3 kg, 2.3 W)

SWAP est un instrument qui mesure les interactions entre le vent solaire et les ions s'échappant de l'atmosphère de Pluton, afin de déterminer les interactions avec le plasma et le taux d'échappement atmosphérique. La résolution de l'instrument est particulièrement élevée pour contrebalancer l'affaiblissement du vent solaire dont l'intensité est inférieure d'un facteur 1000 par rapport à sa valeur au niveau de la Terre.

Ses objectifs sont :

- La mesure de la densité et de la vitesse des particules du vent solaire.
- La mesure de la distance de Pluton à laquelle la pression de l'échappement atmosphérique s'équilibre avec la pression du vent solaire. Cette distance permet de calculer le taux d'échappement de l'atmosphère et l'altitude où cette atmosphère commence.

### 3.3.f PEPSSI (Pluto Energetic Particle Spectrometer Science Investigation, 1.5 kg, 2.5 W)

PEPSSI est un spectromètre qui mesure la composition et la densité des ions de haute énergie (10 keV - 1 MeV) dans l'environnement de Pluton.

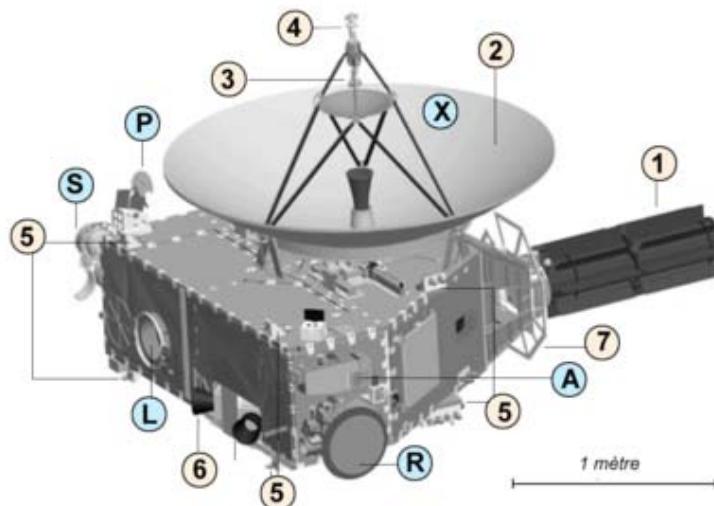
Ses objectifs sont :

- Obtenir la composition et la densité du plasma s'échappant de l'atmosphère de Pluton et ainsi caractériser le processus d'échappement de son atmosphère.
- Déterminer les interactions entre l'ionosphère et le vent solaire.

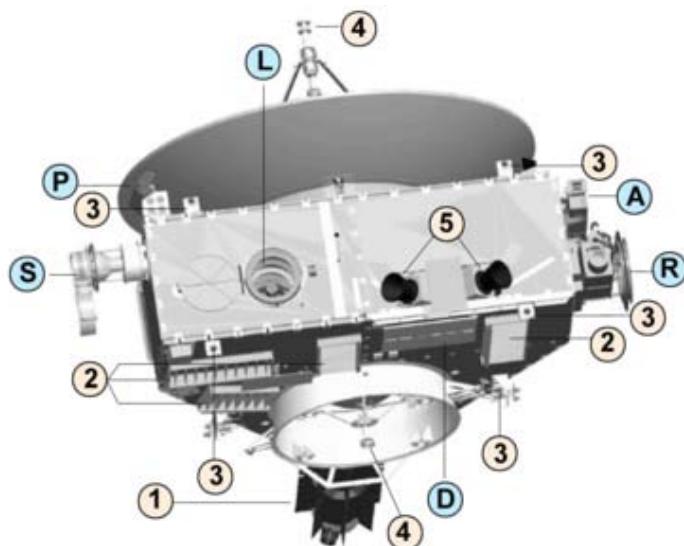
### 3.3.g SDC (Student Dust Counter, 1.9 kg, 5 W)

SDC mesure la taille et la distribution des particules de poussières qui sont situées sur la trajectoire de la sonde et dont la masse est comprise entre  $10^{-12} \text{ g}$  et  $10^{-9} \text{ g}$ . L'instrument est géré par des étudiants de l'Université du Colorado (Boulder). Il a été rebaptisé VBSCD (Venetia Burney Student Dust Counter) en l'honneur de celle qui avait proposé le nom de Pluton lors de sa découverte en 1930.

Ses objectifs sont de quantifier et analyser la concentration de poussières présente le long de l'écliptique à l'origine du phénomène de la lumière zodiacale.



**FIGURE 1.16** – New Horizons vue du dessus : 1 RTG ; 2 Antenne grand gain (2.1 m) ; 3 Antenne moyen gain ; 4 Antenne faible gain ; 5 Propulseurs ; 6 Senseurs stellaires ; A Alice ; R Ralph ; S SWAP ; L LORRI ; P PEPSSI ; X REX.



**FIGURE 1.17** – New Horizons vue du dessous : 1 Générateur électrique radio-isotopique (9.75 kg d'oxyde de plutonium) ; 2 Louvres ; 3 Propulseurs ; 4 Antenne faible gain ; 5 Senseurs stellaires ; A Alice ; R Ralph ; D Déetecteur de poussières SDC ; S SWAP ; L LORRI ; P PEPSSI.

Target	Panchromatic	Color	Infrared
Pluto	0.46 km/pixel hemispheric 0.09 km/pixel regional <i>Group 1: 0.5 km/pixel</i>	0.64 km/pixel <i>Group 1: 5 km/pix</i>	6.0 km/pixel hemispheric 2.7 km/pixel local <i>Group 1: 10 km/pix</i>
Charon	0.61 km/pixel hemispheric 0.15 km/pixel regional <i>Group 1: 0.5 km/pixel</i>	1.40 km/pixel <i>Group 1: 5 km/pix</i>	8.4 km/pixel hemispheric 4.7 km/pixel local <i>Group 1: 10 km/pix</i>
Nix	0.46 km/pixel 0.29 km/pixel possible	1.98 km/pixel	3.6 km/pixel
Hydra	1.14 km/pixel	4.6 km/pixel	14.6 km/pixel
Styx (P4)	3.2 km/pix 2.0 km/pix possible	(44 km/pix) 8 km/pix possible	(24 km/pix)
Keberos (P5)	3.2 km/pix	8 km/pix	(200 km/pix)

**FIGURE 1.18** – Résumé des meilleures résolutions obtenues de Pluton et de ses lunes avec les instruments à bord de la sonde. Les données New Horizons sont disponibles sur le Planetary Data System : <https://pds.nasa.gov/>. Les données LORRI sont aussi rassemblées sur les sites suivants : <http://planetary.s3.amazonaws.com/data/nh/index.html> et <http://pluto.jhuapl.edu/soc/Pluto-Encounter/>.

### 3.4 Carnet de route, survol et suite de la mission

#### 3.4.a Le voyage vers Pluton

New Horizons fut lancée le 19 janvier 2006 par une fusée Atlas V-551 à Cape Canaveral, une des plus puissantes sur le marché à l'époque<sup>27</sup>. La sonde devint l'objet artificiel le plus rapide jamais lancé par l'Homme (16 km/s une fois séparée du 3<sup>e</sup> et dernier étage) : elle parcourut la distance Terre-Lune en 9h (les missions Apollo mirent 3 jours) et Terre-Jupiter en 13 mois (Galiléo mit 6 ans).

Cette date de lancement permit à la sonde de profiter d'une assistance gravitationnelle de Jupiter, réduisant le temps de trajet vers Pluton de 3.7 années. Le survol de Jupiter, le 28 février 2007, fournit une occasion unique de tester les instruments et les mécanismes de pointage sur la planète géante et ses lunes. Bien que New Horizons était la 8<sup>e</sup> sonde à visiter Jupiter, sa trajectoire particulière, son timing et sa technologie lui permirent d'explorer des détails peu connus : des éclairs près du pôle de la planète, le cycle de ses nuages d'ammoniaque, des amas rocheux larges de quelques kilomètres dans les anneaux de Jupiter, la structure des éruptions volcaniques sur la lune Io, et le trajet des particules chargées le long des lignes du champ magnétique.

Après plusieurs années d'hibernation, la sonde fut réveillée fin 2014 à l'approche de Pluton. Le télescope LORRI fut utilisé pour la navigation et pour affiner la trajectoire du survol, alors que les détecteurs de plasma et de particules commencent les observations. Le 4 juillet 2015, soit 10 jours avant le survol, la sonde fut victime d'une avarie informatique provoquée par une surcharge de travail de l'ordinateur de bord. Malgré les 4 heures lumières séparant la sonde et les ingénieurs sur Terre, le problème fut rapidement réglé en l'espace d'un week-end.

Le 11 juillet 2015, après une recherche intensive du télescope LORRI, le nombre total et définitif des satellites de Pluton fut fixé à 5. Plus précisément, les photos obtenues avec de long temps de pose démontrent qu'il n'y a pas d'autres lunes ayant une luminosité d'au moins 20 à 30 fois celle de Styx, la plus discrète des lunes de la planète naine (voir Section 6).

<sup>27</sup>La fusée est capable de placer 20 tonnes en orbite basse, soit un peu plus que Ariane 5. « This is the most powerful rocket we could afford » dira Alan Stern, le « Principal Investigator » de la mission New Horizons. La fusée a été lancée dans sa configuration la plus lourde, avec trois étages et cinq propulseurs sur les côtés.



**FIGURE 1.19** – Survol du système jovien par New Horizons en 2007. Gauche : Photo recolorée prise par LORRI de Jupiter avec sur sa droite les lunes Io et Ganymède. Crédits : NASA/Gordan Ugarkovic. Droite : Io et Europa, satellites de Jupiter, photographiés par la MVIC le 2 mars 2007 à des distances respectives de 4.6 et 3.5 millions de kilomètres. Io apparaît à la fois sous la lumière du Soleil sous la forme d'un mince croissant, et sous la lumière réfléchie de Jupiter qui éclaire plus légèrement la partie plongée dans la nuit. Trois panaches d'éruptions sont visibles, dont le plus spectaculaire, en haut à gauche, grimpe jusqu'à 300 km d'altitude (volcan Tvashtar, les deux autres sont les volcans Prométhée, sur le bord gauche du disque, et Amirani, entre Prométhée et Tvashtar). En tout, il y avait 11 volcans en éruption sur Io au moment du survol de Jupiter.

### 3.4.b Survol et récolte des données

La géométrie du survol est décrite par la [Figure 1.20](#). Le système de Pluton ayant une forte obliquité, New Horizons arriva non pas par la tranche, mais « par-dessous », avec une vitesse relative (de la sonde par rapport à Pluton) de 13.78 km/s. La sonde passa à environ 12 500 km de la surface de Pluton au point le plus proche du survol. Il fallut alors un planning d'observation très précis et optimisé pour pouvoir pointer les différents instruments rapidement sur Pluton et ses lunes. Quand on voit les photos prises à cette vitesse, on ne peut qu'être admiratif devant la précision et la qualité des instruments et du survol.

De plus, la trajectoire fut d'une précision exquise puisque la sonde passa à la fois dans l'ombre de Pluton et dans l'ombre de Charon <sup>28</sup>, permettant d'effectuer des occultations solaires et radios (cet alignement Soleil, planète et sonde est difficile au vu des incertitudes sur leur position).

A partir du 4 juillet (10 jours avant le survol), il ne fut plus possible de corriger la trajectoire <sup>29</sup>. Cependant, si New Horizons se retrouvait un peu plus proche ou plus éloignée de Pluton qu'initialement prévu par les ingénieurs, ces derniers contrôlaient le timing des observations et pouvaient demander à la sonde de les commencer un peu plus tôt ou un peu plus tard <sup>30</sup>.

Le passage au plus proche de Pluton se fit au-dessus de l'hémisphère anti Charon. On savait grâce aux données Hubble et aux images obtenues lors de l'approche de la sonde que cet hémisphère était le plus contrasté en surface, et donc potentiellement le plus intéressant à observer ([Figure 1.21](#)). La rotation de

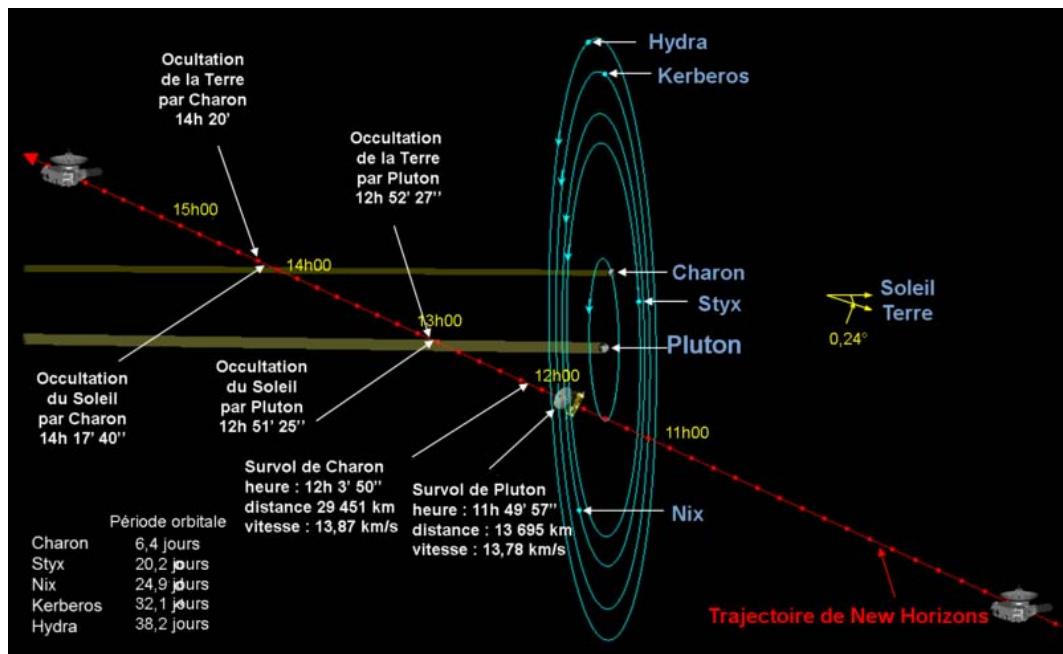
<sup>28</sup> La sonde devait pour cela viser à l'approche de Pluton un rectangle virtuel de 150x100 km, dans un espace de temps de 100 s, et ce après un voyage de 4.8 milliards de kilomètres à une vitesse de 50 000 km/h. En termes de précision, cela revient à envoyer une balle de golf depuis New York dans un gobelet en plastique situé à San Francisco. A noter que ce fut la plus lointaine éclipse de Soleil jamais observée.

<sup>29</sup> Lors de l'approche de Pluton, aucun risque important de collision n'a été détecté et la trajectoire initialement prévue a été gardée. Au cas où, d'autres trajectoires avaient été prévues, mais elles étaient moins optimales en terme de science.

<sup>30</sup> La mécanique du survol est tellement complexe qu'il y a deux équipes de navigations pour New Horizons (KinetX Aerospace et une autre équipe indépendante basée au JPL).

Pluton et de Charon étant assez lente (environ 6.4 jours), toutes les meilleures images haute résolution montrent le même hémisphère. L'autre hémisphère fut photographié avec une résolution d'environ 38 km par pixel, environ 3.2 jours avant le survol. Lors des 24h du survol, la sonde ne communiqua plus avec la Terre, afin de pouvoir plus facilement pointer ses instruments sur Pluton et ses lunes et maximiser l'observation. La sonde étant équipée d'une grande mémoire flash, les données ont pu être stockées à bord et rapatriées ensuite vers la Terre au compte-goutte<sup>31</sup>.

Au total, New Horizons a enregistré 6.25 Go de données, soit environ 200 fois ce qu'elle pouvait envoyer vers la Terre en un jour, le débit de téléchargement étant assez faible, autour de 1-4 kb/s<sup>32</sup>. Etant donné qu'il fallait aussi partager les stations de communications du réseau d'antennes Deep Space Network avec les autres missions, un an et demi fut nécessaire pour tout transmettre<sup>33</sup>.

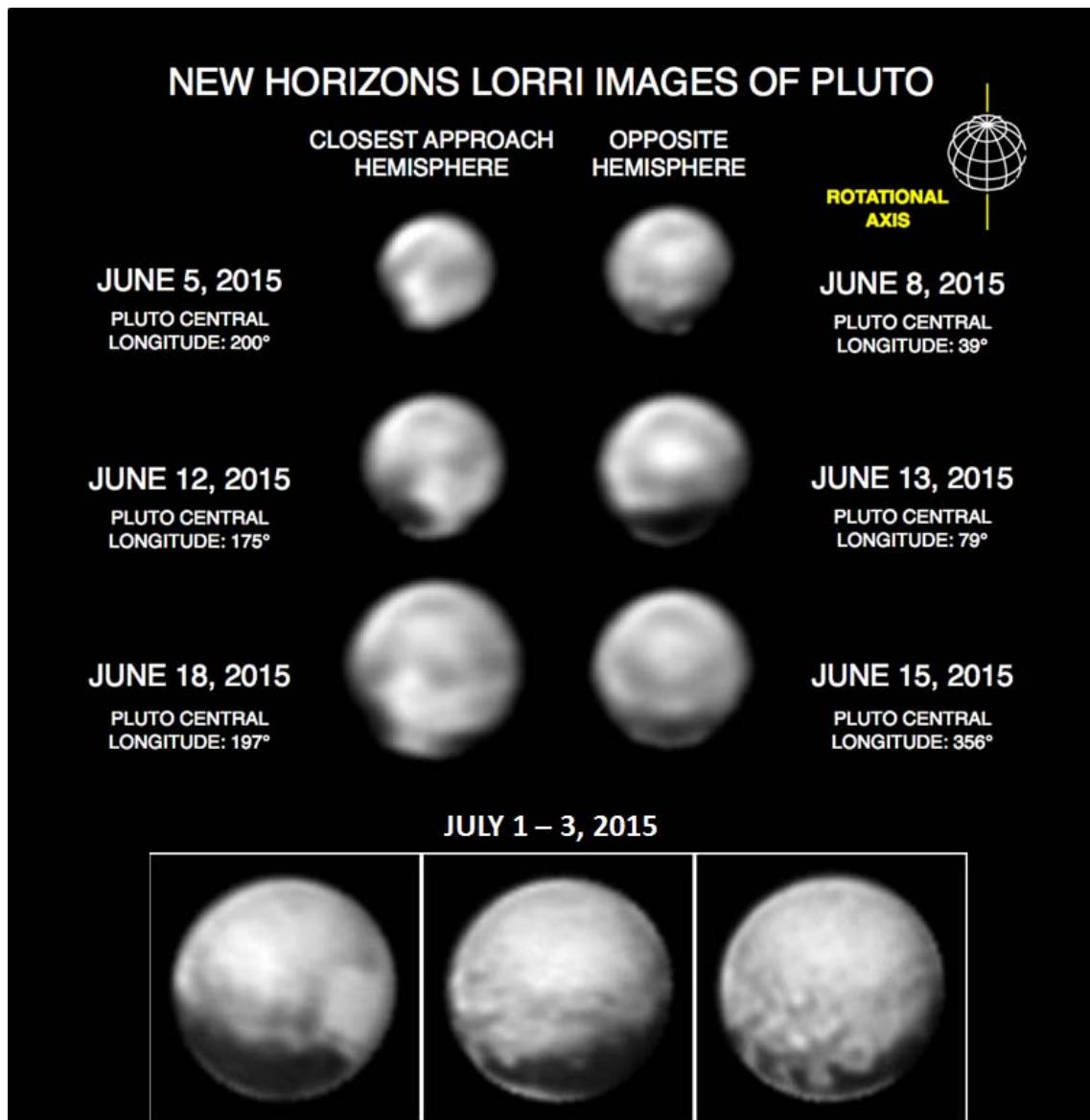


**FIGURE 1.20** – Géométrie et timing du survol de Pluton par New Horizons : la sonde traverse à très grande vitesse (13,78 km/s soit près de 50 000 km/h) le système oblique de Pluton "par-dessous" (l'orbite et la position sont indiquées en vert sur le schéma) en passant à 12 500 km de Pluton au point le plus proche du survol. Les occultations du Soleil puis de la Terre (radio) par Pluton puis par Charon au cours des deux heures suivantes sont utilisées pour préciser la composition de l'atmosphère, la masse et la température des deux corps (heures indiquées en temps universel).

<sup>31</sup> Une perte de la sonde pendant ou juste après le survol aurait signifié la perte de toutes les données du survol...

<sup>32</sup> Ce débit "internet des années 2000" est un compromis entre la puissance électrique disponible à bord, la taille de l'antenne et le signal sur bruit. La puissance radio de la sonde est limitée par celle fournie par le RTG, 12 W étant suffisant pour assurer une bonne transmission à 4.8 milliards de kilomètres, avec une antenne à haut gain de 2.1 m à bord et des antennes de 70 m (du Deep Space Network) sur Terre. Le faible débit permet ensuite de diminuer le bruit et de récupérer plus facilement le faible signal transmis.

<sup>33</sup> Les données sont disponibles sur le Planetary Data System (mise à jour des données en novembre, avril, et septembre 2017) : <https://pds.nasa.gov/>



**FIGURE 1.21** – Images de Pluton prises par LORRI lors de la phase d’approche. Début juillet, la sonde est encore à une dizaine de millions de kilomètres de Pluton. Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI.

### 3.4.c Suite du voyage dans la ceinture de Kuiper et au-delà : the Kuiper Extended Mission

Un objectif important de la mission New Horizons est de survoler un autre objet de la ceinture de Kuiper (KBO) après Pluton. Les KBOs ont en effet été peu chauffés par le soleil (ce n’est pas le cas des astéroïdes entre Mars et Jupiter) et représentent ainsi un échantillon froid et bien préservé de ce qu’était le Système solaire il y a 4.6 milliards d’années, ce qui motive leur exploration<sup>34</sup>.

Lorsque la sonde fut lancée en 2006, on n’avait pas encore trouvé de KBO accessible par New Horizons. Ces objets, petits, très éloignés, et peu brillants sont difficiles à détecter, d’autant plus qu’il y avait beaucoup d’étoiles dans le champ de recherche à cette période-là. En 2011, l’équipe New Horizons

<sup>34</sup> Le premier KBO (autre que Pluton) a été découvert en 1992 (1992 QB1). Depuis on en a découvert des milliers, et il y en a probablement des centaines de milliers au-delà de Neptune.

commença une recherche intensive de cibles en utilisant les plus gros télescopes terrestres. Elle dénicha une douzaine d'objets, mais aucun n'était accessible à New Horizons, dont la réserve de carburant ne permettait qu'une faible déviation de trajectoire. Heureusement, en 2014, vu l'urgence, la NASA décide d'attribuer des centaines d'heures d'observation sur Hubble. La même année, l'équipe découvrit avec Hubble 5 nouveaux objets accessibles à la sonde (il était temps !). Et c'est le premier (Primary target 1, appelé 2014 MU69) qui a été choisi comme cible, pour un survol prévu le 1er janvier 2019.

2014 MU69 a une taille estimée à environ 22-40 km (c'est 10 fois plus grand qu'une comète typique, et 100 fois plus petit que Pluton) et orbite à environ 44.2 UA du Soleil. Son excentricité orbitale est égale à 0.036 et son inclinaison est de 1.9° (c'est probablement un « cubewano »<sup>35</sup>). Sa magnitude apparente est de 26.8 et son albedo de surface est estimé entre 0.04-0.15 (il dépend de sa taille exacte). Des données acquises avec Hubble suggèrent une surface très rouge, typique des KBOs froids classiques.

Il est prévu que la sonde passe à 3000-4500 km de l'objet (si un danger est détecté, cela pourrait plutôt être 10000 km, la décision sera prise 14 jours avant le survol), à une vitesse relative de 14.08 km/s, et réalise des observations de la surface avec une résolution de 26 m/pixel, l'élaboration de cartes de compositions, la recherche de satellites, de poussières et de coma. D'ici 2018, des meilleures données sur sa couleur, rotation, période, possibles satellites et anneaux auront été obtenues. Par contre, sa taille exacte, son albédo, l'orientation de ses pôles, et la limite finale sur les satellites et anneaux ne seront obtenus qu'au moment du survol.

En attendant le survol de 2014 MU69, New Horizons prévoit d'observer à grande distance (de l'ordre du million de kilomètres) 24 autres KBOs, de rechercher des centaures, des anneaux de KBOs, et de faire de la science sur la poussière, le plasma et le gaz neutre interstellaire. Des résultats ont déjà été publiés concernant l'étude du KBO 1994 JR1 (Porter et al., 2016), découvert en 1994 comme son nom l'indique. Il a été observé par New Horizons en novembre 2015 et avril 2016. C'est la première photométrie à grand angle de phase d'un KBO autre que le système de Pluton. Les observations ont permis d'obtenir des courbes de phase, la période de rotation de l'objet (5.69 h)<sup>36</sup> ainsi que sa couleur (plus rouge que 2/3 des autres KBOs situés sur des orbites similaires)<sup>37</sup>.

### 3.4.d Réunions New Horizons et publications scientifiques

J'ai eu la chance de participer à la plupart des réunions d'équipe New Horizons post-survol, ainsi qu'à de nombreuses téléconférences. L'annexe B liste mes différentes participations, publications et mes présentations effectuées pendant la thèse. Les trois sections suivantes rassemblent les principales découvertes (géologie, atmosphère et lunes de Pluton) postérieures au survol de la sonde New Horizons (depuis 2015 jusqu'à 2017), mais la liste est non-exhaustive. De nombreuses références sont issues des « special issues » de Science (Octobre 2016), Nature (Décembre 2016), et Icarus (Janvier 2015, Mai 2017).

<sup>35</sup> Les objets de la ceinture de Kuiper sont classés en plusieurs catégories :

- Les objets dits « classiques » (CKBO) ou « cubewanos » qui ont une orbite faiblement excentrique, comme attendu pour un objet formé par lente accrétion dans un disque dynamiquement froid. Ils restent à grande distance de Neptune, avec laquelle ils ne sont pas en résonance majeure. Leur rayon de révolution moyen est compris entre 42 et 48 UA. Ils sont de type froid s'ils possèdent une orbite quasi-circulaire et peu inclinée (<5°, ils sont exclusivement rouges), et de type chaud si l'orbite est fortement inclinée et plus excentrique (ils affichent toute la gamme des couleurs). Exemple : Quaoar, Makémaké, Hauméa.
- Les plutinos (PKBO) qui sont en résonance 2 : 3 avec Neptune (Pluton, Ixion, Orcus...)
- Les objets qui ont d'autres résonances avec Neptune que les plutinos : 1 : 2 (twotinos), 2 : 5, 3 : 4, 3 : 5, 4 : 5, ou 4 : 7.
- Les objets épars (SKBO) qui ont une orbite excentrique (probablement perturbée par un gros corps), proches du bord interne de la ceinture de Kuiper (Eris, Sedna, ...).

<sup>36</sup>C'est une vitesse relativement élevée qui rend peu probable la présence d'un corps compagnon (système binaire).

<sup>37</sup>Ce dernier résultat a été obtenu en couplant les observations de JR1 par New Horizons avec celles effectuées par Hubble simultanément (le même cône de lumière de JR1 a été observé en prenant en compte le temps mis par la lumière réfléchie par JR1 pour atteindre Hubble).

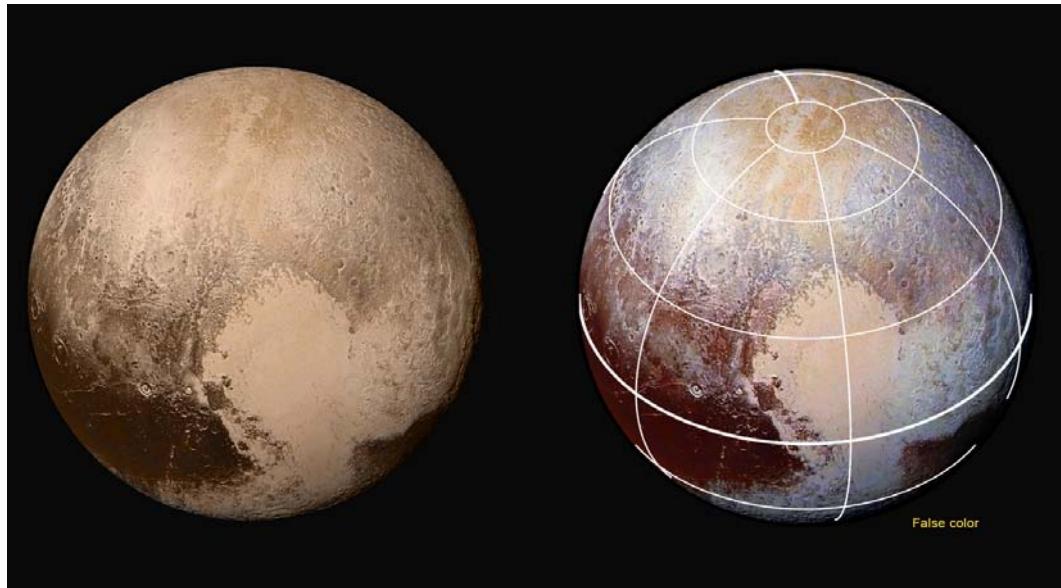
## 4 La surface de Pluton : une géologie complexe et active

### 4.1 Vue d'ensemble et topographie

New Horizons a révélé sur Pluton une surface inédite dans le Système solaire, recouverte de glaciers et de givres mélangeant différentes glaces volatiles : azote, méthane et monoxyde de carbone. Les premières images, en particulier, ont montré une très grande étendue blanche d'azote, proche de l'équateur et semblable à une calotte glaciaire (Figure 1.22). Tout autour de ce glacier, la topographie est très marquée avec d'imposantes montagnes de plus de 4 kilomètres d'altitude, dont les couleurs très sombres contrastent de façon remarquables avec celles très brillantes du glacier.

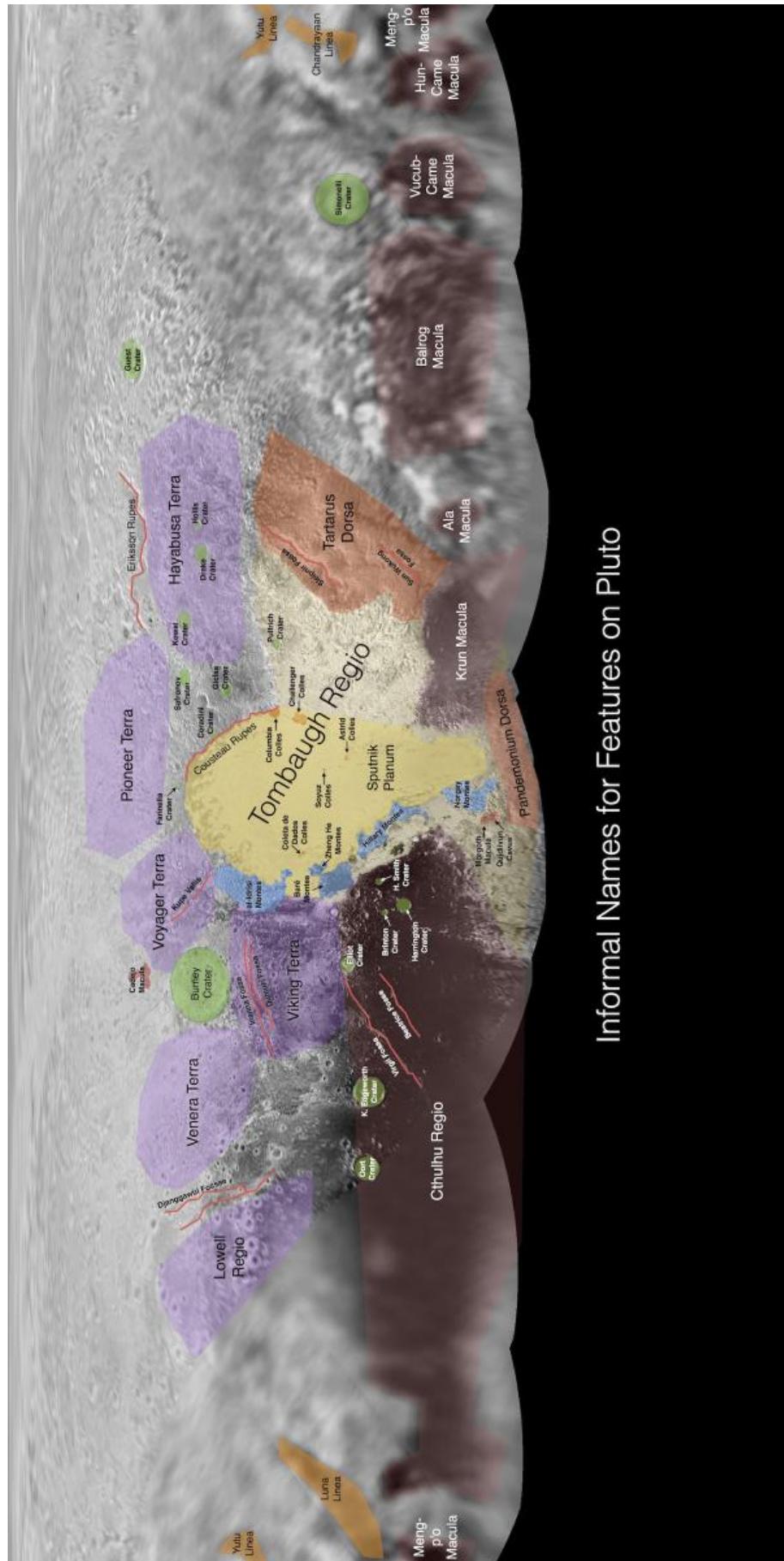
Très vite, des noms<sup>38</sup> sont donnés par l'équipe New Horizons aux différentes régions (Regio), montagnes (Montes), cratères (Crater), bassins (Planitia)… (Figure 1.23)

Tombaugh Regio est le nom donné à la région équatoriale brillante en forme de cœur (en l'honneur de Clyde Tombaugh, qui a découvert Pluton en 1930). Son lobe gauche, appelé Sputnik Planitia, est délimité par le glacier d'azote. Alors que les cratères sur Mercure portent le nom de poètes ou artistes disparus, ceux sur Pluton désignent des scientifiques ou autres personnes associées à l'étude de la planète naine. Les montagnes, vallées et escarpements portent les noms d'aventuriers et explorateurs, les collines ceux de satellites en orbite terrestres et les grandes régions ceux de sondes spatiales, rendant ainsi hommage à de nombreuses nations.

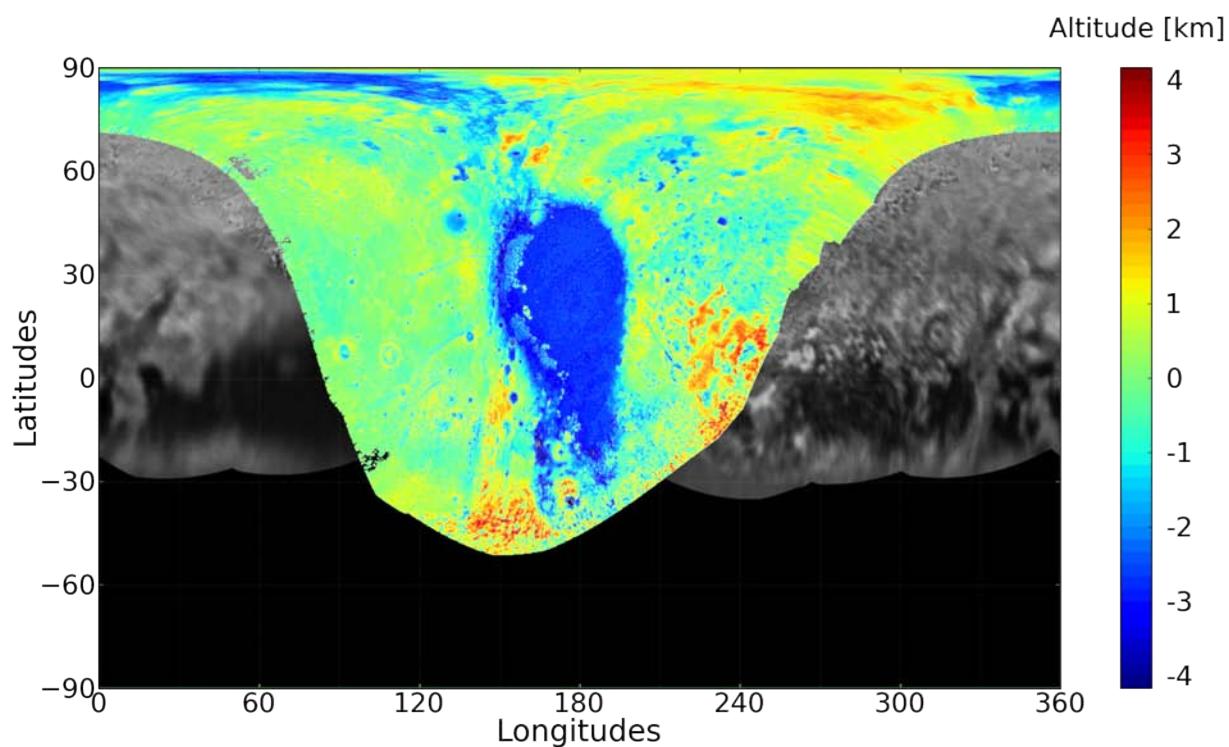


**FIGURE 1.22** – Images globales de Pluton prises à 768 000 km de la surface, le 13 juillet 2015. L'hémisphère éclairé est l'hémisphère nord, le sud étant plongé dans la nuit polaire. A gauche : photo de Pluton telle qu'elle serait perçue par l'oeil humain. A droite : image en fausses couleurs pour faire ressortir les différents types de terrains et de composition. De façon générale, New Horizons a pu scanner les latitudes supérieures à 30°S avec une résolution inférieure à 20 km/pixel (meilleure résolution : 70 m/pixels).

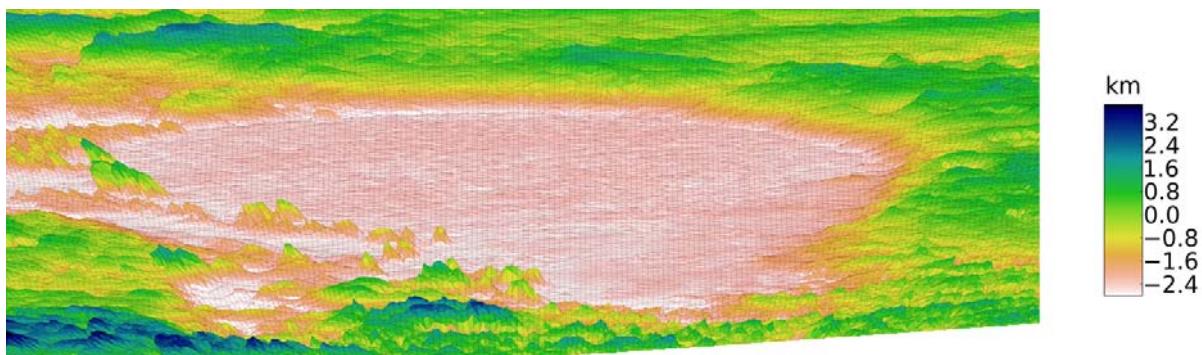
<sup>38</sup>Les thèmes ont depuis été validés et officialisés par l'UAI. Lien pour la liste complète des noms et leur signification : [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_geological\\_features\\_on\\_Pluto](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_geological_features_on_Pluto)



Informal Names for Features on Pluto



**FIGURE 1.24** – Carte topographique de Pluton (avec la permission de Paul Schenk). Les chaînes de montagnes autour de Sputnik Planitia culminent à 3-4 km au-dessus du glacier.



**FIGURE 1.25** – Topographie 3D du basin Sputnik Planitia, situé à 2.4 km sous le niveau moyen de la surface de Pluton. La carte est orientée nord-sud, et montre le relief entre les longitudes 160°E et 200°E (soit 830 km en largeur).

Les cartes topographiques de Pluton (Figure 1.24 et Figure 1.25) montrent que le glacier d'azote repose dans un bassin elliptique de dimensions 1300x1000 km (McKinnon et al., 2016), appelé Sputnik Planitia<sup>39</sup>. Par rapport à la taille de Pluton, ce bassin est comparable au bassin Hellas Planitia sur Mars, ou au cratère Aitken sur la lune.

Ce bassin est probablement un cratère d'impact formé par la collision d'un corps d'environ 200 km de diamètre (Moore et al., 2016). Les cartes révèlent également que les régions sombres équatoriales sont très cratérisées. Elles correspondent à des terrains âgés de 4 milliards d'années et contrastent avec les régions recouvertes de glace volatiles (Sputnik Planitia et hémisphère nord) beaucoup plus jeunes géologiquement. Enfin, on note également des canyons, des fractures et des escarpements, confirmant une géologie remarquable pour un corps si éloigné du Soleil.

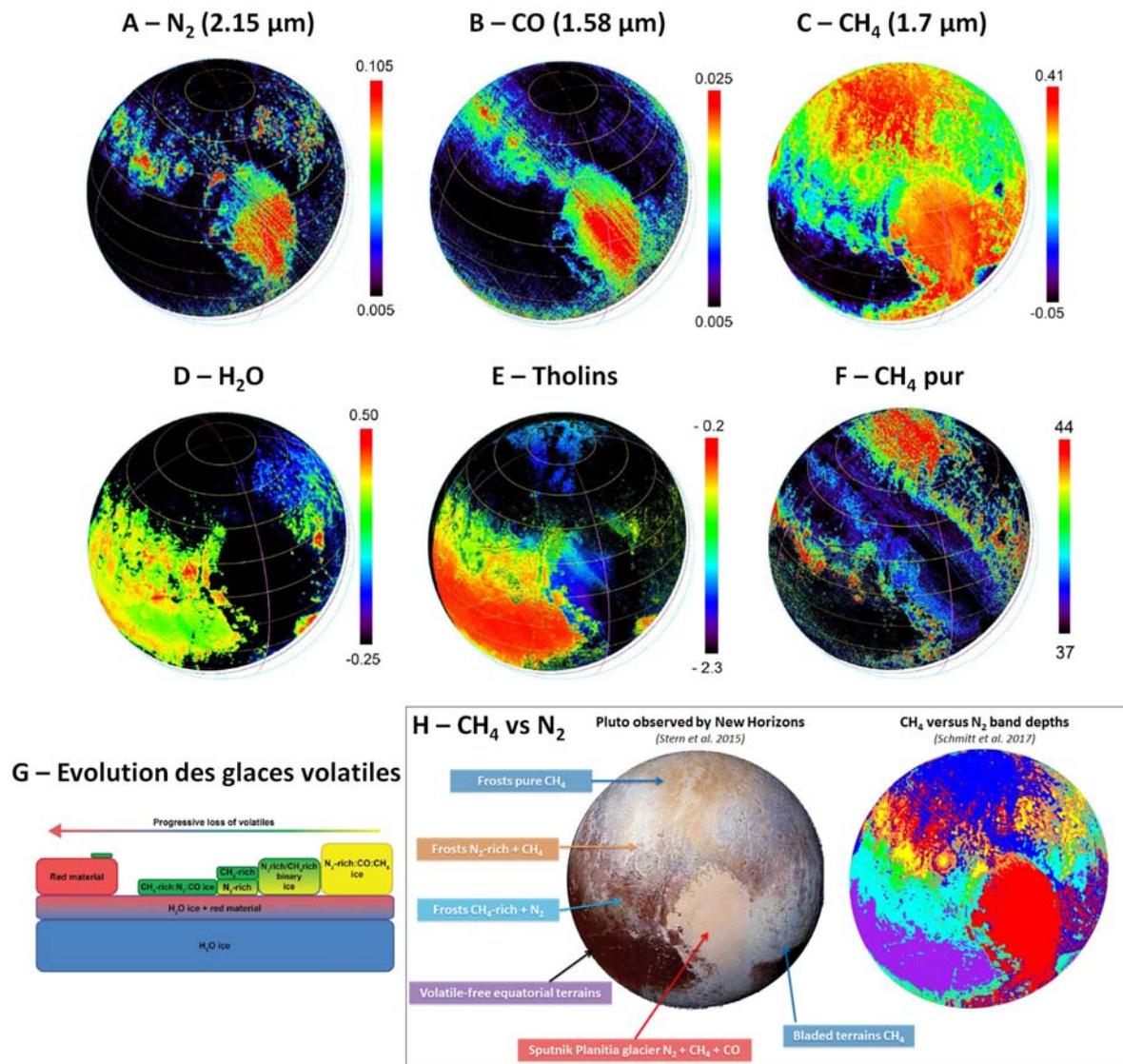
## 4.2 Composition de la surface

Pluton est un paradis pour les glaciologues puisqu'elle est recouverte par de nombreux mélanges de glaces, sous forme de givres et de glaciers aux textures et couleurs d'une grande diversité. Alors que sur Mars la glace d'eau et de CO<sub>2</sub> s'accumulent l'une sur l'autre en formant deux phases bien séparées, les glaces d'azote, de méthane et de CO sur Pluton peuvent se mélanger à l'échelle moléculaire, ce qui entraîne des propriétés différentes de celles d'une glace pure (voir Section 5.2). La cohabitation de ces glaces sur Pluton a été observée en détail par spectroscopie à l'aide de l'instrument LEISA (Grundy et al., 2016a; Schmitt et al., 2017). Dans les données spectroscopiques, la position des bandes de méthane varie selon le pourcentage de méthane présent dans la solution solide CH<sub>4</sub> : N<sub>2</sub> ou N<sub>2</sub> : CH<sub>4</sub>. Les modèles de transferts radiatifs des glaces ont ensuite permis de relier les observations à différents types de mélanges et de dresser des cartes précises de compositions et de textures Figure 1.26 (Schmitt et al., 2017; Philippe, 2016; Protopapa et al., 2017).

### 4.2.a La glace d'eau

La croûte de Pluton est composée de glace d'eau, qui, à la température de surface moyenne de Pluton (44 K) est assez solide pour soutenir les forts gradients de topographie comme les hautes montagnes observées, qui ont une taille similaire à celle des montagnes terrestres. Les autres glaces à la surface (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO) sont plus faibles mécaniquement (leurs liaisons sont de type Van der Waals de faible intensité entre les atomes) et ne peuvent pas former un tel paysage, même à de si basses températures. Ces glaces s'écoulent donc à la manière des glaciers de glace d'eau sur Terre. La glace d'eau restait non observée spectroscopiquement depuis la Terre, à cause des faibles résolutions spatiales des instruments. Avec New Horizons et l'instrument LEISA, le signal spectral de la glace d'eau a été observé dans les régions équatoriales sombres Figure 1.26. Ailleurs, des glaces plus volatiles recouvrent le socle et empêchent sa détection. Le cratère Pulfrich est une exception avec un fort signal de glace d'eau détecté sans présence de matière sombre à la surface, ce qui reste mystérieux.

<sup>39</sup>Dans les premiers mois qui suivirent le survol, Sputnik Planitia était appelé Sputnik Planum (plaine) car on n'avait pas encore découvert que c'était en fait un profond bassin (Planitia), situé à 2.5 km sous le niveau moyen de Pluton.



**FIGURE 1.26** – Distribution des glaces et des tholins à la surface de Pluton. Ces données sont décrites en détail par Schmitt et al. (2017). (A) Carte de N<sub>2</sub> (bande à 2.15 μm) (B) Carte du CO (bande à 1.58 μm) (C) Carte du CH<sub>4</sub> (intégration de la bande 1.58-1.83 μm) (D) Carte de la glace d'eau (indicateur spectral) (E) Carte des tholins (indicateur spectral) (F) Carte de la dilution du CH<sub>4</sub> (indicateur spectral, la glace riche en méthane a une couleur sur la carte qui tend vers le rouge) (G) Représentation schématique de l'évolution par transport des glaces volatiles des différents terrains et mélanges de glaces observées à la surface de Pluto. De droite vers la gauche, les terrains contiennent moins de glace volatile, et commencent par perdre N<sub>2</sub> (la plus volatile), puis CO et ensuite CH<sub>4</sub>, formant ainsi des mélanges binaires de glaces riches en N<sub>2</sub> saturées en CH<sub>4</sub> et de glaces riches en méthane (H) Carte de distribution CH<sub>4</sub> vs N<sub>2</sub> Bleu clair - bleu : CH<sub>4</sub> pur, ou glace riche en N<sub>2</sub> avec des grains < quelques cm et avec CH<sub>4</sub> > 1% Jaune - orange : gros grains riches en N<sub>2</sub> (>10 cm) avec de faibles fractions de CH<sub>4</sub> (0.1-1%) Rouge : très gros grains de N<sub>2</sub> (>20 cm) avec CH<sub>4</sub> >1%. Vert : glace riche en N<sub>2</sub> avec des grains < quelques cm et CH<sub>4</sub> < 1%.

#### 4.2.b Les tholins

Les tholins<sup>40</sup> sont des molécules solides organiques complexes, qui se forment par irradiation des molécules atmosphériques ou des glaces par des rayons très énergétiques comme les rayons cosmiques ou les rayons UV du Soleil. Ils donnent généralement une couleur rougeâtre à la surface. Sur Pluton, ils peuvent se former dans l'atmosphère via une photochimie complexe issue de la photolyse du méthane gazeux par les rayons UV (notamment ceux issus du Lyman- $\alpha$  solaire et du milieu interplanétaire, voir Chapitre 6), et ensuite sédimentent vers la surface, ou se former directement à la surface par photolyse des glaces (voir Section 3.2.a dans le Chapitre 6). La contribution des rayons du Lyman- $\alpha$  diffusés dans toutes les directions par le milieu interplanétaire est assez forte pour produire presque autant de tholins que la lumière du soleil directe (70% du flux provient de la lumière directe, 30% de la lumière diffusée<sup>41</sup>) (Gladstone et al., 2016). Ces processus qui rougissent Pluton ont donc lieu aussi dans l'hémisphère plongé dans la nuit polaire. Une fois accumulés à la surface, les tholins forment une sorte de suie, d'autant plus sombre que les molécules ont été irradiées. Produits tel que nous les connaissons à partir d'un mélange gazeux N<sub>2</sub>:CH<sub>4</sub>, ces composés sont au sens strict des nitrures de carbones hydrogénés polymériques<sup>42</sup>. La détection des tholins est principalement basée sur la réflectance dans le visible mais ces derniers restent difficiles à identifier spectroscopiquement à cause de leur signature spectrale très plate.

Sur Titan, ils affectent l'atmosphère et le climat. Ils peuvent aussi jouer un rôle dans l'habitabilité d'une planète, en la protégeant des rayons UV, un scénario envisagé pour la Terre primitive (Sagan and Chyba, 1997; Trainer et al., 2006; Wolf and Toon, 2010), ou en fournissant directement une source de matière organique à la surface suffisamment importante pour développer la vie (Gibb, 2015; Cleaves et al., 2014). Les tholins peuvent aussi participer à des processus géologiques à la surface (ils forment des dunes sur Titan, et pourraient être à l'origine de geysers sur Triton). Sur Pluton leur présence ou absence à la surface donne des indices sur l'âge et la composition du terrain : les surfaces sans tholins sont relativement jeunes, ou subissent des processus qui « nettoient » les tholins (vent, pluie, resurfaçage...).

Les tholins sur Pluton sont particulièrement présents dans Cthulhu regio, et plus généralement le long d'une bande équatoriale (20°S-15°N), uniquement interrompue par Sputnik Planitia. Ils donnent un aspect sombre à ces régions. Il est actuellement difficile d'estimer l'épaisseur de ces dépôts. De façon générale, la topographie de ces régions n'est pas très lisse ce qui suggère une épaisseur de tholins relativement fine à la surface, peut-être de l'ordre du mètre. Cependant, dans certains canyons, l'épaisseur semble être de plusieurs centaines de mètres, ce qui reste très mystérieux (Dale Cruikshank, communication personnelle). Cette observation est discutée dans la Section 3.2.a du Chapitre 6. Le faible albédo des tholins contribue par ailleurs à chauffer la surface et à empêcher la condensation d'espèces volatiles dans ces régions.

---

<sup>40</sup>Le mot tholins tire son origine d'expériences en laboratoire menées par Carl Sagan et Bishun Khare pendant les années 70, sur des gaz irradiés par différentes sources d'énergie produisant ces molécules de tholins. Après leur publication dans Nature « Tholins : organic chemistry of interstellar grains and gas », la définition s'est étendue à tout solide organique complexe abiotique formé chimiquement par un mélange source d'énergie + simple gaz ou solide.

<sup>41</sup>Si on reprend les calculs de Gladstone et al. (2016) et que l'on considère un flux solaire à 1 UA  $F_{1UA}=5\times10^{15}$  ph m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, une distance Soleil-Pluton  $d=32$  UA, et un facteur d'extinction du flux par le milieu interplanétaire de 0.88, alors le flux solaire arrivant sur Pluton est  $F_P=0.88 F_{1UA}/d^2$  soit  $F_P=4.3\times10^{12}$  ph.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>. On divise  $F_P$  par 4 pour obtenir le flux distribué sur l'ensemble de la surface. Puis, en multipliant par l'aire totale de Pluton et par l'énergie d'un photon Lyman- $\alpha$  ( $E=c/\lambda=1.64\times10^{-18}$  J), on obtient une puissance totale de 30.5 MW. Le même calcul pour le flux provenant du milieu interplanétaire,  $F_{IPM}=1.45\times10^{12}$  ph.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> donne une puissance de 10.3 MW.

<sup>42</sup>Les tholins sont complexes. Sur Titan, ils abondent dans l'atmosphère. Des mesures en laboratoire avec un spectromètre de masse ultra haute résolution montrent qu'ils sont composés de milliers de formules moléculaires différentes avec des tailles allant jusqu'à plusieurs centaines de nanomètres (Szopa et al., 2006; Horst et al., 2010).

#### 4.2.c La glace d'azote

La signature spectrale de l'azote est forte dans Sputnik Planitia, qui constitue un grand réservoir de glace d'azote, mélangée avec un peu de méthane et de CO. C'est le principal réservoir d'espèces volatiles (Stern et al., 2015; Grundy et al., 2016a) (voir Chapitre 3). La glace d'azote est aussi détectée sous forme de parcelles de givre entre les latitudes 30-45°N. De plus, au sein même de Sputnik Planitia, différents mélanges N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> sont organisés de façon latitudinale. Ces deux observations sont à relier avec les cycles de condensation et de sublimation des glaces volatiles (voir Chapitre 3 et Chapitre 4).

#### 4.2.d La glace de méthane

La signature spectrale du méthane est détectée partout dans l'hémisphère observé, sauf à l'équateur où les tholins recouvrent la glace d'eau. Elle est particulièrement forte dans les « Bladed terrains » (Tartarus Dorsa), aux hautes latitudes nord et dans la petite partie de l'hémisphère sud plongée dans l'hiver, indiquant des glaces riches en méthane. Ailleurs, différents mélanges avec de la glace d'azote sont observés (Figure 1.26). De façon générale, la glace de méthane à la surface est soit pure soit minoritairement mélangée de 4% avec de l'azote (Philippe, 2016; Schmitt et al., 2017). Cependant, d'autres mélanges intermédiaires semblent exister. Ils représentent une densité de points importante dans les données mais n'ont pas encore été cartographiés (Bernard Schmitt, communication personnelle). Certains mélanges sont par ailleurs difficiles à détecter, en particulier si les grains sont petits ou si une bande d'un composé est masquée par celle du composé avec lequel il forme un équilibre. Par exemple le méthane pur “tue” la bande d'azote, et il est donc difficile d'estimer la quantité d'azote mélangée dans les glaces riches en méthane. De même, la présence de tholins “tue” le signal de la glace d'eau. A noter que la glace de méthane n'est jamais totalement pure. A ces températures là, le diagramme de phase (voir Section 5.2) indique qu'elle est toujours mélangée avec de l'azote (en faible quantité, sous le niveau de saturation). Cependant quand on passe sous les 1% d'azote, on ne détecte plus la signature de l'azote car celle-ci devient trop faible (limite des instruments) et on parle donc de méthane pur (mais c'est un abus de langage).

Les mélanges semblent être distribués de façon latitudinale, ce qui suggère des processus de sublimation et de condensation selon les saisons (Schmitt et al., 2017, voir Chapitre 3 et Chapitre 4). Plusieurs cratères montrent un fort signal de méthane sur les bords et non au fond, suggérant un mécanisme atmosphérique déposant la glace de méthane préférentiellement sur les terrains plus élevés.

#### 4.2.e Autres : monoxyde de carbone, éthane

La signature spectrale du CO est détectée exclusivement là où il y a de l'azote (là où il y a du CO, il y a de l'azote), c'est-à-dire dans Sputnik Planitia et, en moindre quantité, dans la bande latitudinale de N<sub>2</sub> à 30-45°N (Bernard Schmitt, communication personnelle). La glace d'éthane, détectée à l'aide de mesures terrestres, n'a pas pu être détectée avec l'instrument LEISA, la résolution spatiale étant trop faible pour observer sa faible signature spectrale à 2.405 micromètres. Il est également difficile de modéliser les glaces d'hydrocarbures car leurs constantes optiques sont peu connues. A noter également, l'absence de détection du CO<sub>2</sub>, pourtant détecté sur Triton, la soeur jumelle de Pluton. A ces température de surface, le CO<sub>2</sub> n'est pas volatile, et constituerait le socle comme la glace d'eau. Sur Triton, la glace de CO<sub>2</sub> semble reposer sur la glace d'eau et peut avoir été remontée de la sous-surface par des processus cryovolcaniques. Il est possible que sur Pluton, le réservoir de CO<sub>2</sub> soit caché par d'épaisses couches de volatiles.

### 4.3 Zoom sur certains aspects géologiques de Pluton

Cette section décrit les régions d'intérêts particuliers sur Pluton, dont Sputnik Planitia (hébergeant un gigantesque glacier d'azote) et Tartarus Dorsa (hébergeant des glaciers de méthane).

### 4.3.a Sputnik Planitia

Le bassin Sputnik Planitia présente une géologie très riche, comme indiqué par la Figure 1.27, dont les détails sont décrits par White et al. (2017). La surface est celle d'un glacier d'azote plat, dénué de cratères alors que Pluton se situe dans la ceinture de Kuiper et est donc régulièrement bombardée de débris, ce qui indique un resurfaçage récent. Le glacier est parsemé de petites fosses, de traces d'écoulement, de motifs polygonaux et de blocs de glaces d'eau flottant à la surface. Tout cela indique une activité intense du glacier insoupçonnée avant le survol par New Horizons.

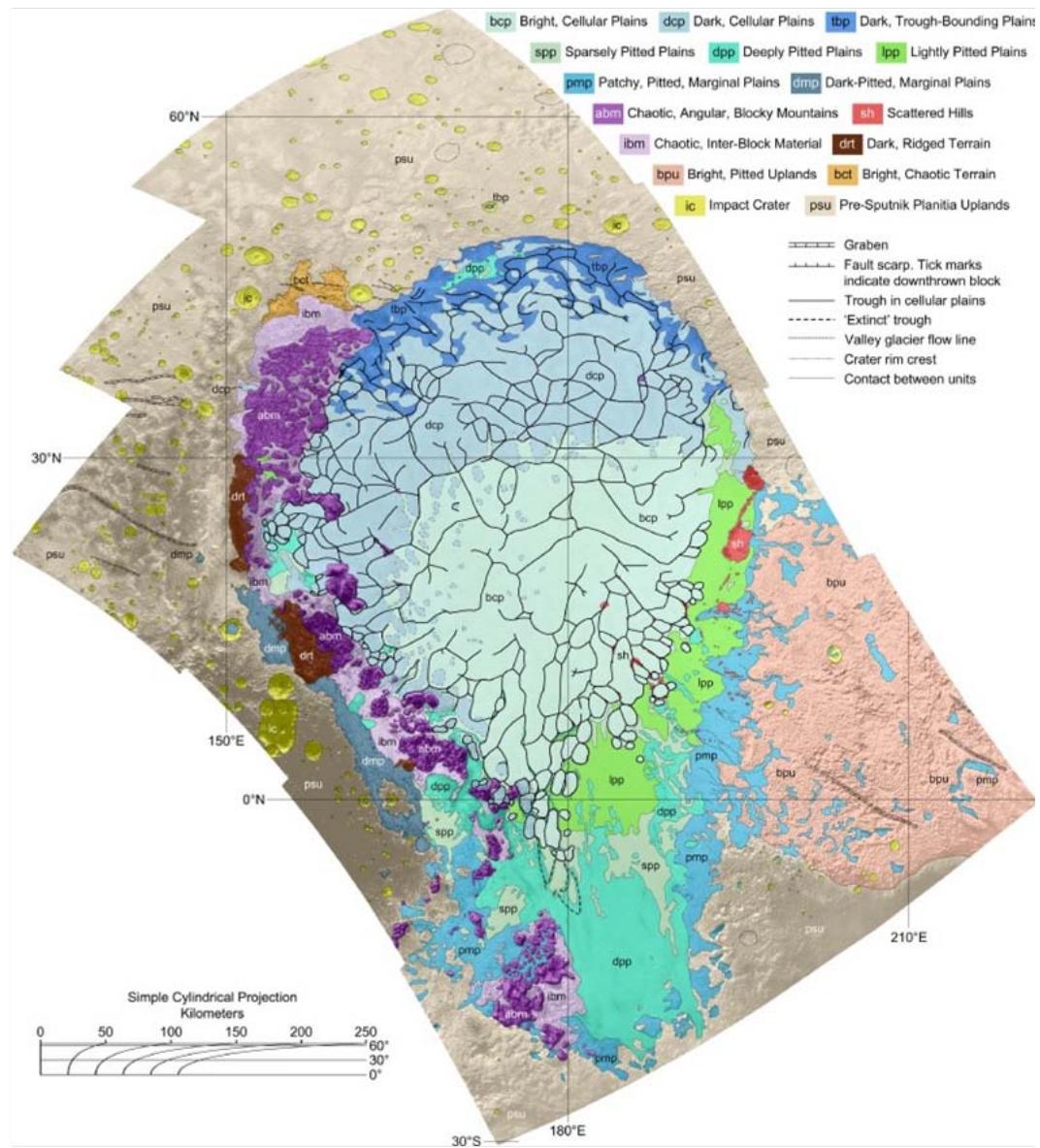
Un premier exemple de resurfaçage est le cycle de condensation et de sublimation des glaces, notamment de l'azote. Les fosses et les crevasses, larges de quelques dizaines de mètres, sont suspectées être des figures de sublimation (Moore et al., 2017) (voir Chapitre 4). Elles ne sont profondes que de quelques dizaines de mètres, ce qui est cohérent avec la faible viscosité de la glace d'azote, qui diffuse rapidement les dépressions. L'influence des cycles de sublimation et de condensation de l'azote sur Sputnik Planitia est renforcée par les différences compositions et textures observées à la surface du glacier (Figure 1.26). La partie centrale est un mélange N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> riche en azote alors que la partie au nord, où l'azote sublimé fortement, est un mélange N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> un peu plus riche en méthane (Protopapa et al., 2017; Schmitt et al., 2017). La glace est plus sombre au nord du glacier, où la taille de grain est également plus petite (Protopapa et al., 2017). Si la taille de grain était le seul facteur gouvernant l'albédo des plaines d'azote, alors la glace au nord devrait être plus brillante (plus les grains sont petits, moins les bandes spectrales sont profondes et la glace plus brillante et moins transparente). Il est donc possible que la glace au nord du glacier soit sombre à cause de la présence d'importantes quantités de tholins, plus exposées à la surface peut-être à cause d'une intense sublimation (voir Chapitre 4). Ceci est cohérent avec des petits grains (la sublimation fracture les grains). Un autre scénario serait que le mélange N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> soit un « slab », dalle de glace transparente et composée de gros grains. On pourrait alors voir les tholins dessous ce qui rendrait le tout plus sombre en apparence.

Un deuxième exemple est l'écoulement du glacier lui-même. Aux extrémités nord et sud du glacier, des traces d'écoulement sont bien visibles, et montrent que le glacier coule (en 2015) de l'intérieur vers l'extérieur (Howard et al., 2017). Au cours du temps le glacier avance et recule (voir Chapitre 4), entraînant l'érosion des blocs de glace d'eau. Ce scénario explique la présence de chaînes de montagnes très érodées, aux pentes très escarpées sculptées par la glace, tout autour du glacier. Ces montagnes sont très semblables aux Nunataks<sup>43</sup> terrestres Figure 1.30, ces blocs de roches escarpés et pointus émergeant des calottes polaires comme en Arctique et Antarctique (il y a en a partout où il y a des calottes, même petites) qui les altèrent avec le temps.

**Les cellules de convection.** Tout indique que les motifs polygonaux observés à la surface de Sputnik Planitia sont des cellules de convection. Les cellules ont un diamètre d'environ 10-100 km, plus grand au centre qu'aux bords du glacier où elles disparaissent rapidement. Le centre des cellules est surélevé d'environ 100 m par rapport aux bords des cellules (Stern et al., 2015). On peut comparer ces motifs à des parcelles de boue séchée sur Terre ou aux polygones observés sur Mars formés suite à un dégel de glace en sous-sol (Levy et al., 2010). Cependant, les polygones de Sputnik Planitia ont des cotés plus lisses et plus courbés que ceux de Mars. Ils ressemblent plus à ceux formés par convection de sous-sol, mais à une échelle beaucoup plus large. La théorie avancée est donc que les polygones marquent le haut de cellules de convection existant à l'intérieur du glacier (masses remuantes de glace d'azote). Du jamais vu dans le Système solaire ! Le mécanisme est celui d'une lampe à lave : le réservoir d'azote est chauffé par-dessous, devient turbulent et monte sous forme de grandes bulles, puis il refroidit à la surface et redes-

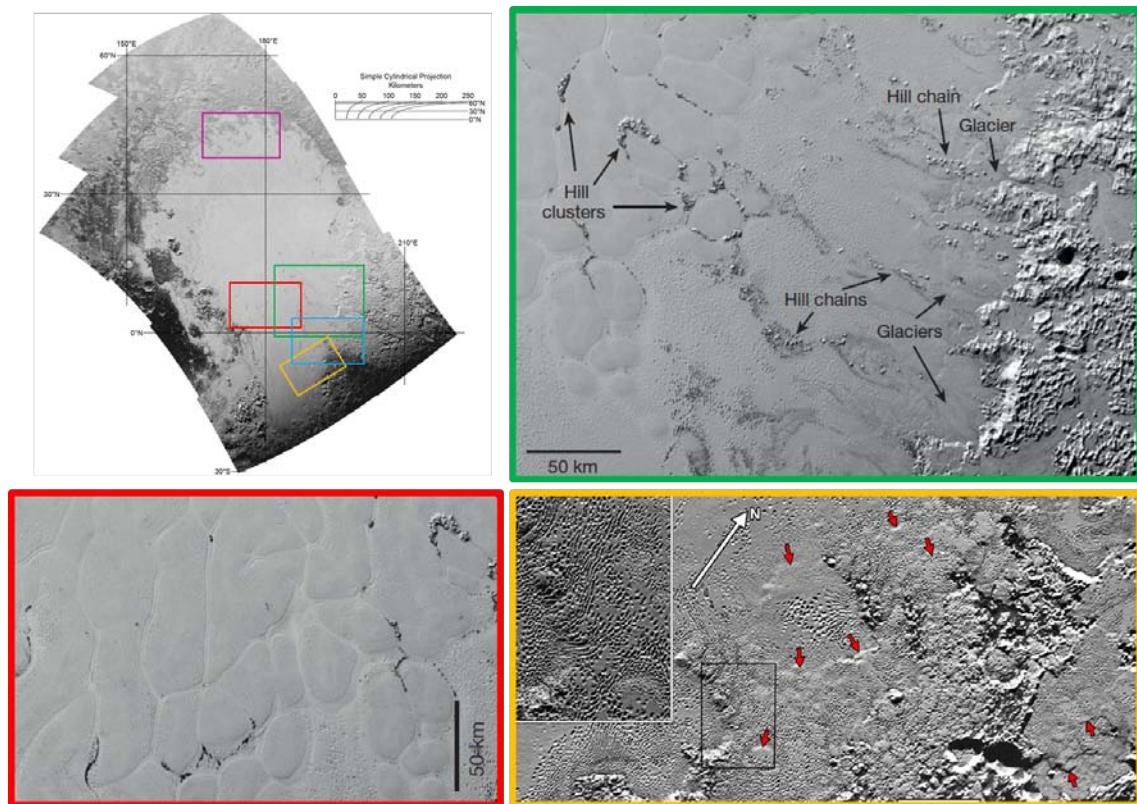
<sup>43</sup>En groenlandais nunataq signifie « montagne » ou « monticule entièrement recouvert de glace dure »

cend ensuite pour renouveler le cycle. Quelle est la source de chaleur à l'origine du phénomène ? Pluton n'est pas chauffée par les interactions gravitationnelles avec les planètes géantes, comme le sont certaines lunes glacées. On pourrait imaginer un impact Pluton-Charon plus récent mais pour les dynamiciens, la probabilité est infinitésimale. Par contre, même si son intérieur s'est refroidit depuis longtemps<sup>44</sup>, la désintégration d'atomes radioactifs dans son noyau entretient encore un peu de chaleur, avec un flux estimé à  $3 \text{ mW.m}^{-2}$ . Ce flux pourrait entraîner un gradient de température de  $15 \text{ K.km}^{-1}$  dans la glace, suffisant pour déclencher la convection (McKinnon et al., 2016).

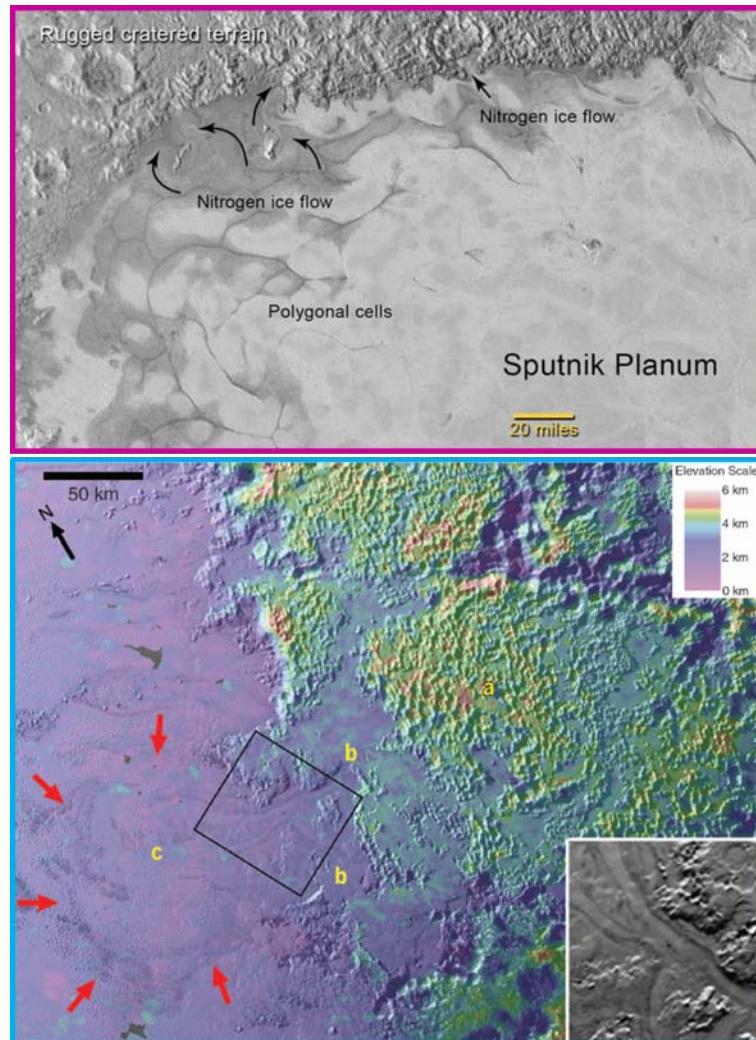


**FIGURE 1.27** – Carte géologique de Sputnik Planitia montrant les différents types de terrains identifiés sur les images New Horizons, superposée sur une image LORRI de résolution 386 m/pixel (White et al., 2017).

<sup>44</sup>Plus un corps est petit et plus il se refroidit rapidement.



**FIGURE 1.28** – Zoom sur Sputnik Planitia. En haut à gauche : mosaique de 12 images New Horizons obtenues avec LORRI, avec les différents emplacements des autres images montrées (Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI/Oliver White). En haut à droite : blocs de glace d'eau venant des terrains plus hauts à l'est de Sputnik Planitia et “flottant” sur le glacier d'azote au niveau des bords des cellules de convection (McKinnon et al., 2017). En bas à gauche : cellules polygonales de convection en détail, photographiés par MVIC à 350 m / pixel (McKinnon et al., 2017). En bas à droite : fosses de sublimations de diamètre 100-300 m observées sur la glace d'azote au sud de Sputnik Planitia (Howard et al., 2017).



**FIGURE 1.29** – Haut : bord nord de Sputnik Planitia, avec des traces d’écoulement très marquées orientées vers le nord (Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI). Bas : Ecoulement de glace d’azote à l’est de Sputnik Planitia. (a) indique les terrains plus en altitude contenant un fort signal de méthane, (b) indique des plaines de glaces plates situées à 1.5 km au dessus de Sputnik Planitia, (c) indique la glace d’azote dans le bassin bordée de bandes sombres, semblables aux moraines qu’on peut trouver sur les glaciers terrestres.

A la surface, le centre des cellules correspond aux endroits où la glace remonte, et les bords aux endroits où la glace redescend<sup>45</sup>. La glace d’azote étant plus dense que la glace d’eau (voir Section 5.2), quelques blocs de glace d’eau flottent à la surface (comme les icebergs terrestres), portés vers les bords des cellules. En considérant que le bloc de glace d’eau dépasse de 500 m au dessus de la glace d’azote et que le rapport de densité  $N_2/H_2O$  est égal à 1.1, cette flottaison implique nécessairement que le glacier soit profond d’au moins 5 km (Trowbridge et al., 2016). Les bords des cellules semblent moins riches en  $CH_4$  que le centre (Grundy et al., 2016a), ce qui reste encore mal compris. Cela peut être dû à un effet indirect d’une accumulation de poussière. Des études de modélisation des spectres le long de transects cellule-intercellule sont en cours pour comprendre ces différences de composition.

Différents modèles de convection ont été proposés. Un régime de convection dit de Rayleigh-Bénard

<sup>45</sup>On peut reproduire des cellules de convection à la maison en laissant refroidir une eau savonneuse préalablement chauffée dans une casserole.



**FIGURE 1.30** – Des nunataks au Groenland, montagnes rocheuses s’élevant au-dessus de la glace des inlandsis. Par l’erosion glaciaire qu’ils subissent sur leurs flancs, les nunataks ont très souvent l’aspect de montagnes escarpées aux parois très raides.

basé sur la taille des cellules de convection suggère une épaisseur de glace de 10 km (Trowbridge et al., 2016; Nimmo et al., 2016). Un autre modèle dit de « couvercle lent » montre que seulement 500 m de glace d’azote suffit pour initier le mécanisme (McKinnon et al., 2016), si la température à la base du glacier est assez élevée. L’épaisseur du glacier de Sputnik Planitia est alors estimée à 3-6 km. Les vitesses de convection sont estimées à environ 1.5 cm / an, ce qui conduit à un renouvellement total de la surface du glacier tous les 500 000 ans. Le bassin le plus profond dans le Système solaire, à échelle comparable sur un monde glacé, se trouve sur Japet, satellite de Saturne, et la comparaison permet une estimation de la profondeur de Sputnik Planitia à 10 km, ce qui correspond aux valeurs estimées avec les modèles de convection<sup>46</sup>.

**Le glacier Sputnik, une anomalie de masse**. Le bassin Sputnik Planitia est situé très exactement au point Anti-Charon. Il a influencé le verrouillage gravitationnel entre Pluton et sa lune principale (le verrouillage aurait eu lieu quoiqu’il arrive). En effet, le bassin, profond de plusieurs kilomètres et rempli de glace d’azote plus dense que la glace d’eau (socle de Pluton), constitue une anomalie de masse. Une anomalie de masse positive (parcelle plus lourd que le socle) entraîne un réalignement de la croûte avec l’axe d’application des forces de marées (dans ce cas, l’axe Pluto-Charon, donc un réalignement de masse à l’équateur) tandis qu’une anomalie de masse négative entraîne un réalignement avec l’axe de rotation. Par exemple, des études ont montré que la Lune s’est réorientée dans le passé pour placer le bassin d’impact Aitken au pôle sud. De même, Encelade a placé ses « rayures de tigre » et geysers au pôle sud. Sur Pluton, Sputnik Planitia étant à l’équateur, il s’agit a priori d’une anomalie positive (Keane et al., 2016).

Cependant, les modèles de réorientation montrent qu’avec un cœur rocheux entouré d’une croûte de glace d’eau, le basculement de la lithosphère de Pluton ne pourrait être possible qu’avec le glacier de Sputnik Planitia épais de 40 kilomètres, ce qui est éloigné d’une valeur réaliste. En effet, le bassin Sputnik Planitia n’est pas entièrement rempli de glace d’azote, et même si la glace d’azote est plus dense que la

<sup>46</sup>Le bassin Sputnik Planitia couvre 5% de la surface de Pluton. S’il est rempli de 10 km de glace d’azote, cela correspond à un réservoir global de 500 m/m<sup>2</sup>, ce qui est cohérent avec l’estimation par étude cosmochimique (Singer and Stern, 2015).

glace d'eau, l'ensemble constitue une anomalie négative par rapport aux alentours.

Cependant les modèles montrent quand même que la présence d'un océan de glace fondu sous une centaine de kilomètres de croûte glacée modifie les conclusions<sup>47</sup> (Nimmo et al., 2016; Johnson et al., 2016). Si l'océan est plus épais au niveau de Sputnik Planitia (l'eau liquide est plus dense que la glace), alors la densité de cet endroit devient suffisante pour avoir une anomalie positive et provoquer le basculement vers l'équateur<sup>48</sup>. Sur Pluton, ce basculement serait à l'origine des failles et des chaînes montagneuses observées formées par les fortes tensions provoquées à sa surface (Keane et al., 2016).

Comment le bassin Sputnik Planitia s'est-il rempli de glace ? Le Chapitre 3 répond à cette question en proposant un scénario atmosphérique (Bertrand and Forget, 2016). Un autre scénario a été proposé par Hamilton et al. (2016), n'impliquant pas de cratère d'impact à l'origine. La glace d'azote se serait accumulée au point le plus froid de la planète et, par son poids, aurait creusé le bassin dans lequel elle se trouve. Mais ce scénario n'explique pas pourquoi il y a un déficit de glace pour remplir le bassin. Il y a également un "collier d'ejecta" de 1 km de hauteur autour de Sputnik Planitia, renforçant l'hypothèse de l'impact météoritique (d'un objet d'environ 200 km de diamètre).

#### 4.3.b Tartarus Dorsa

Tartarus Dorsa est situé à l'est de Tombaugh Regio. Le terrain, géologiquement jeune (pas de cratères) présente une forte signature spectrale de méthane suggérant la présence d'un glacier de méthane (Figure 1.31). Le relief de ce terrain est parsemé de crêtes espacées de 3-5 km, hautes de 500 m, et présentant une orientation Nord / Sud ("bladed terrain"). Un mécanisme s'apparentant à celui développant les pénitents sur la Terre a été proposé pour expliquer cette formation (Moore et al., 2017; Moores et al., 2017). Les motifs peuvent aussi être comparés à ceux des mégadunes et des sastrugis (Herny et al., 2014). A priori, il n'y pas de tholins sur ces terrains. En effet, les pentes spectrales caractéristiques des tholins à cet endroit sont faibles (Schmitt et al., 2017). Le signal de la glace d'eau est détecté dans les bladed terrains mais correspond sûrement à des parcelles de glace d'eau situés à la base des dépôts de méthane. Dans les spectres, c'est donc sans doute le socle de glace d'eau qu'on aperçoit dans les fractures et les dépressions à côté du glacier de méthane.

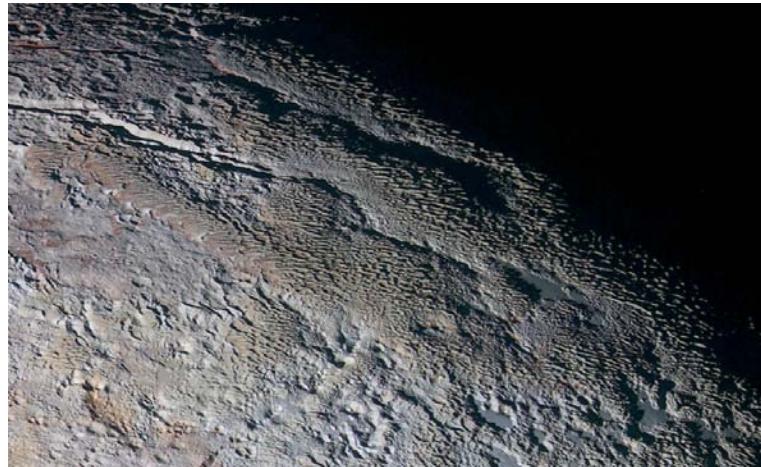
#### 4.3.c Panorama d'autres types de terrain

New Horizons a révélé une grande diversité de terrains à la surface de Pluton. Différentes régions, comme celles indiquées par la Figure 1.32, semblent contenir des traces d'anciens écoulements liquides. Parmi les hypothèses, les changements de paramètres orbitaux de Pluton dans le passé auraient entraîné une augmentation suffisante de pression pour permettre à l'azote d'exister à l'état liquide et de s'écouler à la surface de Pluton (Stern et al., 2017a). Les cycles paléoclimatiques sont étudiés dans le Chapitre 4 et montrent que des glaciers d'azote ont pu exister à ces endroits-là. Un écoulement d'azote liquide à la base du glacier aurait alors pu contribuer à former les vallées observées.

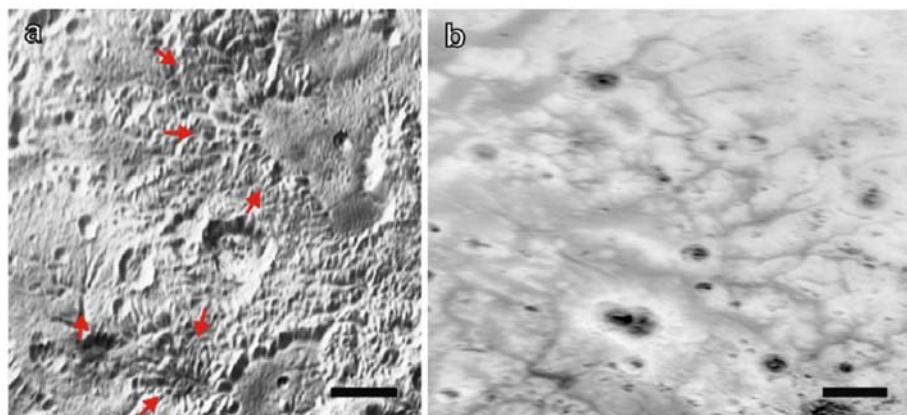
Un peu partout à la surface de Pluton, des crevasses et des dépressions sont observées. Le lobe Est de Tombaugh Regio, large de 500 km, est parsemé de petites fosses de 3 à 10 km de long, profondes de 2 km environ. A l'intérieur de ces dépressions repose un lisse réservoir de glaces riches en azote. Autour, les terrains plus hauts et apparemment plus rigides, sont plus riches en méthane (Grundy et al., 2016a).

<sup>47</sup>Plusieurs satellites de Jupiter et Saturne abriteraient aussi des océans d'eau sous leur croûte de glace : Europe, Ganymède, Encelade, Dione...

<sup>48</sup>Ce phénomène de réorientation aurait aussi eu lieu sur Mars, lorsque le plateau de Tharsis s'est formé il y a environ 3 milliards d'années (Bouley et al., 2016), ou sur la Lune, lors de la formation de la mer de basalte Procellarum, il y a près de 4 milliards d'années.



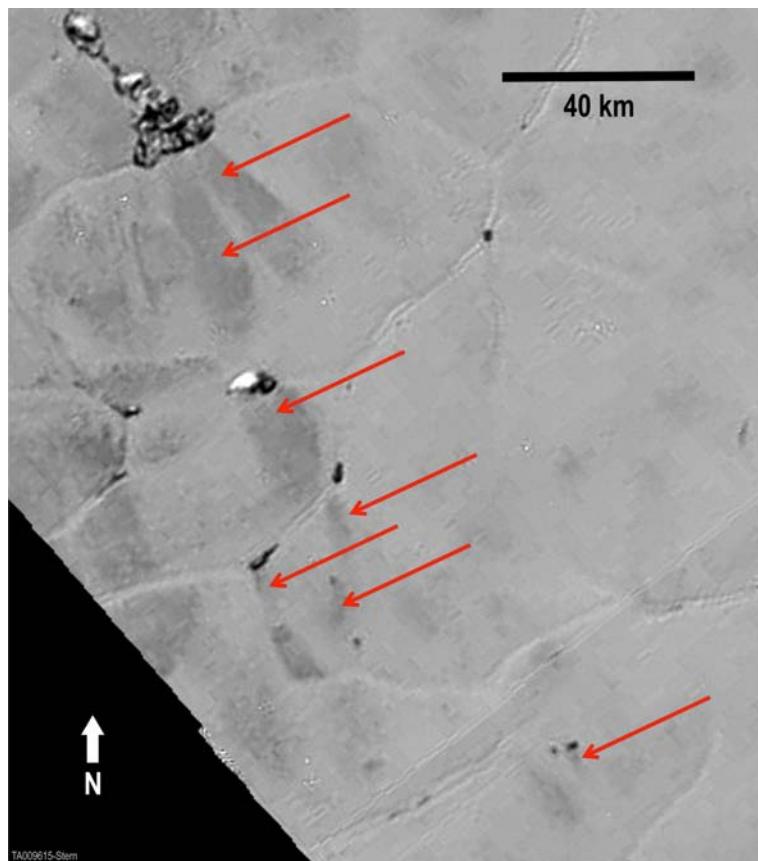
**FIGURE 1.31** – Photo des Bladed terrains dans la région de Tartarus Dorsa, à l'est de Sputnik Planitia. Le relief, composé de méthane relativement pur, est couvert de crêtes acérées. Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI



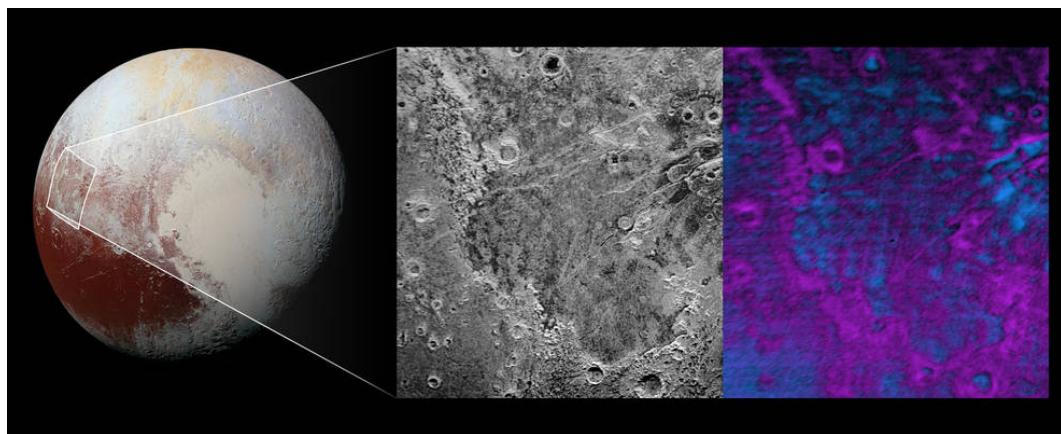
**FIGURE 1.32** – Possibles traces d'anciens écoulements liquides à la surface de Pluton (Stern et al., 2017a)  
(a) Réseau de vallées au nord-est de Sputnik Planitia (b) Réseau de vallées semblables aux "valleys networks" martiens, au nord-ouest de Sputnik Planitia.

La sublimation est le mécanisme principal mis en avant pour expliquer ces crevasses (Moore et al., 2017), bien que d'autres mécanismes soient possibles comme le transport par le vent, l'érosion par sublimation et vent, et l'effondrement du sol. Un vent soufflant constamment dans la même direction pourrait renforcer la sublimation de la glace à certains endroits et agrandir les crevasses (Moore et al., 2017).

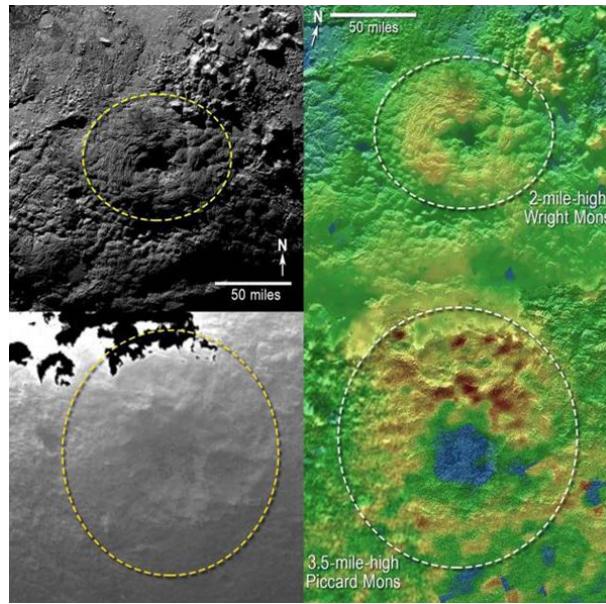
Il n'y a pas d'observation évidente de dunes sur Pluton, à moins peut-être au nord de Sputnik Planitia en face des mont Al-Idrisi. Cette absence de dune peut s'expliquer par un manque de particules solides de taille similaire à celle du grain de sable, ou par des vents de surfaces trop faibles, incapables de les transporter à cause de la faible densité atmosphérique. On peut cependant noter la présence de plusieurs traces de transport éolien au nord de Sputnik Planitia (Stern et al., 2015), traduisant un vent dominant orienté vers le Sud-Est dans cette région (Figure 1.33).



**FIGURE 1.33** – Possible traces de transport éolien à l'ouest de Sputnik Planitia, suggérant une direction dominante du vent de  $140^\circ$  par rapport au nord (Stern et al., 2015).



**FIGURE 1.34** – La région Piri Planitia sur Pluton. Les plateaux au sud-ouest surplombent la plaine au nord-est. La carte de composition obtenue avec LEISA indique la présence de méthane (violet) le long des falaises et aux bords des cratères, alors que le signal de glace d'eau (bleu) est obtenu dans les plaines et au fond des cratères. Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI



**FIGURE 1.35** – Les mont Wright (haut) et Piccard (bas), situés au sud de Sputnik Planitia, sont de grandes montagnes avec un trou à leur sommet, peut-être des cryovolcans ? Les deux reliefs sont impressionnantes : plusieurs kilomètres de large pour respectivement 3219 m et 5633 m d’altitude. Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI

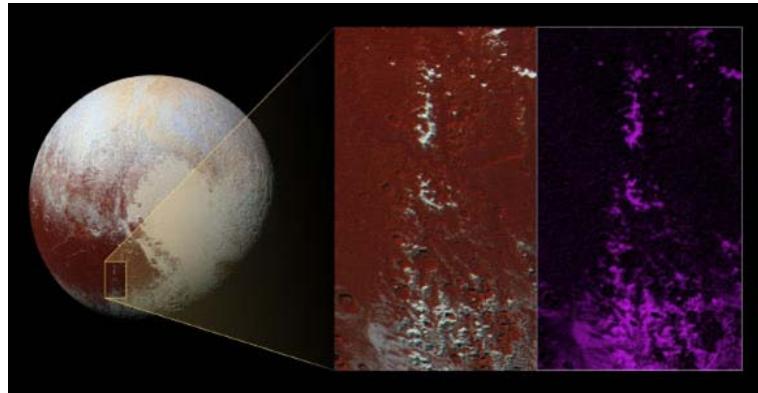
Piri Planitia est une autre région où la sublimation des glaces joue un rôle évident dans la formation de son paysage. L’instrument LEISA indique que les plateaux de cette région, qui surplombent les plaines plus au nord, sont riches en glace de méthane (Figure 1.34), alors que les plaines le sont moins et laissent même apparaître la glace d’eau. La sublimation du méthane à cet endroit entraîne peut-être l’érosion du plateau, qui recule par rapport à la plaine au fur et à mesure que le méthane sublime (Moore et al., 2017). Dans la plaine, il n’y a déjà presque plus de glace de méthane d’où la détection du socle de glace d’eau.

Au sud de Sputnik Planitia, deux montagnes aux aspects étranges ont été repérées. Elles sont suspectées d’être des cryovolcans (Figure 1.35), peut-être encore actifs dans un passé géologique récent, bien qu’une origine tectonique soit aussi possible (Moore et al., 2016). La région du cratère Pulfrich, et son signal particulièrement fort en glace d’eau, pourrait aussi être liée à du cryovolcanisme<sup>49</sup>.

Dans la région de Cthulhu, de la neige de méthane a été détectée aux sommets d’une des plus importantes chaînes de montagnes, longue de 420 km (Figure 1.36).

Au pôle nord, de la glace de méthane recouvre toute la surface, probablement sur une épaisseur assez importante puisqu’on ne détecte pas le signal de la glace d’eau dessous. Les crevasses et la topographie assez « lisse » laissent également supposer une épaisseur de glace de méthane d’au moins 1 km (Figure 1.37).

<sup>49</sup>Si sur Terre les volcans expulsent de la lave en fusion, les cryovolcans crachent de la glace. Sur un corps glacé comme Pluton, cette glace émanant de l’intérieur de Pluton serait chaude (c’est pour cela qu’elle remonte) par rapport à la température de surface (par exemple 60 K est une température « chaude » pour Pluton).



**FIGURE 1.36** – Montagnes couvertes de neige de méthane au sud ouest de Sputnik Planitia (signal spectral en violet vu par LEISA). Crédits : NASA/JHUAPL/SwRI



**FIGURE 1.37** – Pôle nord de Pluton (Lowell Regio), recouvert de méthane (image en fausses couleurs). La couleur jaune indique la présence de jeunes tholins, dont la détection est très bien corrélée avec la topographie (aux sommets des montagnes).

#### 4.3.d Propriétés de la surface

Lorsque New Horizons a survolé Pluton, la surface a été photographiée sous différents angles par rapport au Soleil (angle de phase) entraînant des variations d'intensité sur les images. Ces images sont alors traitées pour élaborer une carte de réflectivité montrant la surface telle qu'elle serait perçue si tous les angles d'incidence, d'émission et de phase étaient nuls.

Les variations de réflectivité à la surface de Pluton sont plus larges que celles de n'importe quel objet du Système solaire, à l'exception de Japet, satellite de Saturne (la région Cthulhu sur Pluton n'est pas aussi sombre que l'hémisphère poussiéreux de Japet<sup>50</sup>).

La Figure 1.38 montre une carte préliminaire d'albédo de Bond<sup>51</sup> de la surface de Pluton (Buratti et al.,

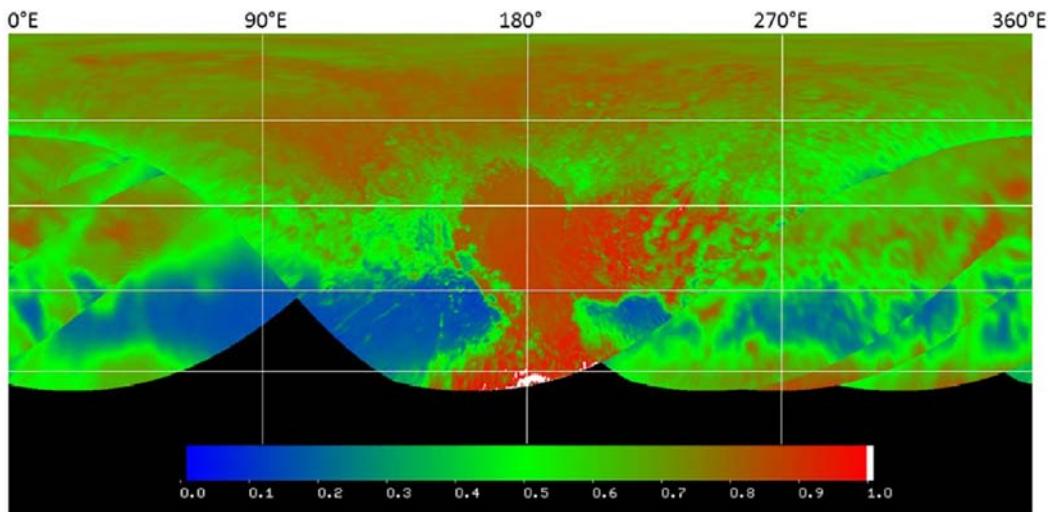
<sup>50</sup>Japet a un hémisphère très sombre dû à une accrétion de poussière lors de sa course en orbite autour de Saturne. Ailleurs, la surface, recouverte de glace, est plus brillante que le côté sombre d'un facteur 10.

<sup>51</sup>l'albédo de Bond correspond à la réflectivité globale moyennée obtenue pour toutes les longueurs d'onde (on parle alors d'albédo de Bond bolométrique) et tous angles de phase confondus.

2017). Cette carte utilise les données de l'instrument LORRI, donc n'intègre que les longueurs d'onde du visible. Sputnik Planitia est aussi brillante qu'Encelade (0.8-0.9), alors que les régions équatoriales comme Cthulhu ne réfléchissent que 10% de la lumière incidente. Ces variations d'albédos ainsi que les équilibres solide-gaz des différentes glaces à la surface entraînent des variations de température de surface d'au moins 20 K entre les différents terrains (Buratti et al., 2017). En fait, les régions couvertes de glace de méthane pur ont une température de surface plus élevée (en journée) que celles couvertes de glace d'azote, pas seulement à cause de l'albédo plus faible, mais aussi à cause du moindre effet de refroidissement par échange de chaleur latente dû à la sublimation. Tout comme les distributions des mélanges de glace, les changements d'albédo sont organisés en latitudes, suggérant que le transport des glaces volatiles est le principal acteur du climat de Pluton (voir Chapitre 3)<sup>52</sup>.

Les autres propriétés de la surface restent pour le moment peu connues. Des observations thermiques du système Pluton-Charon (menées en 2012 avec le télescope Herschel) ont permis de mesurer la température de brillance dans l'infrarouge lointain et d'en déduire à l'aide de modèles thermophysiques des émissivités décroissantes avec la longueur d'onde, avec des valeurs proches de l'unité à 20-25  $\mu\text{m}$  et d'environ 0.7 à 500  $\mu\text{m}$  (Lellouch et al., 2016). D'autres mesures effectuées en particulier avec Spitzer ont permis de contraindre l'inertie thermique diurne de Pluton autour de 20-30 SI (Lellouch et al., 2000, 2011b).

De fait, l'inertie thermique est fortement liée à la porosité du matériau. Plus ce dernier est poreux, plus l'inertie thermique est faible. L'analyse des courbes de phase de Pluton et de Charon montre que Charon a une surface très poreuse, peut-être à cause de l'action d'incessants impacts de micro-météorites. À l'inverse, sur Pluton, la surface est plus compacte, probablement à cause de la présence des glaces volatiles et du resurfaçage induit par leur différents cycles saisonniers.



**FIGURE 1.38** – Carte d'albedo de Bond préliminaire de la surface de Pluton

<sup>52</sup>le KBO Eris, avec son albedo très élevé, est peut-être aussi sujet à du transport des glaces volatiles à sa surface, car une surface aussi brillante est difficile à maintenir avec le temps.

## 5 La fine atmosphère bleutée de Pluton

### 5.1 Structure thermique et pression

Deux occultations radios ont été effectuées avec l'instrument REX à bord de New Horizons : l'une lorsque la sonde est entrée dans l'ombre de Pluton (coucher de soleil, profil d'entrée) et l'autre lorsqu'elle en est sortie (lever de soleil, profil de sortie). Les données de ces occultations sont résumées par la Figure 1.39 : les données d'entrée ont été obtenues au-dessus de Sputnik Planitia, dans sa partie sud à  $17^{\circ}\text{S}$  et celles de sortie à des latitudes plus hautes à  $15.1^{\circ}\text{N}$ . La pression de surface est de  $1.28 \pm 0.07 \text{ Pa}$  (12.8 microbar) en entrée, et  $1.02 \pm 0.7 \text{ Pa}$  en sortie. La meilleure pression de référence est la moyenne entre les deux, soit  $1.15 \pm 0.7 \text{ Pa}$  à  $1189.9 \pm 0.2 \text{ km}$  (Hinson et al., 2017), en accord avec les mesures des imagoeurs ( $1187 \pm 4 \text{ km}$ , Stern et al. (2015)). La température de surface est également extrapolée à partir des profils :  $37 \pm 3 \text{ K}$  en entrée (cohérent avec la température de la glace d'azote en équilibre avec la pression mesurée), et  $45 \pm 3 \text{ K}$  en sortie.

La Figure 1.39 (en haut à droite) compare les deux profils de température mesurés. Au-dessus de 25 km d'altitude (soit un rayon de 1215 km), il n'y a pas de différence entre les profils (atmosphère symétrique). En dessous, le fort gradient thermique n'est plus parfaitement symétrique. De plus, une inversion de température à 3.5 km est obtenue au profil d'entrée, avec des températures sous l'inversion pratiquement constantes à  $38.9 \pm 2.1 \text{ K}$  et proches du profil de saturation de l'azote (Hinson et al., 2017; Gladstone et al., 2016). Les facteurs responsables de cette couche limite sont discutés dans Forget et al. (2017) et dans le Chapitre 5. Au-dessus de cette couche limite, la structure thermique est, au premier ordre, contrôlée par les propriétés radiatives de méthane et de CO (Strobel et al., 1996) et les impacts de la conduction, turbulence, condensation et sublimation des espèces volatiles. Aucune variation diurne n'a pu être observée, mais elles sont sans doute faibles à cause des constantes radiatives très longues sur Pluton, au moins 15 ans terrestres (Gladstone et al., 2016; Forget et al., 2017; Strobel et al., 1996). La température atteint rapidement 100 K à environ 25 km au-dessus de la surface avant de refroidir à 70 K dans la haute atmosphère (Figure 1.40). Ce refroidissement n'avait pas été anticipé par les modèles et son origine est toujours débattue. Il a été proposé que la présence de cyanure d'hydrogène (HCN) ou d'acétylène ( $\text{C}_2\text{H}_2$ ) dans l'atmosphère soit responsable de ce refroidissement (Gladstone et al., 2016). Mais des observations depuis la Terre avec l'interféromètre ALMA ont permis d'affiner les valeurs des rapports de mélange atmosphériques d'HCN et de CO, et ont montré qu'un tel refroidissement par ces espèces et par  $\text{C}_2\text{H}_2$  est peu probable (Lellouch et al., 2017).

D'autres pistes sont explorées. Des réactions photochimiques peuvent jouer un rôle (voir paragraphe 5.2). Dans la haute atmosphère, la dissociation du méthane (principal responsable de la perte de méthane dans l'atmosphère) par le lyman- $\alpha$  et FUV (rayonnement ultraviolet lointain, 122-200 nm) et de l'azote par le EUV (rayonnement ultraviolet extrême, 10-121 nm) mène à la formation d'hydrocarbures et de nitriles, qui peuvent être photolysés à leur tour et interagir entre eux pour former des espèces plus massives. Même si plusieurs de ces réactions sont connues et étudiées en détail sur Titan, certaines restent complexes et mal comprises, et dans le cas de Pluton pourraient jouer un rôle important sur la structure thermique. Une autre hypothèse suggère que l'atmosphère de Pluton contient de la poussière issue du milieu interplanétaire et riche en glace d'eau, et que cette dernière sublime (via un processus mécanique, la poussière impactant l'atmosphère chauffe par frottement entraînant la sublimation de la glace d'eau) et entraîne le refroidissement observé (Darrell Strobel, communication personnelle). L'abondance des espèces chimiques peut aussi être perturbée par l'apport de cette poussière exogène, ainsi que par l'échappement atmosphérique.

Les hauteurs d'échelle de l'atmosphère de Pluton varient entre 23 km proche de la surface (48 K), 45 km environ au-dessus (100 K), et 34 km dans la haute atmosphère vers 100-400 km (70 K) (Hinson et al., 2017; Gladstone et al., 2016) ce qui traduit une lente diminution de la pression et donc une at-

mosphère étendue (63% de la masse de l'atmosphère se trouve dans les premiers 45 km, 87% dans les premiers 90 km, et 95% dans les premiers 135 km).

## 5.2 Composition et photochimie

Depuis la Terre, des observations par spectroscopie proche infrarouge ont permis de mieux contraindre le rapport de mélange atmosphérique du méthane à  $0.38 \pm 0.06\%$  (pour 2008) et  $0.34 \pm 0.06\%$  (pour 2012) (Lellouch et al., 2015), ainsi que celui du CO à  $0.05_{-0.025}^{+0.1}\%$  (pour 2010) avec des barres d'erreur<sup>53</sup> à  $2\sigma$  (Lellouch et al., 2015). Les observations avec ALMA ont également permis de montrer que la haute atmosphère est particulièrement riche en HCN (bien qu'il n'y en ait pas assez pour expliquer le refroidissement à 70 K), avec une densité de colonne évaluée à  $5 \times 10^{13}$  molec/cm<sup>2</sup> (Lellouch et al., 2017), et une fraction molaire supérieure à  $1.5 \times 10^{-5}$  au-dessus de 450 km et égale à  $4 \times 10^{-5}$  près de 800 km, certainement dans un état sursature<sup>54</sup> puisqu'il n'y a à priori pas assez de noyaux de condensation à cette altitude.

Le spectromètre UV Alice de New Horizons a également pu sonder l'atmosphère de Pluton, dont la composition est décrite dans Gladstone et al. (2016), et de façon plus détaillée dans Young et al. (2017). Bien que cette composition soit similaire à celle de Titan, le scénario est différent. La photolyse du méthane et la photochimie organique qui en découle se font à de très basses pressions et températures. Les produits issus de cette photolyse sont des hydrocarbures ( $C_2H_2$ ,  $C_2H_4$ ,  $C_2H_6$ ), des nitriles (HCN), et de la brume organique (la photochimie produit des hydrocarbures CxHy qui coagulent ensuite pour former des aérosols solides, voir paragraphe 5.3). Les profils de ces espèces, ont été mesurés par la sonde et sont donnés par la Figure 1.41. Il y a d'autres hydrocarbures dans l'atmosphère de Pluton (comme par exemple le benzene ou même le butadiyne) puisque Cassini en a détecté beaucoup sur Titan, mais les instruments de New Horizons ne sont pas assez sensibles pour détecter d'autres hydrocarbures, ou alors il y a en a pas assez pour détecter leur signature spectrale, ce qui complique les études. De plus Il doit y avoir des espèces oxygénées provenant du CO, 3<sup>e</sup> gaz le plus abondant sur Pluton, et de la vapeur d'eau, issues des grains poussiéreux de l'espace. Des prédictions d'abondance et de flux d'hydrocarbures, de nitriles, et des espèces oxygénées sont données par (Wong et al., 2017).

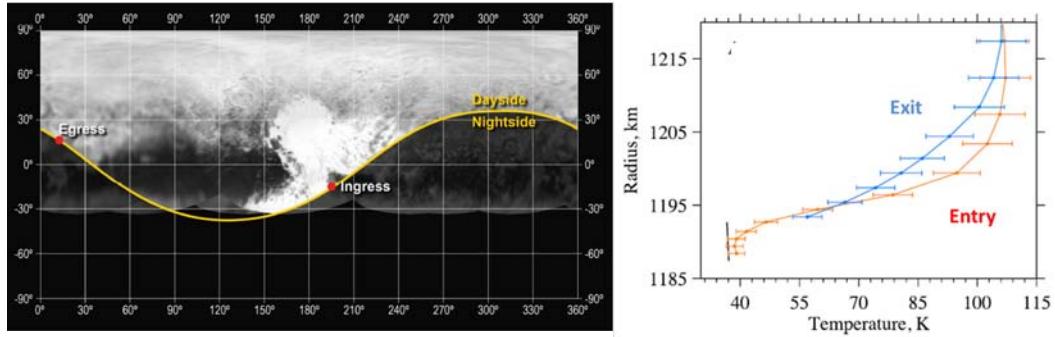
Les profils de densité des différentes espèces ont été comparés avec les résultats de modèles photochimiques. Les observations montrent que les principaux hydrocarbures augmentent en abondance proche de la surface mais il y a des « coudes » entre 200 et 400 km (Figure 1.42). La condensation de ces espèces semble être un processus clé à prendre en compte pour expliquer les profils (la photochimie seule ne parvient pas à le faire). En effet, en supposant que des aérosols préformés peuvent servir de noyaux de condensation, Wong et al. (2017) montrent que la condensation domine la destruction des principaux hydrocarbures ( $C_2H_2$ ,  $C_2H_4$ ,  $C_2H_6$ ) autour de 200-400 km. Au-dessus de 400 km, il y a trop peu de sites de nucléation et en dessous de 200 km, la température atmosphérique est trop élevée pour permettre la condensation<sup>55</sup>.

A noter que la présence d'argon est suspectée car il y a des mesures de ce gaz noble sur Venus et Mars, et il pourrait provenir de gaz interstellaires piégé dans les glaces des planétessimaux lors de leurs formation (l'argon ne réagit pas avec d'autres gaz, c'est donc un témoin de la composition primordiale des corps). Cependant, la sonde New Horizons n'est pas équipée pour le mesurer et sa présence n'a donc pas été confirmée (même chose pour le néon).

<sup>53</sup>Attention, une barre d'erreur ne correspond pas à 10 000 Pascals d'erreur

<sup>54</sup>Se dit d'un gaz lorsque sa pression partielle dans un mélange gazeux dépasse la pression de vapeur saturante. S'il existe des noyaux de condensation, l'excès de vapeur s'y déposera et formera des gouttelettes de nuages. Sinon, si les particules ou poussières sont trop rares, la vapeur en excès sera incapable de se condenser, et restera sous forme gazeuse.

<sup>55</sup>ici on parle de nucléation hétérogène (glace autour d'une particule solide). Le taux de nucléation homogène est trop faible et est négligé (Wong et al., 2017).

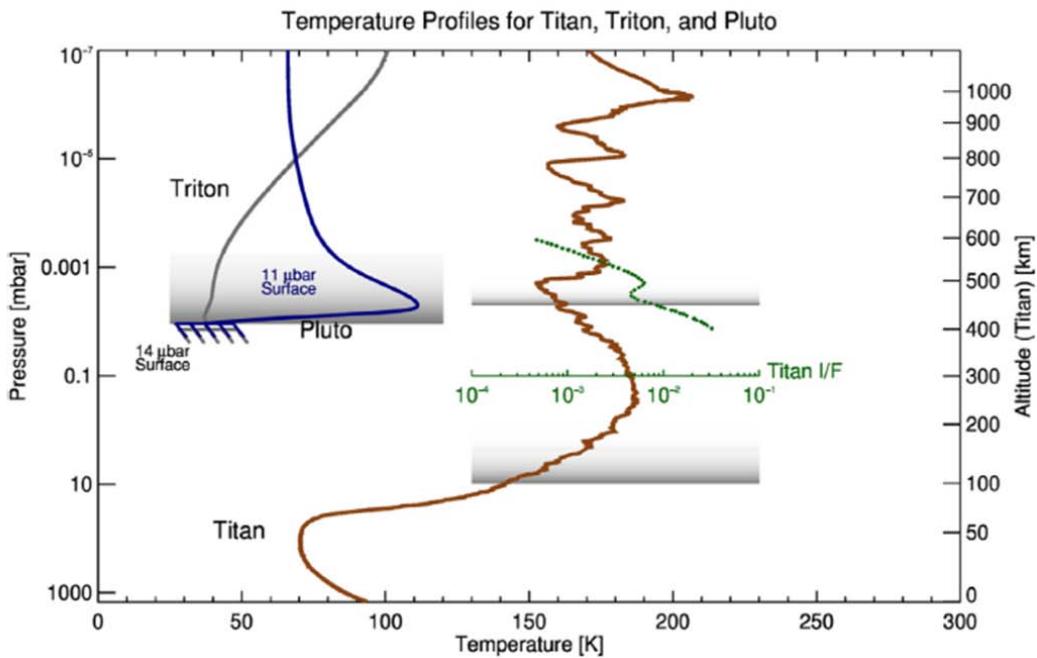


Characteristics of Pluto and its atmosphere.

	Entry	Exit
Measurement location	193.5°E, 17.0°S	15.7°E, 15.1°N
Pluto's radius, km	$1187.4 \pm 3.6$	$1192.4 \pm 3.6$
Surface pressure, microbar	$12.8 \pm 0.7$	$10.2 \pm 0.7$
Temperature near surface <sup>a</sup> , K	$38.9 \pm 2.1$	$51.6 \pm 3.8$
$dT/dr$ near surface <sup>b</sup> , K km <sup>-1</sup>	$-0.5 \pm 0.7$	$+4.7 \pm 0.9$
Maximum temperature, K	$107 \pm 6$ (at 1215 km)	$106 \pm 6$ (at 1220 km)
	Combined	
Reference pressure	$11.5 \pm 0.7$ microbar at $1189.9 \pm 0.2$ km	
Pressure at 1215 km	$5.9 \pm 0.6$ microbar	
$dT/dr$ at 1220–1300 km	$-0.14$ K km <sup>-1</sup>	

Notes: (a) At entry this is the average temperature in the cold boundary layer (the lowest three samples in the profile); at exit this is the downward extrapolation of the profile to the surface. (b) Computed from the bottom pair of samples in each profile.

**FIGURE 1.39** – Caractéristiques de l'atmosphère de Pluton obtenues à l'aide de l'instrument REX. En haut à droite : Carte de Pluton avec les coordonnées des points d'entrée et de sortie où ont été mesurés les profils par occultation solaire. En haut à droite : profils de température en fonction du rayon. La ligne noire est le profil de saturation de l'azote (Fray and Schmitt, 2009) correspondant à la pression d'entrée mesurée. En bas : tableau récapitulatif des données obtenues avec REX (Hinson et al., 2017).



**FIGURE 1.40** – Profils thermiques comparés de Pluton, Titan (mesuré par la sonde Huygens) et Triton (Cheng et al., 2017). La luminosité de la brume I/F de Titan autour de la couche détachée (400-600 km) est montrée en vert. Les régions grisées au-dessus de la surface de Pluton montrent les altitudes où la brume de Pluton est observée (jusqu'à 200 km).

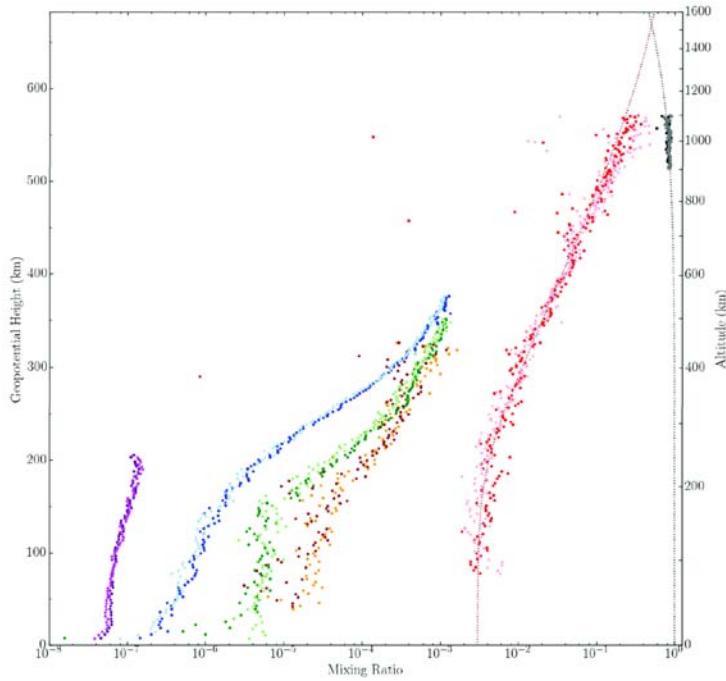
### 5.3 La brume organique

Lorsque la sonde New Horizons est passée dans l'ombre de Pluton, elle a révélé la présence d'une brume organique, de couleur bleutée, non détectée lors de la phase d'approche (Figure 1.43), et non homogène car de fines couches apparaissent (Figure 1.44). Vue sous un grand angle de phase, cette brume sur Pluton ressemble beaucoup à celle de Titan (Figure 1.45). Comme sur Titan, la brume se forme à partir du méthane et de l'azote dissociés par l'action des rayons UV du Soleil et par la diffusion de ce rayonnement par les molécules d'hydrogène du milieu interplanétaire. Les atomes, en se combinant, forment diverses molécules ( $C_2H_2$ ,  $C_2H_4$ ,  $C_2H_6$ , HCN...) qui ensuite s'accumulent pour former des chaînes carbonées solides et complexes (tholins).

Le fait que la brume diffuse fortement vers l'avant dans le visible indique que ces particules sont relativement grosses, alors que la couleur bleu du ciel résulte souvent d'une diffusion des rayons du soleil par de très petites particules (diffusion Rayleigh). Des particules aux dimensions fractales<sup>56</sup> (agrégats de petites particules), composées de monomères de 10 nm de rayon, permettent de concilier ces observations (Gladstone et al., 2016)<sup>57</sup>.

<sup>56</sup>Fractale : se dit d'une surface de forme irrégulière ou morcelée qui se crée de façon aléatoire et implique des homothéties internes. Le terme « fractale » est un néologisme créé par Benoît Mandelbrot en 1974 à partir de la racine latine fractus, qui signifie brisé, irrégulier.

<sup>57</sup>les particules sont sans doute grises ou rouge mais elles diffusent principalement dans le bleu (vers l'avant en tout cas). Sur Terre les petites particules d'azote diffusent beaucoup dans le bleu mais vers l'avant elles diffusent même encore plus vers le rouge, ce qui explique pourquoi la lune est rouge lorsqu'elle est éclipsée par la Terre.

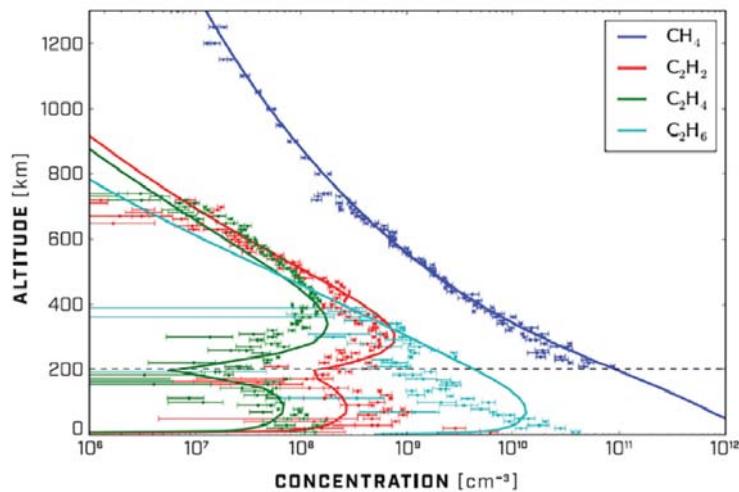


**FIGURE 1.41** – Profils des rapports de mélange des différents constituants de l’atmosphère de Pluton, vs la hauteur géopotentielle à gauche et l’altitude à droite. La figure montre les abondances en entrée / sortie du méthane (rouge / rose), de C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> (marron / moutarde), de C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> (vert foncé / vert clair) et de C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> (bleu foncé / cyan). L’abondance ou la densité de la brume n’est pas mesurée directement, car sa section efficace UV est incertaine et varie probablement avec l’altitude (Cheng et al., 2017). Ici, la courbe montre le rapport de mélange obtenu à partir de la transmission UV, multiplié par 10<sup>15</sup> (violet foncé / violet clair) (Young et al., 2017). Il n’y a pas de données pour le méthane en dessous de 80 km car sa densité devient trop importante et sature le signal. De plus, les mesures sont moins sensibles au méthane car tous les photons en dessous de 140 nm sont absorbés plus haut, ce qui perturbe les mesures. C’est le cas aussi pour N<sub>2</sub> en dessous de 500 km. Au-dessus de 400 km le signal est trop faible pour obtenir les abondances des hydrocarbures. La mesure de C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> est plus robuste que celle des autres hydrocarbures car l’espèce possède une signature spectrale unique facilement détectable.

La brume a été détectée par LORRI et par MVIC jusqu’à 200 km d’altitude à des angles de phase entre 20° et 169° (Cheng et al., 2017). Elle a aussi été observée par le spectromètre UV Alice jusqu’à 250 km d’altitude (Figure 1.41). Elle pourrait s’étendre jusqu’à 500 km au-dessus de la surface (Bertrand and Forget, 2017; Young et al., 2017).

La brume n’est pas parfaitement symétrique : elle est plus étendue dans l’hémisphère nord à hautes latitudes (Gladstone et al., 2016) (voir Chapitre 6). Elle reste cependant beaucoup moins dense que celle de Titan, avec une opacité de 0.013 dans le visible (Gladstone et al., 2016; Cheng et al., 2017), un taux de photolyse du méthane autour de  $\times 10^{-14}$  g.cm<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> et un temps de résidence d’une particule de brume dans l’atmosphère estimé à 90 jours terrestres (Gladstone et al., 2016).

Les différences avec Titan s’expliquent d’abord par une atmosphère moins riche en méthane (0.5% sur Pluton, 4% sur Titan). Surtout, la source UV est plus faible sur Pluton : Titan est plus proche du soleil et reçoit des particules énergétiques émanant du champ magnétique de Saturne, ce qui n’est pas le cas de Pluton. Il y a aussi un effet dû à la pression. Sur Titan, les brumes s’accumulent à des niveaux de pression plus élevés que la pression de surface de Pluton. Enfin, la composition des brumes n’est pas la même :



**FIGURE 1.42** – Profils des hydrocarbures observés (points) et meilleur fit des profils obtenus avec le modèle de photochimie (lignes continues) (Wong et al., 2017).

en proportion, il y a sans doute plus de nitriles sur Pluton (car moins de méthane atmosphérique), et plus de particules oxydées (Gao et al., 2017). L’analogie avec les tholins de Titan n’est donc pas tout le temps appropriée même si cela reste une bonne approximation pour étudier la brume de Pluton. A noter que la composition de la brume et la taille des particules sont encore sujettes à de nombreuses études.

Un modèle microphysique de la brume de Pluton a été développé et comparé aux données New Horizons (Gao et al., 2017). Le modèle concorde mieux avec les observations si on considère des particules fractales plutôt que sphériques et il montre que la condensation des hydrocarbures et des nitriles affectent la structure verticale de la brume. Une partie de cette brume peut donc être constituée de critaux de glace. Cheng et al. (2017) a quantifié la croissance des particules de brume et l’adhésion de la glace sur ces noyaux de condensation. Sur Titan, la couche détachée se situe à des altitudes où la température est trop élevée pour entraîner la condensation des hydrocarbures et des nitriles détectés.

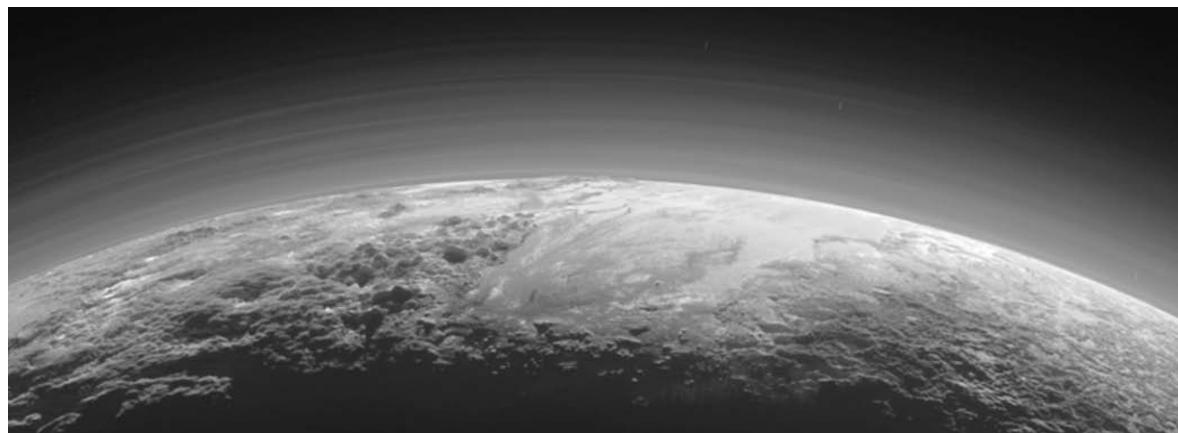
La brume de Pluton est structurée en une vingtaine de fines couches, épaisses de quelques kilomètres seulement (Cheng et al., 2017), qui ressemblent à celles observées au-dessus de la couche de brume détachée de Titan (Figure 1.44). Les couches sur Pluton sont très concentriques, avec quelques variations en longitudes. Il n’y a pas eu de variation temporelle observée. Des ondes de gravité résultant d’un forçage orographique ou de la sublimation de la glace d’azote à la surface sont suspectées d’être à l’origine de ce phénomène, comme le montrent différents modèles (Gladstone et al., 2016; Toigo et al., 2015).

## 5.4 Nuages de méthane

De façon générale, les nuages de méthane se forment difficilement dans l’atmosphère de Pluton, à cause du faible rapport de mélange atmosphérique et du fort gradient de température au-dessus de la surface, qui empêchent toute condensation. Cependant, lorsque la glace d’azote sublime, elle enrichit l’atmosphère d’azote froid et la condensation du méthane est alors possible (Forget et al., 2017, voir Chapitre 5). De plus la brume fournit des sites de nucléation, et les vents proches de la surface peuvent remobiliser des particules de brume si leur cohésion à la surface est faible. Par contre, les nuages de CO sont impossibles à former, le rapport de mélange atmosphérique de CO étant beaucoup trop faible. Plusieurs images prises par New Horizons suggèrent la présence de nuages (Figure 1.46) : tous les candidats possibles sont assez petits, évoluent à basses altitudes, et ont été observés à grand angle de phase (proche du terminateur, c’est-



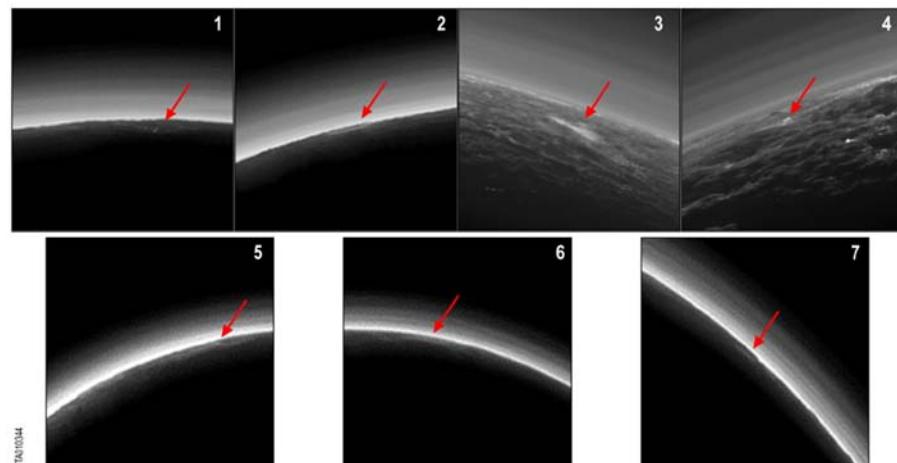
**FIGURE 1.43** – La brume de Pluton, observée lorsque New Horizons est passée derrière la planète naine par rapport au Soleil. La brume diffuse dans le bleu, et beaucoup vers l'avant, ce qui suggère qu'elle est principalement composée de particules fractales. Crédits : NASA/JHAPL/SwRI



**FIGURE 1.44** – La brume n'est pas homogène : plusieurs fines couches horizontales sont observées, probablement formées par des ondes de gravité. Crédits : NASA/JHAPL/SwRI



**FIGURE 1.45** – Ressemblance frappante entre les brumes de Titan (à gauche) et de Pluton (à droite) observées à grand angle de phase (par Cassini et New Horizons respectivement).



**FIGURE 1.46** – Images de sept nuages potentiels capturés par MVIC (3 et 4) et LORRI (les 5 autres) (Stern et al., 2017b). Aucun n'a pu être confirmé.

à-dire tôt ou tard dans la journée plutoïenne). Cependant aucun des candidats n'a pu être confirmé. Ces derniers peuvent en effet être des illusions d'optiques provoquées par la présence de parcelles brillants d'azote à la surface, ou alors par confusion avec de la brume (Stern et al., 2017b). S'ils existent vraiment, ces nuages peuvent jouer un rôle dans la formation de neige aux sommets des montagnes (Figure 1.36, voir Chapitre 5)

## 5.5 Processus de la haute atmosphère

### 5.5.a Ionosphère

Pour l'instant, il n'y a pas eu de détection d'ionosphère sur Pluton, le pic de densité d'électrons étant probablement en-dessous de la limite de détection de REX ( $<1000 \text{ cm}^{-3}$ , Bagenal et al. (2016)). L'analyse des données est encore en cours et cette constatation peut changer. Par rapport à Titan, on s'attend à un taux d'ionisation 12 fois plus faible dans l'atmosphère de Pluton, d'une part à cause de la plus grande

distance par rapport au Soleil et d'autre part parce que Pluton n'est pas exposée aux particules chargées de la magnétosphère de Saturne. Alors que sur Titan, les premières particules de brume se forment dans l'ionosphère à des pressions autour de  $10^{-4}$  Pa (1000-1200 km d'altitude), sur Pluton elles pourraient donc se former à des pressions plus élevées.

### 5.5.b Echappement de l'atmosphère

L'exobase est située à un rayon de 2750-2850 km (soit environ 1.5 rayon Pluton ou 1600 km d'altitude), avec des densités d'azote et de méthane respectivement de  $4-7 \times 10^6$  et  $3-5 \times 10^6$  cm $^{-3}$  ([Strobel and Zhu, 2017](#)). Dans ces plus hautes couches de l'atmosphère, les molécules se ionisent, s'échappent puis sont balayées par les vents solaires.

Avant le survol de Pluton par New Horizons, le taux d'échappement de l'azote était estimé autour de  $0.7-4 \times 10^{27}$  molécules.s $^{-1}$ , le calcul étant basé sur les valeurs "pré-survol" de la pression de surface, du rayon de Pluton, des rapports de mélanges atmosphériques de CH<sub>4</sub> et CO et de la structure thermique ([Zhu et al., 2014](#)). Cependant, l'atmosphère étant finalement plus froide que prévu, l'échappement des espèces volatiles est moins intense, autour de  $1 \times 10^{23}$  molécules.s $^{-1}$  pour l'azote (soit 4,6 g.s $^{-1}$  soit 146 tonnes par an terrestre) et  $5 \times 10^{25}$  molécules.s $^{-1}$  pour le méthane (soit 1,2 kg.s $^{-1}$  soit 42 000 tonnes par an terrestre) ([Gladstone et al., 2016](#)).

Si on considère ces taux constants avec le temps et un réservoir global de glace, cela revient à une perte de glace d'azote de 2 nm par an Pluton (1.1  $\mu$ m pour le méthane) et de 4 cm depuis 4.6 milliards d'années (21 m pour le méthane). Cela revient à une perte d'environ 0.08% du réservoir original d'azote (estimé ici à 500 m sur tout le globe) alors que 11% avait été estimé avec les anciennes valeurs de taux d'échappement ([Johnson et al., 2015](#), Tableau 2). Certaines molécules de méthane parviennent même sur Charon, et sont à l'origine de la tâche rouge (Mordor Macula) observée au pôle nord de la lune de Pluton ([Grundy et al., 2016b](#), voir Section 6).

Deux types d'échappements existent : les échappements thermiques et non-thermiques. L'échappement thermique résulte de l'agitation normale des molécules du gaz en équilibre thermodynamique. Parmi ce type d'échappement, l'échappement de Jeans est le plus classique : à la suite de collisions, certaines particules ont une vitesse supérieure à la vitesse d'échappement et sont dirigées vers l'espace, et s'échappent donc. L'échappement hydrodynamique correspond à un échappement dû à un fort chauffage de la haute atmosphère, induisant un « vent planétaire » où toutes les molécules atteignent la vitesse de libération. Il peut ainsi entraîner l'expulsion vers l'espace d'espèces plus lourdes. Parmi les échappements non thermiques, on peut citer l'échappement chimique (énergie acquise par le biais de réactions chimiques), l'échappement ionique (ions accélérés par le vent solaire), le criblage (des ions accélérés percutent d'autres particules, provoquent l'éclatement de molécules et transfèrent alors leur énergie aux différents atomes qui dans certains cas acquièrent suffisamment de vitesse pour s'échapper), les impacts météoritiques (échappement par le biais de l'onde de choc associée à l'impact).

Une autre façon de caractériser l'échappement est de considérer le paramètre de Jeans  $\lambda_{esc}$  qui est une mesure de l'efficacité de l'échappement. C'est le rapport entre l'énergie cinétique d'une molécule et l'énergie gravitationnelle à laquelle elle est liée. Plus  $\lambda_{esc}$  est grand, plus les taux d'échappement sont petits.

$$\lambda_{esc} = \frac{GMm}{kT(R+z)} \quad (1.1)$$

Avec GM le paramètre gravitationnel standard de Pluton, m la masse de la molécule considérée, k la constante de Boltzmann, T la température dans l'exobase, R le rayon de Pluton et z l'altitude considérée.

Sur Pluton, on pensait avant le survol que l'échappement serait hydrodynamique avec un fort chauffage dans les hautes couches de l'atmosphère dû à l'absorption du rayonnement par le méthane. Finalement, l'atmosphère est plus froide que prévu et l'échappement est décrit comme un échappement de Jeans. Avec une exobase à  $z=1600$  km et une température  $T=70$  K, nous trouvons  $\lambda_{esc} \sim 15$  pour l'azote et  $\lambda_{esc} \sim 8$  pour le méthane, des valeurs comparables à celles obtenues pour l'hydrogène atomique dans l'exosphère terrestre (de Pater and Lissauer, 2001,  $\lambda_{esc} \sim 8$ ).

La question de l'échappement sur Pluton est encore beaucoup débattue. La transition entre la physique de l'échappement de Jeans et celle de l'échappement hydrodynamique n'est pas toujours bien connue et définie (Volkov et al., 2011). Il semble que les objets de la ceinture de Kuiper, avec leur faible masse et leur température froide, tombent dans un régime parfois intermédiaire. Les données de New Horizons sont donc une mine d'or pour tester cette physique en détails.

## 6 Les lunes de Pluton

### 6.1 Charon

Avec son rayon d'environ 603 km, Charon est seulement deux fois plus petite que Pluton<sup>58</sup>. Le centre de masse de ces deux corps ne se trouve pas à l'intérieur de l'un d'entre eux, mais à l'extérieur, d'où le nom de système binaire. La densité des deux astres est similaire (la fraction du noyau rocheux est de 59% pour Charon et 65% pour Pluton, le reste étant principalement de la glace d'eau) mais les surfaces sont différentes.

La surface de Charon est presque intégralement dominée par la glace d'eau, mais les instruments de New Horizons ont aussi détecté des régions riches en ammoniac et en hydrates d'ammoniac. Charon est un monde de failles et de cratères. A l'équateur, une ceinture tectonique contient un des gouffres les plus prononcés (Macross et Serenity Chasma), plus grand que le grand canyon et profond de 7 à 9 kilomètres (Figure 1.47). Beaucoup de lunes glacées dans le Système solaire présentent des failles, gouffres et autres témoins géologiques d'une histoire agitée, des caractéristiques qui sont attribuées aux forces de marées. Charon est la première lune glacée observée autour d'un autre corps qu'une géante gazeuse ou glacée, et son histoire est donc différente. Par exemple, la ceinture tectonique équatoriale observée suggère que Charon a eu dans le passé un océan d'eau liquide sous la surface (chauffé par la décroissance des éléments radioactifs ainsi que par la chaleur interne de formation) qui a ensuite gelé, gagné en volume, et poussé la surface de la lune vers l'extérieur, causant ainsi les fractures observées à l'échelle globale.

Dans l'ensemble, la surface de Charon est géologiquement très ancienne mais certaines régions paraissent plus jeunes. Si on compare les images de Charon avec celles de Dione et de Thetys (lunes de Saturne) qui ont une taille similaire, Charon a peu de cratère. C'est particulièrement vrai dans la région équatoriale, où un processus de resurfaçage a pu avoir lieu (certaines petites fosses sur Charon semblent être des traces de sublimation).

La glace d'eau à la surface est de type cristalline (où l'assemblage des entités chimiques est très régulier, en opposition à l'état amorphe, où l'assemblage ne présente pas d'ordre particulier). Normalement, à 50 K (température de surface de Charon), la glace d'eau cristalline est convertie en glace amorphe sous

<sup>58</sup>Charon apparaît sous un angle de 4.3° dans le ciel de Pluton. C'est 9 fois plus que la lune vue dans notre ciel<sup>59</sup>. La masse de Charon correspond à 12% de celle de Pluton alors que la lune a une masse de 1.2% de celle de la Terre.

<sup>59</sup>Si on considère un éclairement par les rayons du Soleil de 100,000 lux au niveau de la Terre, alors au niveau du système de Pluton, on peut s'attendre à environ 100 lux (1000 fois moins). Avec un albédo de surface moyen de 0.39, la luminance de Charon est donc  $0.39 \times 100/\pi = 12$  cd/m<sup>2</sup>, alors que celle de la lune est de 2500 cd/m<sup>2</sup>. Ainsi, sur Pluton, les nuits de "pleine lune-Charon" doivent être assez lugubres, puisque Charon est environ 200 fois moins lumineux que notre lune mais possède une surface apparente 80 fois plus grande. Au final, l'éclairement au sol de Pluton produit par Charon est semblable à celui produit par une demi-lune.



FIGURE 1.47 – Photo de Charon

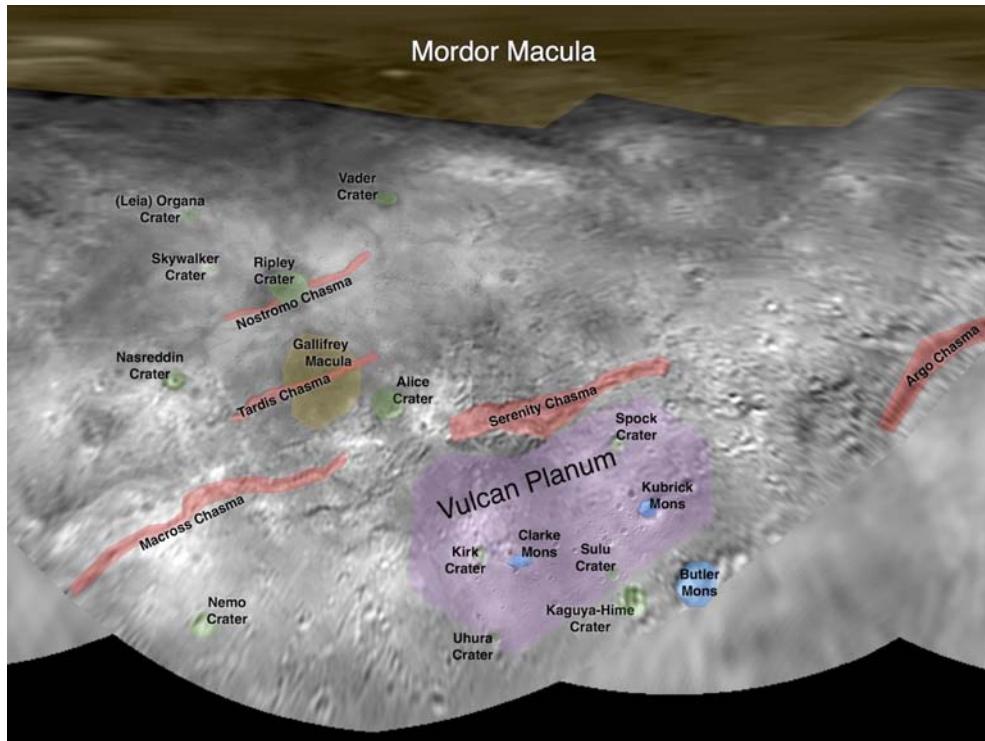


FIGURE 1.48 – Carte de Charon avec les noms très « science-fiction » donnés aux éléments géologiques.

l'action des rayonnements UV. La présence de glace cristalline suggère que des impacts météoritiques vaporisent et recondent la glace à la surface, à des échelles de temps plus rapides que celles de la transformation en glace amorphe<sup>60</sup> (Jewitt and Luu, 2004; Porter et al., 2010).

Le pôle nord de Charon présente une tache rougeâtre et sombre (Mordor Macula, Figure 1.48), et un signal spectral proche de celui des tholins de Pluton (Grundy et al., 2016a,b). L'origine de cette couleur provient d'un transfert de l'atmosphère de Pluton vers Charon : des molécules de méthane arrivent sur Charon et condensent au pôle plongé dans la nuit polaire, qui est très froid (car l'inertie thermique de la surface de Charon est très faible). Pendant tout l'hiver, ces molécules sont photolysées par les rayons UV Lyman- $\alpha$  diffusés par le milieu interplanétaire (et par les rayons cosmiques), qui casse les liaisons et entraîne la formation de molécules carbonées plus complexes. Ces dernières ne peuvent pas sublimer lors de l'été au pôle et restent donc piégées. Le pôle sud semble aussi contenir une tâche sombre (Grundy et al., 2016b).

L'occultation solaire de Charon n'a pas permis de détecter la présence d'une atmosphère, qui est donc contrainte par la limite observationnelle des instruments. Si Charon en a une, alors celle-ci est plus fine que 0.3 nanobars ( $3 \times 10^{-5}$  Pa). Pour l'azote la limite est à 4.2 picobars ( $4.2 \times 10^{-7}$  Pa) (Stern et al., 2017c).

## 6.2 Hydra, Nix, Kerberos et Styx

Les autres petites lunes de Pluton<sup>61</sup> sont Hydra, Nix, Kerberos et Styx (Figure 1.49), toutes aussi composées de glace d'eau cristalline. Des traces d'ammoniac ont été détectées sur Nix et Hydra (Weaver et al., 2016).

Styx, Nix et Hydra sont en résonance 18 :22 :33 et ont donc des trajectoires pouvant être considérées comme prévisibles et stables, ce qui n'est pas le cas de Kerberos. En revanche, les mouvements de rotation propre des petites lunes sont plus aléatoires.

Hydra (65x45x25 km) a une forme compliquée qui ressemble à celle de la comète 67P. Il est possible qu'elle soit le résultat d'une collision lente entre deux petites lunes. Hydra ne semble pas contaminée par de la matière sombre comme les tholins (moins que sur Charon). Il est possible que des mécanismes de resurfaçage comme des impacts de micrométéorites, aient constamment rafraîchi sa surface en expulsant les contaminants.

Nix (50x35x33 km) a une forme plus allongée, et présente un cratère assez large à sa surface, formé par un impact qui aurait dû la pulvériser. Soit Nix a eu beaucoup de chance de survivre à la collision, soit elle est elle-même un fragment d'une ancienne lune détruite. Le cratère a une couleur plus rouge que le reste de la lune, révélant peut-être la matière de l'intérieur de la lune. La glace d'eau à la surface de Nix apparaît beaucoup plus pure que celle sur Charon. Ses bandes d'absorption sont en effet plus profondes, suggérant des grains de glace plus gros ou réfléchissant mieux la lumière aux angles de phase considérés.

Kerberos (19x10x9 km) a également une forme à double lobe. Son albedo, autour de 0.5, est similaire à celui des autres petites lunes (les bombardements de météorites éjectant de la matière de ces lunes a probablement abouti à une homogénéisation de leurs surfaces). Sa période est de 5.33 jours, mais varie fortement sur des échelles de temps géologiques.

Styx (16x9x8 km) est de forme oblongue et orbite Pluton-Charon sur une orbite quasi-circulaire en environ 20 jours, à 45000 km du barycentre du système.

Ces observations renforcent le scénario de formation de ces lunes il y a plus de 4 milliards d'années à partir des débris de glace d'eau arrachée lors de la collision Pluton-Charon (Weaver et al., 2016).

<sup>60</sup> La glace cristalline est en effet détectée sur tous les satellites glacés du Système solaire, renforçant l'idée d'un mécanisme universel impliquant des impacts météoritiques.

<sup>61</sup> Hydra and Nix sont aussi grosses comparé à Pluton que Io, Europa and Ganymede le sont relativement à Jupiter. Les lunes de Pluton ne sont donc pas si petites au sens relatif.



**FIGURE 1.49** – Les petites lunes de Pluton. Hydra était du côté opposé à Pluton pendant le survol d'où les images moins résolues que celles de Nix, qui était plus proche. Les plans de la mission étaient fixés bien avant que Styx et Kerberos soient découvertes, mais l'équipe de New Horizons avait anticipé de nouvelles découvertes et avait laissé un peu de temps d'observation “TBD to be defined” qui furent utilisés pour Kerberos et Styx. C'est pour cela qu'il y a plus de données sur Nix et Hydra que sur les deux autres petites lunes.

## 7 Pluton vs les autres corps du Système solaire

Il y a peu de chose sur Pluton qu'on retrouve sur Terre. Mais il existe des similitudes dans le Système solaire.

**Un corps tritonesque.** Triton, de par sa taille (son rayon est de 1303 m), son atmosphère (quelques pascals d'azote, des traces de méthane, des brumes organiques) et sa surface (glaciers d'azote mélangées avec méthane, glace de méthane et d'eau) ressemble beaucoup à Pluton.

**Une brume titanique.** La brume de Pluton ressemble à celle de la haute atmosphère de Titan et s'est probablement formé dans des conditions similaires. On retrouve également le phénomène de fines couches de brumes observé par New Horizons au-dessus de la couche détachée sur Titan.

**Pluto is the new Mars.** Pluton a de nombreux points communs avec Mars. Premièrement, sa fine atmosphère d'azote est en équilibre avec le réservoir de glace à la surface (Sputnik Planitia) tout comme l'est l'atmosphère de CO<sub>2</sub> de Mars avec les réservoirs de glace aux pôles. Sur Mars, cela induit de fortes variations saisonnières de pression à leur surface (facteur 3). Sur Pluton, les variations saisonnières seraient beaucoup plus fortes (facteur 1000 !). Le cycle du méthane sur Pluton ressemble au cycle de l'eau sur Mars, avec la possible formation de nuages de méthane sur Pluton comme les nuages d'eau sur Mars. L'altitude joue un rôle important sur le cycle des espèces volatiles. Le CO<sub>2</sub> sur Mars ainsi que l'azote sur Pluton se condensent facilement au fond des bassins. Sur Mars comme sur Pluton, il y a justement un large bassin d'impact (respectivement Hellas et Sputnik Planitia) où ce phénomène est observé. On trouve également sur ces deux corps des réseaux de vallées, des sommets volcaniques (on en est pas sûr pour Pluton), des traces de sublimation de la glace, des traces d'anciennes glaciations, des dunes (on en est pas sûr pour Pluton).... Il nous faut un instrument Pluto HIRISE !

## 8 Les problématiques scientifiques actuelles sur Pluton

Deux ans après le survol de New Horizons, beaucoup de découvertes ont été faites sur Pluton et ont bousculées nos connaissances de la planète naine. Mais les mystères restent nombreux. Les données acquises par la sonde ne couvrent qu'un hémisphère, observé de manière presque instantanée et figée dans le temps, un jour de printemps nord à L<sub>s</sub>=51.6°. Que pourrait-on trouver dans l'hémisphère d'hiver, en termes de géologie et de distribution des glaces ? La question reste entière. Plusieurs questions non

résolues sont aussi liées à l'atmosphère et la géologie de Pluton. La liste ci-dessous, non exhaustive, en présente une partie.

## 8.1 Atmosphère

- Comment évoluent dans l'espace et dans le temps les espèces volatiles à la surface et dans l'atmosphère ? Est-ce que l'atmosphère s'effondre au cours de sa course autour du Soleil ? Est-ce que la pression était beaucoup plus forte il y a des millions d'années ? (voir Chapitre 3 et Chapitre 4)
- Comment se comporte la circulation atmosphérique générale et quel est l'impact des glaces volatiles ?
- Y a-t-il des nuages sur Pluton ? Comment se forment-ils ?
- Comment se forme la brume organique, les couches observées et où sédimente-t-elle ? Comment évolue la brume au cours du temps ? (voir Chapitre 4)
- Qu'est ce qui refroidit la haute atmosphère à 70 K ?
- Qu'est ce qui provoque l'inversion de température observée dans les premiers kilomètres du profil d'entrée. Pourquoi le profil d'entrée est-il différent du profil de sortie ?

## 8.2 Géologie

- Comment évolue le glacier d'azote dans Sputnik Planitia sur les différentes échelles de temps ? (voir Chapitre 4)
- Quelles est l'origine des Bladed Terrains ?
- Est-ce qu'il y a des cryovolcans sur Pluton ?
- Pourquoi n'y a-t-il pas de geysers sur Pluton, alors qu'il y en a beaucoup sur Triton ?
- La glace dans Sputnik Planitia est-elle plus chaude que 37 K ? quel est l'impact de la convection de glace sur ces températures ?
- Comment sont formés les mélanges de glace ?

Des observations depuis la Terre peuvent apporter des éléments de réponse mais restent limitées en précision. Dans les prochains mois et années, l'analyse poussée des données de New Horizons permettra d'en savoir plus sur l'activité de Pluton. La modélisation, sujet de cette thèse, permet également de reproduire et de comprendre certains phénomènes.

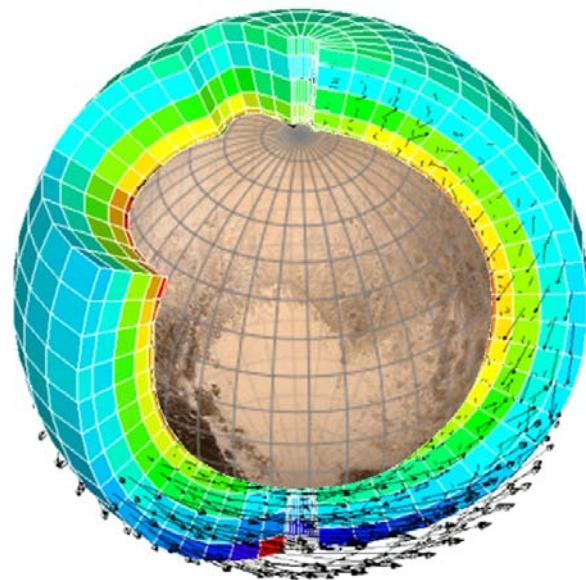


---

# CHAPITRE 2

---

## LES MODÈLES NUMÉRIQUES DU CLIMAT DE PLUTON



### Sommaire

---

1	Introduction . . . . .	64
2	Le cœur dynamique . . . . .	66
3	Le coeur physique : version du GCM en début de thèse . . . . .	67
4	Améliorations et développements apportés au GCM . . . . .	75
5	Le modèle de transport des glaces volatiles . . . . .	78

---

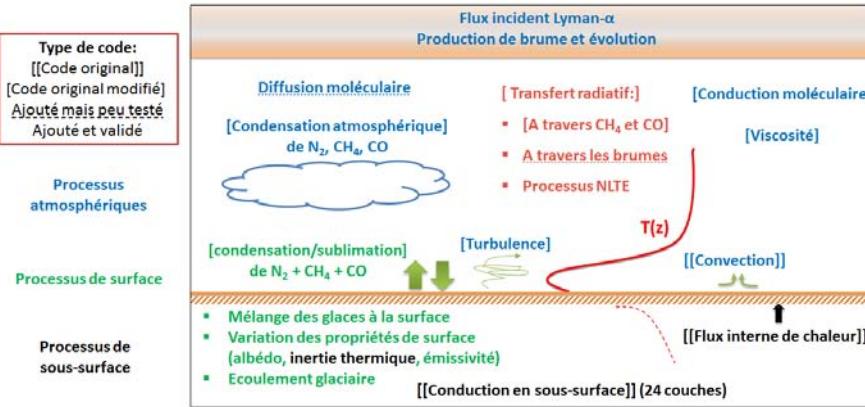
## 1 Introduction

Les modèles de climat global, ou modèle de circulation générale (appelés simplement GCMs) sont des modèles numériques qui reproduisent le climat d'une planète à l'échelle globale. Le GCM de Pluton a été développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique à partir de 2005, s'inscrivant dans la lignée de nombreux modèles développés à partir de l'expérience acquise dans l'équipe Planéto pour simuler l'atmosphère de Mars ([Forget et al., 1999](#)) et les atmosphères planétaires du système solaire et au-delà (Venus, Titan, Triton, les planètes géantes et les exoplanètes...). Le développement du GCM a fait l'objet d'une précédente thèse ([Vangvichith, 2013](#)), qui a permis d'inclure une paramétrisation de la condensation de l'azote et du méthane à la surface et dans l'atmosphère ainsi que de nombreux autres processus physiques contrôlant le climat de Pluton (conduction dans le sol, turbulence, conduction moléculaire...). Mon travail de thèse a consisté à reprendre ces travaux et améliorer de nombreux aspects du modèle. La [Figure 2.1](#) résume les développements apportés durant ma thèse.

Tout d'abord, j'ai travaillé sur les interactions surface-atmosphère. Un des premiers défis avec le GCM est d'arriver à un état d'équilibre, c'est à dire un résultat où la distribution des glaces et des espèces volatiles, ainsi que les températures de sous-surface, surface, et atmosphériques ne dépendent plus de l'état initial arbitrairement choisi. Le problème est que Pluton, située loin du Soleil, est régie par un cycle saisonnier beaucoup plus long que sur Terre. Surtout, elle reçoit très peu d'énergie, ce qui a pour conséquence que tous les phénomènes à sa surface sont très lents. C'est une faiblesse du modèle, car il faut alors simuler de nombreuses années pluto-niennes (l'équivalent de plusieurs milliers d'années terrestres) pour ne plus être sensible à l'état initial, ce qui prendrait plusieurs mois de calculs. Heureusement, l'atmosphère de Pluton est si fine et si transparente qu'elle n'a pas d'influence thermique et radiative sur les températures de la surface, en dehors de l'effet de la chaleur latente lorsque les composés volatils changent de phase. J'ai donc développé un modèle de « surface » (ou modèle de transport des glaces volatiles), dérivé du GCM, dans lequel je ne garde que les processus physiques liés à la surface ([Figure 2.1](#)). Autrement dit, je « débranche » les processus atmosphériques dans le modèle pour simplifier et accélérer la modélisation des températures et des glaces de la surface. Quant au transport atmosphérique des espèces volatiles, il est paramétré par une simple équation de mélange à l'échelle globale au lieu d'être calculé avec précision à partir des équations de la dynamique des fluides, ce qui permet de s'affranchir d'une grande partie chrono-phage du code. Ainsi, avec un tel modèle réduit, simplifié, et donc beaucoup plus rapide, on peut simuler les interactions et échanges d'espèces volatiles entre la surface et l'atmosphère de Pluton sur des milliers d'années et équilibrer les températures de la surface et du sous-sol ainsi que la distribution des glaces. Ce modèle a également permis d'explorer les cycles annuels et paléoclimatiques de Pluton (les résultats sont décrits respectivement dans les Chapitres [3](#) et [4](#)). Une fois l'équilibre trouvé, on peut « rebrancher » l'atmosphère, sa circulation et ses processus atmosphériques pour simuler de façon plus réaliste le climat avec le GCM complet. Le GCM est lancé sur une trentaine d'années terrestres (typiquement entre 1984 et 2015, ce qui nécessite 2-3 jours de calculs) et permet de modéliser Pluton tel qu'observé par New Horizons en 2015.

Dans un deuxième temps j'ai amélioré la partie physique du GCM liée aux processus atmosphériques : transfert radiatif à travers le méthane et le CO, schéma amélioré de condensation/sublimation de l'azote à la surface, révision des différents paramètres contrôlant la conduction et viscosité moléculaire et la formation de nuages de méthane et de CO... Ensuite, j'ai également ajouté de nouvelles paramétrisations : formation et évolution des brumes organiques, impact radiatif des brumes, diffusion moléculaire, processus NLTE...

L'ensemble de ce travail a également nécessité de nombreux développements informatiques sur l'environnement UNIX, en Python et Bash.



**FIGURE 2.1** – Schéma des différents processus physiques pris en compte dans le GCM : processus de sous-surface (noir), surface (vert), atmosphère (bleu), transfert radiatif (rouge). Le modèle de transport des glaces volatiles (version réduite du GCM) contient uniquement les processus de surface et sous-surface (noirs et verts). La légende en haut à gauche indique le type de développement effectué : code original non modifié (code de départ, double crochet), code original amélioré (crochet), nouveau code ajouté mais peu testé (souligné en pointillé), nouveau code ajouté et validé (pas de police spécifique).

Le GCM est typiquement divisé en deux parties indépendantes :

- une partie qui intègre les équations de la dynamique des fluides en 3D (résolution numérique des équations de Navier-Stokes en 3D pour la circulation atmosphérique). Cette partie peut s'appliquer à n'importe quel type d'atmosphère planétaire.
- une partie physique, propre à chaque planète, où sont traités en 1D (colonne par colonne, n'interagissant pas entre elles) et sur la base d'équations théoriques les différents processus physiques qui forcent la circulation et permettent de simuler les divers phénomènes atmosphériques existants sur la planète en question.

Dans le cas du GCM de Pluton, 3 versions existent : la version 3D complète avec toutes les paramétrisations physiques (surface et atmosphère), la version 1D complète (simulation des processus physiques dans une colonne représentative) et la version 2D de transport des glaces volatiles (processus de surface et son interaction avec l'atmosphère seulement). Ces modèles, dans leur dernière version, constituent des outils puissants pour simuler la circulation atmosphérique 3D et le climat de Pluton, à n'importe quelle époque et sur des échelles de temps différentes. Ce sont également des outils uniques, les seuls actuellement à inclure le cycle de condensation et de sublimation du méthane et du CO, et l'évolution 3D des brumes (pour le GCM).

Dans ce chapitre, je décris en détail le modèle de circulation générale et le modèle de transport des glaces volatiles développés pour Pluton. La première et la deuxième partie décrivent le modèle “de base” tel que je l’ai récupéré en début de thèse (section 2 : partie dynamique, section 3 : partie physique). La troisième partie décrit les améliorations et développements apportés au GCM durant la thèse, et la quatrième partie décrit le modèle de transport des glaces volatiles développé durant la thèse. Les développements en cours et ceux qui peuvent être apportés dans le futur sont décrits dans les conclusions et perspectives de cette thèse.

## 2 Le cœur dynamique

Le cœur dynamique du GCM contient les intégrations temporelles et spatiales des équations de la dynamique des fluides, utilisées pour simuler la circulation générale et le transport de traceurs dans l'atmosphère (composés volatils, aérosols...). Ces équations fondamentales sont basées sur une conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Pour les résoudre, le modèle utilise la méthode des différences finies (ou modèle en points de grille), c'est-à-dire qu'il discrétise les équations sur une grille 3D latitude/longitude/altitude de type "Arakawa C" ([Arakawa and Lamb, 1977](#)) pour effectuer les échanges entre les mailles ([Figure 2.2](#)). Ce schéma numérique est valable pour la Terre et Mars, et n'a pas été modifié pour Pluton.

Même si les pressions de surface de Pluton (de l'ordre du Pascal) sont beaucoup plus faibles que celles sur Terre et sur Mars, l'atmosphère reste assez épaisse pour être modéliser avec les équations primitives de la météorologie. En fait, le cœur dynamique des GCM reste valable presque jusqu'à l'exobase (limite supérieure de la thermosphère). Par exemple, le cœur dynamique du GCM martien fonctionne avec succès jusqu'à la thermosphère à des pressions inférieures à  $10^{-7}$  Pa ([González-Galindo et al., 2009](#)).

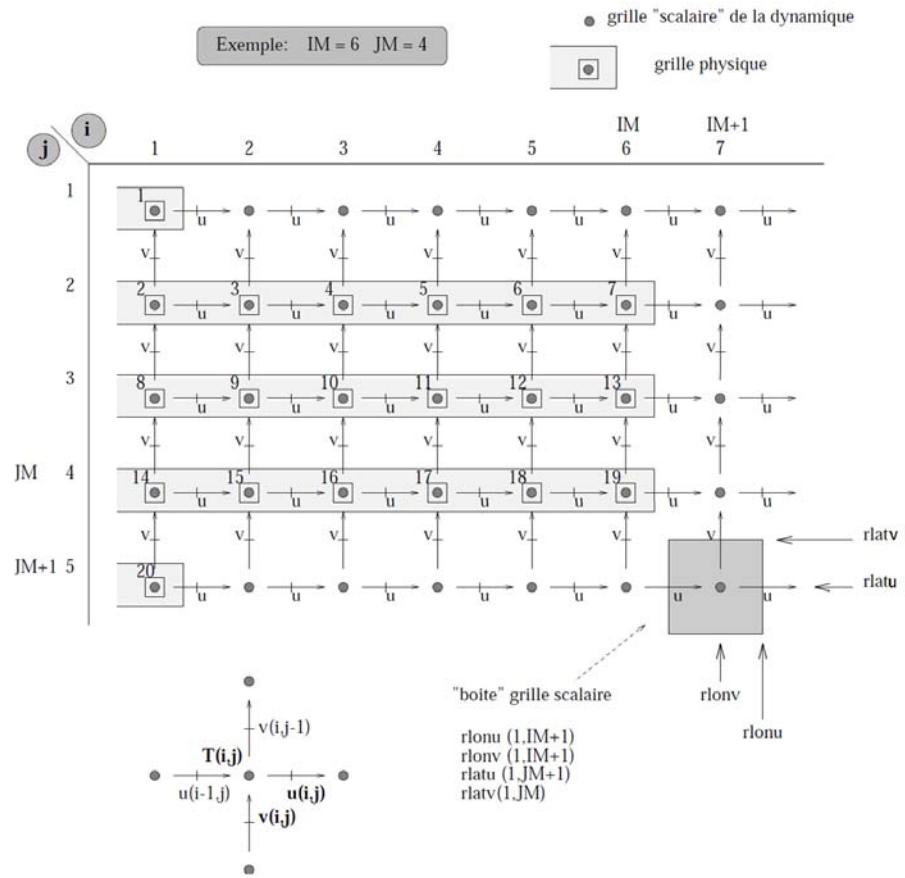
La grille de départ couvrant la planète et utilisée pour le GCM de Pluton en résolution standard est composée de 32 longitudes et 24 latitudes. Cela correspond à un espace de  $7.5^\circ$  en latitude et  $11.25^\circ$  en longitude, et à une résolution spatiale de 150 km environ à l'équateur, ce qui est identique voire meilleur que les résolutions typiques utilisées dans les autres GCMs planétaires, et suffisant pour résoudre de possibles ondes planétaires.

Au niveau vertical, le modèle utilise le système de coordonnée « sigma », c'est-à-dire que chaque couche est définie par une valeur constante  $\sigma = P/P_s$ , avec  $P$  la pression de la couche et  $P_s$  la pression de surface,  $\sigma$  allant de 1 à 0. Dans l'approximation hydrostatique, les altitudes de ces niveaux  $\sigma$  ne varient ni au cours du temps ni en fonction du relief sous-jacent.

Il est également possible de faire tourner le modèle avec des coordonnées hybrides qui correspondent aux coordonnées sigma proches de la surface et à des coordonnées de pression à plus haute altitude. Ainsi, les niveaux à hautes altitudes (où la circulation n'est pas impactée par le relief) ne sont pas modifiés par le relief permettant une meilleure représentation de la dynamique stratosphérique.

Typiquement, 25 niveaux verticaux sont utilisés. Dans le modèle de référence, la plupart des niveaux sont situés dans les premiers 15 km pour obtenir une bonne résolution proche de la surface, en particulier dans la couche limite. Les altitudes des premiers niveaux au milieu des couches sont 7 m, 15 m, 25 m, 40 m, 80 m etc... Au-dessus de 10 km, la résolution est d'environ une échelle de hauteur, et le niveau le plus élevé a une pression de 0.007 fois la pression de surface, ce qui correspond à une altitude d'environ 250 km. Dans la version du modèle développée pour l'analyse des brumes organiques (voir Chapitre 6), le toit du modèle est étendu jusqu'à 600 km d'altitude pour inclure la photolyse du méthane.

L'intégration temporelle des variables dynamiques est différente de celle des variables physiques et se fait selon le schéma « Matsuno-Leapfrog » (méthode numérique « saute-mouton » en français, méthode à pas multiples). Le pas de temps est contraint par un critère CFL (Courant-Friedrichs-Lowy) qui impose au rapport de la plus petite distance entre deux points du maillage au pas de temps dynamique d'être supérieur à la célérité des ondes les plus rapides représentées dans le modèle (les ondes de gravité pour un modèle aux équations primitives). En pratique, la valeur du pas de temps dynamique est ajustée au cours des simulations pour sélectionner une valeur optimale (la plus grande possible pour réduire le temps de calcul).



**FIGURE 2.2** – Grille dynamique et physique pour une résolution horizontale  $6 \times 7$ . Dans la dynamique, les vents  $u$  et  $v$  sont sur une grille décalée. Les autres variables, dynamiques et physiques, sont sur la grille scalaire. Les points de la physique sont indexés sur un vecteur unique contenant  $NGRID = 2 + (JM - 1) IM$  points en comptant à partir du pôle nord.

### 3 Le cœur physique : version du GCM en début de thèse

Je donne ci-dessous une description assez brève des différentes paramétrisations physiques du GCM de Pluton, présentes dans sa version initiale en début de thèse. La plupart des routines ont été révisées durant la thèse et certains paramètres ont été mis à jour. Les développements plus conséquents (nouvelles routines, modifications importantes du code...) effectués durant la thèse sont décrits plus loin, dans la section 4 et la section 5.

### 3.1 Conduction thermique dans le sol et températures de surface

L'évolution de la température de surface  $T_s$  est gouvernée par l'équilibre entre l'insolation solaire, l'émission thermique dans l'infrarouge ( $\epsilon\sigma T_s^4 \text{ W.m}^{-2}$ , avec  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann et  $\epsilon$  l'émissivité de la surface<sup>1</sup>), les échanges de chaleur latente (voir section 3.4), le flux de chaleur sensible

<sup>1</sup>L'émissivité de la surface (sans dimension), qui rend compte de sa capacité à émettre de l'énergie par rayonnement et de la part de flux réémis après absorption, dépend de plusieurs facteurs : la composition moléculaire du sol, la température, les propriétés et la texture de la surface, la direction du rayonnement et sa longueur d'onde. Dans le modèle, on suppose que l'émissivité ne dépend pas de la longueur d'onde (approximation corps gris), de même pour l'albédo.

provenant de l'atmosphère (négligeable sur Pluton mais pris en compte dans le modèle) et la conduction thermique dans le sol.

Sur Pluton, où le rayonnement solaire est faible (environ  $1 \text{ W.m}^{-2}$ ), les flux radiatifs à la surface sont faibles comparés à la chaleur interne stockées dans le sol. En particulier, la chaleur stockée pendant un été peut jouer un rôle majeur dans le contrôle des températures de surface pendant l'hiver suivant (voir Chapitre 3 et Chapitre 4).

Les flux de chaleur entrant et sortant de la sous-surface sont calculés selon un modèle classique 1D faisant évoluer les températures de sous-sol  $T$  en fonction du temps  $t$  et de la profondeur  $z$ . Les températures satisfont l'équation suivante (si on néglige toute source de chaleur interne) :

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.1)$$

où  $\lambda$  est la conductivité thermique du sol ( $\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) et  $C$  est la chaleur spécifique (ou capacité thermique) volumique du sol ( $\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ).  $C=\rho C_p$ , avec  $\rho$  la densité du sous-sol, en  $\text{kg.m}^{-3}$  et  $C_p$  sa chaleur spécifique massique ( $\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). Cette équation s'accompagne de deux conditions aux limites. La première est au niveau de la couche la plus profonde ( $z=H$ ), où on peut considérer un flux de chaleur interne. Dans la version de référence, ce flux est nul. La seconde condition est à la surface ( $z=0$ ), où l'équilibre radiatif permet de calculer la température de surface  $T_s=T_{z=0}$ .

Pour résoudre numériquement cette équation, le modèle utilise une discréétisation spatiale, basée sur une approche en volumes finis et sur un schéma implicite d'Euler. Le domaine est divisé en  $N$  couches discrètes. La température et le flux à chaque pas de temps et à chaque niveau sont évalués. Le paramètre essentiel contrôlant l'influence du stockage de chaleur dans le sol et la conduction sur les températures de surface est l'inertie thermique  $I = \sqrt{\lambda C}$ . En pratique, on utilise  $I$  comme paramètre clé du modèle en supposant une valeur constante pour  $C=10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$  et en faisant varier  $\lambda$  en conséquence.

Sur Pluton, la discréétisation du sous-sol nécessite une attention particulière en comparaison à la Terre ou Mars, car il est important de capturer simultanément (1) les ondes thermiques diurnes courtes dans les niveaux de faible inertie thermique proches de la surface et (2) les ondes thermiques saisonnières beaucoup plus longues, pouvant atteindre des profondeurs importantes dans le sol possédant une haute inertie thermique. Dans le modèle, les valeurs de référence d'inertie thermiques ont été mises à jour durant la thèse. On utilise typiquement une inertie thermique diurne faible  $I_{\text{day}} = 20 - 50 \text{ J.s}^{-1/2}.\text{m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ , correspondant aux valeurs estimées par [Lellouch et al. \(2011b\)](#) à partir de l'analyse des données Spitzer (20-30 uSI). Pour l'inertie thermique saisonnière, la valeur de référence est  $I_{\text{year}} = 800 \text{ J.s}^{-1/2}.\text{m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ , ce qui correspond à un sol peu poreux.

Dans un sol homogène, la profondeur de peau d'une onde thermique de période  $P$  (s) est :

$$\delta_P = \frac{I}{C} \sqrt{\frac{P}{\pi}} \quad (2.2)$$

Avec  $C$  la capacité thermique volumétrique du sol ( $\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ) et  $I$  son inertie thermique ( $\text{J.s}^{-1/2}.\text{m}^{-2}.\text{K}^{-1}$  ou uSI). Ainsi, les profondeurs de peau diurnes et annuelles modélisées sont respectivement 0.02 m and 40 m. Pour représenter cela correctement dans le modèle, la sous-surface est divisée en  $N = 22$  couches ( $N = 24$  couches dans une version plus récente, pour pouvoir tourner avec des inerties thermiques plus élevées ; ne ralenti pas de façon significative le code), distribuées de façon à ce que la résolution verticale soit plus fine proche de la surface :

$$z_k = z_1 2^{k-1} \quad (2.3)$$

avec  $z_1 = 1.414 \times 10^{-4}$  m la profondeur de la première couche. La couche la plus profonde est ainsi à environ 300 m (1100 m dans la dernière version).

Inertie thermique (uSI)	$\delta_P$ diurne (m)	$\delta_P$ saisonnière (m)
20	$8.4 \times 10^{-3}$	1.0
50	0.02	2.5
200	0.08	10.0
800	0.3	39.9
1500	0.6	74.8

**TABLE 2.1** – Exemple de profondeurs de peau diurnes et saisonnières en fonction de l'inertie thermique du sol.

Le tableau 2.1 montre les différentes profondeurs de peau  $\delta_P$  utilisées dans le modèle en fonction de l'inertie thermique choisie (diurne ou saisonnière). De façon générale l'inertie thermique est fixée dans le modèle jusqu'à une profondeur correspondant à 3 fois la profondeur de peau, pour s'assurer que le modèle capture bien l'onde thermique. A noter que pour une période paléoclimatique de 3 millions d'années terrestres, la profondeur de peau d'un sol ayant une inertie thermique de 800 uSI est de 4 400 m.

### 3.2 Conduction thermique moléculaire et viscosité de l'atmosphère

La conduction thermique est un phénomène irréversible de transport de l'énergie interne dû à une hétérogénéité de l'agitation moléculaire (nombre de chocs par unité de volume), qui s'apparente au phénomène de diffusion. Elle est non négligeable lorsque le libre parcours moyen des molécules est grand, à basse pression. La viscosité moléculaire est un autre type d'échange lié au mouvement des molécules, et correspond aux échanges de la quantité de mouvement (la conduction thermique correspond aux échanges de température).

Le modèle prend en compte l'effet de la conduction moléculaire sur les températures atmosphériques et l'effet de la viscosité moléculaire sur les vents. Les deux processus sont gouvernés par des équations différentielles similaires. En supposant l'approximation des plans parallèles (chaque colonne atmosphérique est traitée en 1D et ses niveaux sont horizontaux), l'équation pour la conduction thermique atmosphérique est :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.4)$$

avec  $T$  la température (K),  $\rho$  la densité ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) et  $k$  le coefficient de conduction thermique ( $\text{J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), exprimé par  $k = k_0 T^s$ , avec  $k_0 = 5.63 \times 10^{-5} \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-(1+s)}$  et  $s = 1.12$ . Ces valeurs ont été révisées durant la thèse par rapport aux valeurs initiales, et sont maintenant issues de [Hubbard et al. \(1990\)](#).

Pour la viscosité moléculaire :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( \mu \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.5)$$

où  $S$  correspond aux composantes du vents horizontal ( $\text{m.s}^{-1}$ ) et  $\mu$  est le coefficient de viscosité moléculaire ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ), qui est lié au coefficient de conduction thermique  $k$  par  $k = \frac{1}{4} [9c_p - 5(c_p - R)]\mu$ . Au vu de leur similarité, les deux équations sont discrétisées et résolues numériquement à l'aide du même schéma numérique implicite.

### 3.3 Mélange dans la couche limite

Il y a trois mélanges possibles sur Pluton : le mélange par friction proche de la surface généré par le cisaillement de vent et/ou l'instabilité thermique (turbulence), la convection et le transport par la circulation générale. L'atmosphère de Pluton étant très stable près de la surface, il peut y avoir un fort mélange par friction proche de la surface, mais au-dessus, le mélange atmosphérique est beaucoup moins intense.

La diffusion verticale est effectuée via les deux premiers types de mélange, la turbulence et la convection, qui sont paramétrées de la même façon que dans le modèle martien ([Forget et al., 1999](#)). Plus la turbulence est forte, plus le transport vertical est efficace et plus la structure thermique de l'atmosphère est modifiée. Ces processus opèrent à une échelle réduite, au sein de la couche limite. En effet, le mélange turbulent est négligeable à l'extérieur de la couche limite, qui, quand elle existe, est souvent peu profonde sur Pluton (moins de 4 km) à cause du fort gradient thermique positif au-dessus de la surface. Dans le GCM, il n'y a pas d'autre processus de diffusion verticale. Au final, les espèces gazeuses et les aérosols sont donc transportés vers de plus hautes altitudes seulement par la circulation générale de grande échelle. En pratique, la dynamique de la couche limite est gouvernée par un modèle de turbulence [Mellor and Yamada \(1982\)](#) d'ordre 2.5, utilisé pour calculer les coefficients de mélange induits par le cisaillement du vent en fonction de la stabilité du profil de température et de l'évolution de l'énergie cinétique turbulente. La diffusion est complétée par un schéma d'ajustement « convectif », qui mélange rapidement l'atmosphère dans le cas de profils de températures instables (tout profil instable est remplacé par un profil neutre ou adiabatique  $\frac{d\theta}{dz} = 0$  tout en conservant l'énergie et le moment cinétique), ce qui reste rare sur Pluton. Le gradient adiabatique sur Pluton est  $-g/C_p = -0.62 \text{ K.km}^{-1}$ .

La turbulence et la convection mélangent l'énergie (mélange de la température potentielle  $\Theta = T(z)(\frac{P(z)}{P_0})^\kappa$ , avec  $\kappa = \frac{R}{C_p}$  et  $P_0$  la pression au sol), la quantité de mouvement (les vents) et les traceurs (les gaz et aérosols). Dans la couche juste au dessus de la surface, le flux turbulent  $F$  ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ) est donné par :

$$F = \rho C_d U_1 (q_1 - q_0), \quad (2.6)$$

avec  $\rho$  la densité de la couche atmosphérique ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $q_1$  et  $q_0$  les valeurs des variables considérées (température, vent ou traceur) dans la première couche atmosphérique et à la surface ( $q_0 = 0 \text{ m.s}^{-1}$  pour les vents),  $U_1$  est la vitesse du vent horizontal dans la première couche et  $C_d$  est le coefficient de trainée. L'épaisseur de la première couche atmosphérique  $z_1$  étant assez faible, on fait l'hypothèse que les conditions de surface sont neutres et que le profil de vent dans les premiers mètres au-dessus de la surface est logarithmique (et non influencé par les questions de stabilité de l'atmosphère) et on utilise simplement :

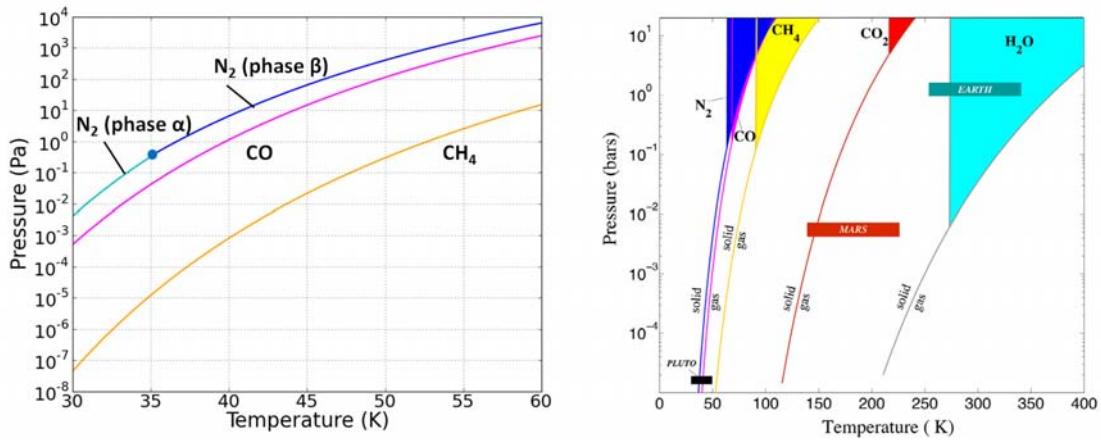
$$C_d = \left( \frac{\kappa}{\ln \frac{z_1}{z_0}} \right)^2 \quad (2.7)$$

avec  $\kappa$  la constante de von Karman ( $\kappa = 0.4$ ) et  $z_0$  le coefficient de rugosité, supposé égal à  $z_0 = 0.01 \text{ m}$  partout comme dans le GCM martien ([Forget et al., 1999](#)). Cette grandeur équivaut à la hauteur à laquelle le vent devient en théorie nul, dans le profil logarithmique. Il n'y a cependant aucune données sur la rugosité de la surface de Pluton. Des tests ont été effectués avec différents coefficients de rugosité et montrent une influence négligeable de ce paramètre sur les résultats du modèle. En effet, la vitesse du vent horizontal obtenue dans la première couche du GCM  $U_1$  pour une rugosité de  $0.001 \text{ m}$  est plus grande d'un facteur 2-3 que la vitesse obtenue avec une rugosité de  $0.1 \text{ m}$ . Par contre, le coefficient de trainée  $C_d$  pour une rugosité de  $0.001 \text{ m}$  est plus faible d'un facteur 3-4 que celui obtenu avec une rugosité

de 0.1 m. Au final, le facteur  $C_d U_1$  reste toujours proche de 1, et la rugosité a donc un faible impact sur les résultats.

### 3.4 Condensation et sublimation de l'azote

La condensation et la sublimation de la glace d'azote sont des processus subtils sur Pluton et nécessitent une vigilance particulière. En effet, les changements de phase à chaque pas de temps peuvent faire intervenir de grandes quantités d'énergie et une masse importante d'atmosphère. Localement, les changements de phase ne modifient pas seulement la température de surface et la pression, mais aussi la structure de la couche limite, en « pompant » l'air lorsque N<sub>2</sub> condense à la surface, et en libérant de grandes quantités d'air froid pur en N<sub>2</sub> lors de la sublimation.



**FIGURE 2.3** – Courbes d'équilibre de Clausius Clapeyron. Gauche : courbes telles que paramétrées dans le modèle, à partir des relations thermodynamiques calculées par Fray and Schmitt (2009). Droite : Courbes d'équilibre pour les espèces volatiles de Pluton comparés à ceux de Mars et de la Terre (Moore et al., 2017). Le point triple de l'azote est situé à 63.147 K, celui du CO à 68.1 K (les états liquides du CO et de l'azote se superposent) et celui du méthane à 90.7 K.

Le schéma de condensation / sublimation de l'azote est adapté de celui utilisé dans le GCM martien pour le CO<sub>2</sub> (Forget et al., 1998). Cependant, il est nécessaire d'appliquer quelques changements au code pour mieux représenter l'intense condensation et sublimation à la surface de Pluton et les changements de pression. La variation de la température de condensation  $T_c$  en fonction de la pression partielle d'azote  $P_{N2}$  est donnée par la courbe de Clausius Clapeyron (Figure 2.3) dérivée des relations thermodynamiques calculés par Fray and Schmitt (2009), et prend en compte la transition entre les phases α et β (cristalline) autour de 35.61 K (correspond à  $P_{N2} = 0.53$  Pa) :

$$\text{if } P_{N2} < 0.53 \text{ Pa : } T_c = \left[ \frac{1}{35.600} - \frac{296.925}{1.09L_{N2}} \ln \left( \frac{P_{N2}}{0.508059} \right) \right]^{-1} \quad (2.8)$$

$$\text{if } P_{N2} > 0.53 \text{ Pa : } T_c = \left[ \frac{1}{63.147} - \frac{296.925}{0.98L_{N2}} \ln \left( \frac{P_{N2}}{12557.} \right) \right]^{-1} \quad (2.9)$$

avec  $L_{N2} = 2.5 \cdot 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$  la chaleur latente de condensation de l'azote.

### 3.4.a Condensation et sublimation à la surface

La condensation et la sublimation de l'azote à la surface est essentiellement contrôlée par la conservation de l'énergie et de la masse. A un pas de temps considéré, si la température de surface  $T_0^*$  prédicta par l'équilibre radiatif et celui de la conduction tombe en dessous de la température de condensation  $T_{c0}$  à la pression de surface, une quantité  $\delta m_0$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) d'azote condense, et libère la chaleur latente requise pour garder l'interface solide-gaz à la température de condensation ( $T_0 = T_{c0}$ ) :

$$\delta m_0 = \frac{c_s}{(L_{\text{N}2} + c_p(T_1 - T_{c0}))} (T_{c0} - T_0^*) \quad (2.10)$$

$c_s$  est la capacité thermique de la surface ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$  pour  $\text{N}_2$ ),  $c_p$  est la capacité thermique massique de l'air à pression constante ( $1040 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$  pour  $\text{N}_2$ ) et  $L_{\text{N}2}$  est la chaleur latente de  $\text{N}_2$  ( $2.5 \cdot 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ). Le terme  $c_p(T_1 - T_{c0})$  ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) correspond à une quantité additionnelle de chaleur apportée par l'atmosphère (supposée être à la température  $T_1$  dans la première couche du modèle) lorsqu'elle est refroidie à la température de condensation  $T_{c0}$  juste au-dessus de la surface. La basse atmosphère de Pluton étant une stratosphère chaude directement en contact avec la surface, on trouve que ce terme peut être significatif. Avec  $T_1$  typiquement à  $10 \text{ K}$  au-dessus de  $T_{c0}$  lorsque  $\text{N}_2$  condense dans Sputnik Planitia, ce terme atteint  $4\%$  de la chaleur latente. Inversement, si la température  $T_0^*$  de la glace d'azote prédicta à la surface est au-dessus de la température de condensation  $T_{c0}$  à la pression de surface,  $\text{N}_2$  sublime et  $\delta m_0$  est négatif :

$$\delta m_0 = \frac{c_s}{L_{\text{N}2}} (T_{c0} - T_0^*) \quad (2.11)$$

On fixe alors  $T_0 = T_{c0}$ , à moins que toute le réservoir local de glace à la surface (de masse  $m_0$ , en  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) se soit entièrement sublimé. Dans ce cas, on fixe  $\delta m_0 = -m_0$  et la nouvelle température de surface devient :

$$T_0 = T_0^* - L_{\text{N}2} m_0 / c_s \quad (2.12)$$

La formation ou la disparition de glace d'azote à la surface est prise en compte dans le modèle pour calculer l'albédo et l'émissivité de la surface (voir section 5.9).

A noter que le choix de l'inertie thermique ne joue pas au premier ordre un rôle important dans la quantité de glace de  $\text{N}_2$  sublimée et condensée. En effet, comme le montrent les équations 2.10 et 2.11, la variation de masse échangée  $\delta m_0$  est quasiment proportionnelle à  $\frac{c_s}{L_{\text{N}2}} \Delta T_s$  avec  $c_s$  fonction de l'inertie thermique.  $\Delta T_s$  est quasiment proportionnel à  $\frac{F}{c_s}$  (seulement au premier ordre), avec  $F$  le flux absorbé par la surface ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ). Ainsi, au premier ordre,  $c_s$  se simplifie au numérateur et au dénominateur dans ce cas très simplifié, et la quantité d'espèce volatile échangée  $\delta m_0$  ne dépend donc pas de l'inertie thermique.

### 3.4.b Condensation et sublimation dans l'atmosphère

Dans l'atmosphère, la condensation et la sublimation sont, en théorie, plus complexes. En effet, la condensation d'un gaz implique de nombreux processus microphysiques : sursaturation, nucléation, croissance du cristal de glace, sédimentation, etc... Cependant, dans le cas de l'azote, ces processus restent mal connus. Dans le GCM de Pluton, on a gardé le schéma détaillé du GCM martien pour le  $\text{CO}_2$  (décris dans l'appendice de [Forget et al. \(1998\)](#)) et on l'a directement adapté à la glace de  $\text{N}_2$ .

La sursaturation est négligée, et la condensation et la sublimation atmosphérique sont calculées en utilisant des principes de conservation d'énergie, comme pour le schéma des échanges à la surface. On ne prend pas en compte la croissance et le transport des particules de glace d'azote. Au lieu de cela, on suppose que de la glace de  $\text{N}_2$  formée à un certain niveau du modèle tombe à travers les couches

atmosphériques sous-jacentes, où elle peut à nouveau sublimer ou condenser directement à la surface en l'espace d'un pas de temps du modèle. Dans nos simulations, l'atmosphère étant plus chaude que la surface la plupart du temps, on a trouvé que la condensation d'azote dans l'atmosphère (nuages d'azote) est rare et a peu d'impact sur Pluton. En réalité, des mouvements verticaux induits par les pentes locales ou des ondes de gravité non résolues pourraient déclencher de la condensation atmosphérique dans les régions couvertes de glace d'azote.

### 3.4.c Calcul de la masse, quantité de mouvement, et flux verticaux de chaleurs induits par le cycle de N<sub>2</sub>

La sublimation et la condensation de l'azote induisent un transport significatif (en termes de masse d'air, de chaleur, et de traceurs) de la surface à travers les couches atmosphériques du modèle et inversement. Par exemple, à chaque pas de temps, une couche atmosphérique de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur peut subir un changement de phase. Ces processus de transport doivent donc bien être pris en compte sur Pluton. La résolution numérique des processus de transport dans le système de coordonnées “σ” du GCM (voir section 2) utilise un schéma de transport vertical de Van-Leer I. Le schéma est donné dans l'appendice de [Forget et al. \(2017\)](#).

## 3.5 Le cycle du méthane et les nuages de glace de méthane

L'évolution 3D du CH<sub>4</sub> à la surface et dans l'atmosphère dans ses phases gazeuses et solides est simulée en prenant en compte : 1) la condensation et la sublimation à la surface et dans l'atmosphère (voir ci-dessous), 2) le transport par la circulation générale, en utilisant le schéma Van-Leer I de volumes finis, 3) le mélange dans l'atmosphère par diffusion turbulente et éventuellement par convection (voir section 3.3) et 4) la sédimentation gravitationnelle des particules de glace de CH<sub>4</sub>. Par rapport à la version initiale, certains paramètres des relations thermodynamiques pour le méthane ont été révisés. De plus, un schéma implicite a été mis en place pour mieux décrire les variations de température induite par les nuages de méthane (voir section 3.5.b).

### 3.5.a Condensation et sublimation à la surface

Les flux de masse de méthane montant et descendant sont calculés à partir de l'équation 2.6, avec  $q_0$  le rapport de mélange (kg/kg) juste au-dessus de la surface et  $q_1$  celui au milieu de la première couche atmosphérique. Une conséquence importante de l'équation 2.6 est que le taux de sublimation de méthane est proportionnel à la vitesse de vent horizontal près de la surface. [Figure 2.3](#) montre la courbe d'équilibre (Pression, Température) de Clausius Clapeyron pour le méthane, obtenue à partir des relations thermodynamiques calculées par [Fray and Schmitt \(2009\)](#). CH<sub>4</sub> est moins volatil que N<sub>2</sub> avec une pression de vapeur saturante 1000 fois plus faible.

Lorsque de la glace de méthane pure est présente à la surface,  $q_0$  est égal au rapport de mélange du méthane à la pression de vapeur saturante  $q_{\text{sat CH}_4}$ , calculé à partir de la fonction suivante, dépendante en température  $T$  (K) et pression  $p$  (Pa) et dérivée de [Fray and Schmitt \(2009\)](#) :

$$q_{\text{sat CH}_4} = 0.117 \times 10^5 e^{\frac{6.12 \times 10^5}{R}(1/90.7 - 1/T)} \times \frac{M_{\text{CH}_4}}{M_{\text{air}}} \times \frac{1}{p} \quad (2.13)$$

Ici,  $M_{\text{CH}_4}/M_{\text{air}}$  est la fraction des masses molaires utilisée pour convertir le rapport de mélange volumique en rapport de mélange massique.  $R = 8.314/M_{\text{CH}_4} = 519 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$  est la constante des gaz utilisée pour le méthane.

Lorsque de la glace de méthane et d'azote sont présentes à la surface et que la glace de méthane sublimé, on fait l'hypothèse que les deux glaces sont mélangées et diluées dans une solution solide N<sub>2</sub>:CH<sub>4</sub> avec 0.5% de méthane (Merlin, 2015). La loi de Raoult donne alors :  $q_0 = 0.003 q_{\text{sat CH}_4}$ . Si la quantité totale de méthane à la surface est sublimée en l'espace d'un pas de temps du modèle, le flux vers l'atmosphère est limité en conséquence. S'il n'y a pas de glace de méthane à la surface, alors  $q_0 = q_1$  si  $q_1 < q_{\text{sat CH}_4}$  (pas de condensation) et  $q_0 = q_{\text{sat CH}_4}$  si  $q_1 > q_{\text{sat CH}_4}$  (condensation directement à la surface). La chaleur latente libérée par la condensation et la sublimation du méthane à la surface est prise en compte dans le budget radiatif de la surface, en considérant une chaleur latente  $L_{\text{CH}_4} = 5.867 \times 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$  (Fray and Schmitt, 2009).

### 3.5.b Condensation dans l'atmosphère et formation des nuages de CH<sub>4</sub>

Le méthane peut aussi condenser puis sublimer dans l'atmosphère lorsque le rapport de mélange atmosphérique du CH<sub>4</sub> excède le rapport de mélange à saturation donné par l'équation 2.13. On ne sait pas si le CH<sub>4</sub> peut facilement nucléer ou si une sursaturation importante est nécessaire pour cela. Les particules de brumes organiques issues de la photochimie dans la haute atmosphère constituent probablement une source de noyaux de condensation adaptés pour une condensation hétérogène de méthane sur ces particules. Dans le GCM, on fait l'hypothèse que tout le méthane atmosphérique en état de saturation condense et forme des particules de glace (nuages de méthane).

La quantité de chaleur latente libérée lors de la condensation ou sublimation du méthane dans l'atmosphère est loin d'être négligeable. On trouve qu'elle peut changer localement la température atmosphérique de plus de 10 K. De plus, la chaleur latente libérée limite la quantité de méthane qui condense quand l'atmosphère est sursaturée. Si la condensation du CH<sub>4</sub> est calculée sans prendre en compte la libération de chaleur latente qui l'accompagne, le modèle prédit des températures irréalistes (par exemple, des variations de plusieurs dizaines de Kelvins en l'espace d'un pas de temps) et donc des taux de condensations erronés. Il en va de même si les deux processus ne sont pas traités simultanément ou si on utilise un schéma numérique explicite. En pratique, on utilise donc un schéma implicite. A chaque pas de temps du modèle, lorsque le rapport de mélange massique du méthane  $q_{\text{CH}_4}$  excède la valeur à saturation (ou si de la glace de méthane est déjà présente), on calcule simultanément la température à la fin du pas de temps  $T'$ , influencée par la condensation et la sublimation du méthane, et le rapport de mélange à saturation correspondant  $q_{\text{sat CH}_4}(T')$ . Pour ce faire, on approche numériquement  $T'$  en résolvant l'équation suivante :

$$T' = T + [q_{\text{CH}_4} - q_{\text{sat CH}_4}(T')] \frac{L_{\text{CH}_4}}{c_p} \quad (2.14)$$

La variation de rapport de mélange massique (kg/kg) du méthane gazeux et solide est donnée par :

$$\delta q_{\text{CH}_4} = -\delta q_{\text{ice}} = (q_{\text{sat CH}_4}(T') - q_{\text{CH}_4}), \quad (2.15)$$

sauf si toute la glace de CH<sub>4</sub> dans l'atmosphère sublime en un pas de temps (dans ce cas, on ajuste  $T'$  en conséquence). Une fois que le rapport de mélange massique atmosphérique de la glace de CH<sub>4</sub>  $q_{\text{ice}}$  est connu, la glace est répartie pour former des nuages de glace de méthane autour des noyaux de condensation (CCN : cloud condensation nuclei). On fait l'hypothèse que le nombre de noyaux de condensation [CCN] par unité de masse atmosphérique (kg<sup>-1</sup>) est constant dans toute l'atmosphère. En supposant une taille unique monodispersée pour les particules de brumes organiques ( $r_{\text{CCN}}$ ), le rayon d'une particule du nuage est donné par :

$$r = \left( \frac{3q_{\text{ice}}}{4\pi\rho_{\text{ice}} [\text{CCN}]} + r_{\text{CCN}}^3 \right)^{1/3} \quad (2.16)$$

avec  $\rho_{\text{ice}}$  la densité volumique de la glace de CH<sub>4</sub> (520 kg.m<sup>-3</sup>), et  $r_{[\text{CCN}]}$  le rayon des CCN fixé à 0.2 μm. Une fois que  $r$  est connue, la vitesse de sédimentation de la particule du nuage est calculée en utilisant la loi de Stokes corrigée pour les basses pressions (correction de Cunningham, Rossow (1978)). Le rayon  $r$  de la particule est aussi utilisé pour estimer l'opacité apparente des nuages. Cependant, le rôle radiatif des nuages reste négligé. Le nombre de noyaux de condensation [CCN] est un paramètre clé contrôlant directement les propriétés des nuages et leur sédimentation. Quelles sont les valeurs possibles pour [CCN] sur Pluton ? Sur Terre, le rapport de mélange des noyaux de condensation actifs dans la troposphère varie entre 10<sup>6</sup> kg<sup>-1</sup> (pour un air peu pollué comme celui aux pôles) et 10<sup>10</sup> kg<sup>-1</sup> (masse d'air polluée) (Hudson and Yum, 2002; Andreae, 2009). La valeur de [CCN] est significativement plus basse pour des nuages de type cirrus (<10<sup>4</sup> kg<sup>-1</sup>) (Demott et al., 2003). Sur Pluton, les particules de brumes sont sans doute des CCN efficaces. Dans le Chapitre 6, je discute en détails les valeurs possibles de rapport de mélange massique pour ces particules. Cependant, les valeurs réelles de CCN dépendent aussi du degré d'agrégation des monomères, et de leur activation, deux paramètres qui restent mal connus sur Pluton. Dans les simulations de référence, nous avons prescrit [CCN]=10<sup>5</sup> kg<sup>-1</sup>.

## 4 Améliorations et développements apportés au GCM

### 4.1 Les brumes organiques

La sonde New Horizons a révélé la présence d'une fine brume bleutée dans l'atmosphère de Pluton (voir Chapitre 1.5.3). Cette brume serait à priori composée de particules organiques formées suite à la photolyse du méthane par les rayons UV, en particulier les rayons Lyman-α solaire et ceux diffusés par le milieu interplanétaire. Le GCM inclus un modèle de formation, transport et sédimentation de ces particules. Ce modèle et les résultats obtenus sont décrits et analysés dans Bertrand and Forget (2017), qui constitue le Chapitre 6 de ce manuscrit. Dans une version plus récente du modèle, la sédimentation des brumes prend en compte le champ 3D de gravité (la gravité dépend de l'altitude).

### 4.2 Le transfert radiatif

Dans la version initiale, certaines routines du transfert radiatif étaient déjà présentes mais le transfert radiatif n'était pas sensible à la quantité de méthane atmosphérique. Les spectres du méthane et du CO ont été refait, avec l'aide de Jeremy Leconte pour l'utilisation du code kspectrum (voir ci dessous). L'insolation incidente au-dessus de chaque colonne atmosphérique est calculée à chaque pas de temps, en prenant en compte la variation de la distance Soleil-Pluton, l'inclinaison saisonnière (variation du point subsolaire) et le cycle diurne.

N<sub>2</sub> est le constituant majeur de l'atmosphère de Pluton mais ses effets radiatifs sont négligés dans la basse atmosphère puisque N<sub>2</sub> est transparent aux longueurs d'ondes émises par le soleil (visible) et par la surface (infrarouge). Il peut y avoir sur Pluton de l'absorption UV (extrêmes UV notamment) par N<sub>2</sub>, mais celle-ci se fait beaucoup plus haut dans l'atmosphère et n'impacte pas à priori le domaine simulé par le GCM (voir Chapitre 6, discussions).

Dans le modèle, on prend en compte (1) le chauffage et le refroidissement radiatif par le CH<sub>4</sub>, qui peut varier avec l'espace et le temps en fonction de la distribution du méthane calculée par le modèle

de transport du méthane (voir section 3.5) (2) le refroidissement par le CO (raies rotationnelle<sup>2</sup>), dont le rapport de mélange est fixé à 0.05 % partout pour le calcul de transfert radiatif (Lellouch et al., 2011a, 2016) et (3) l'effet radiatif des autres espèces (hydrocarbures, HCN...) émettant dans l'infrarouge à plus haute altitude.

La diffusion Rayleigh n'est pas activée dans le modèle car elle est considérée négligeable dû à la faible épaisseur de l'atmosphère. Les effets radiatifs des nuages sont également négligés. Les effets radiatifs de la brume sont en cours de développement.

#### 4.2.a Transfert radiatif à travers CH<sub>4</sub> et CO

Pour CH<sub>4</sub> et CO, on utilise un modèle de transfert radiatif appelé basé sur la méthode k-corrélés (ou modèle de k-distribution) pour calculer les coefficients d'absorption. Une intégration pas-à-pas des équations du transfert radiatif dans toutes les raies atmosphériques serait très fastidieuse et couteuse en temps de calcul et en mémoire numérique, en particulier parce que les coefficients d'absorption des différentes espèces varient rapidement avec la longueur d'onde et demandent donc d'utiliser un pas d'intégration spectral très court pour bien les capturer. Dans la méthode de k-distribution, l'intégration se fait plutôt par valeur croissantes des *k* coefficients.

On découpe tout d'abord le spectre en plusieurs bandes qui reflètent les variations majeures du spectre. Dans le GCM de Pluton, on utilise 17 bandes spectrales dans l'infrarouge et 23 dans le visible. Les bandes sont choisies de façon à bien reproduire les bandes vibrationnelles du CH<sub>4</sub> dans le proche infrarouge (à 1.6, 2.3 et 3.3 μm) ainsi que la bande d'émission du CH<sub>4</sub> dans l'infrarouge à 7.6 μm. Strobel et al. (1996) montre les différentes intensités de chauffage et de refroidissement des bandes. En particulier, la Figure 10 de Strobel et al. (1996) montre que le chauffage dans la bande 2.3 du méthane est plus intense d'un facteur 6 que celui de la bande 3.3, pour les pressions qui nous intéressent. De plus, le refroidissement du méthane domine par rapport à celui du CO.

Pour calculer les *k* coefficients d'absorption dans chaque bande, des spectres raie par raie à haute résolution combinant le CO et le CH<sub>4</sub> sont calculés à partir de la base de données HITRAN 2012 pour une gamme de températures et de pressions<sup>3</sup>. On obtient une fonction de répartition *g(k)* qui est ensuite approximée avec seulement une dizaine de points (points de Gauss), puis inversée pour trouver *k(g)*. La distribution choisie des points de Gauss est la même pour toutes les bandes, il faut donc ajuster sa forme pour qu'elle représente fidèlement la fonction *g(k)* réelle partout dans le spectre. On trouve qu'au moins 33 points de Gauss sont nécessaires pour l'intégration pour obtenir des résultats avec une précision raisonnable.

Ensuite, les spectres et les *k* coefficients de référence sont stockés dans une matrice de référence à partir de laquelle le GCM interpole les valeurs des *k* coefficients lors de la simulation du transfert radiatif (le transfert radiatif est résolu dans chaque bande dans l'espace des points de Gauss). La matrice de référence est produite avec une grille de températures et de pressions logarithmiques (8 températures × 7 pressions-log × 7 rapports de mélange de CH<sub>4</sub>), avec  $T = \{30, 40, 50, 70, 90, 110, 150, 200\}$  K,  $p = \{10^{-4}, 10^{-3}, 10^{-2}, 10^{-1}, 1, 10, 100\}$  Pa, et [CH<sub>4</sub>] =  $\{10^{-4}, 10^{-3}, 5 \times 10^{-3}, 10^{-2}, 5 \times 10^{-2}, 10^{-1}, 5 \times$

<sup>2</sup>Dans le domaine proche UV-visible les interactions entre le rayonnement et les molécules induisent principalement des variations d'énergie électronique de la molécule (unité usuelle : le nm). Dans le proche IR, ce sont des variations d'énergie de vibration (μm). Dans le domaine des micro-ondes, ce sont des échanges d'énergie de rotation (mm, cm). Le spectre de rotation d'une molécule (excitation des phénomènes de rotation de la molécule) nécessite que la molécule possède un moment dipolaire et que les centres de charge et masse soient distincts. C'est l'existence de ce moment dipolaire qui permet au champ électrique de la lumière micro-onde d'exercer un couple sur la molécule, ce qui la fait tourner plus rapidement (en excitation) ou plus lentement (en désexcitation). Le monoxyde de carbone (molécule diatomique hétérogène) possède l'un des spectres de rotation les plus simples.

<sup>3</sup>Une description détaillée du programme open-source "kspectrum" pour le calcul du transfert radiatif est disponible à l'adresse <http://code.google.com/p/kspectrum/>.

$10^{-1}\}$  kg.kg $^{-1}$ . Le calcul des flux infrarouges et visibles sont séparés en utilisant une méthode à deux faisceaux.

#### 4.2.b Processus hors équilibre thermodynamique local

Les basses pressions et les basses températures régnant sur Pluton entraînent des difficultés dans les calculs de transfert radiatif (et donc des incertitudes). En effet, si les pressions ou températures sont basses, alors les chocs entre molécules se font plus rares et ne deviennent plus le mécanisme dominateur pour transmettre l'énergie (de vibration, de rotation...) entre les molécules (l'énergie est alors utilisée autrement, par exemple via une émission par fluorescence). On s'éloigne alors d'un milieu en équilibre thermodynamique local (LTE) et on se rapproche d'un milieu hors équilibre (NLTE), dans lequel les lois classiques de physiques ne décrivent plus correctement l'état de l'atmosphère (dans le cas NLTE, certaines caractéristiques du spectre de certaines espèces chimiques peuvent notamment changer). Pour les niveaux de pression atmosphérique considérés dans le GCM de Pluton, on peut avoir un NLTE pour le traitement des raies du méthane, alors que les raies rotationnelles du CO sont supposées rester en LTE ([Strobel et al., 1996](#)).

Pour prendre en compte l'effet NLTE de la bande du CH<sub>4</sub> à 7.6 μm, on modifie les taux de refroidissement LTE obtenus avec le modèle radiatif (k-distribution) en suivant la méthode décrite dans [Strobel et al. \(1996\)](#) pour calculer le facteur de rendement NLTE. Les taux de refroidissement du CH<sub>4</sub> obtenus dans le GCM se sont avérés être beaucoup plus faibles que ceux montrés dans [Strobel et al. \(1996\)](#). Cependant, nous avons pu montrer qu'ils étaient en accord avec les modèles plus récents des mêmes auteurs (D. Strobel, communication personnelle). Les différences entre les résultats obtenus aujourd'hui et ceux de [Strobel et al. \(1996\)](#) seraient dues à une mise à jour de la base de données spectroscopiques (HITRAN 2012 vs HITRAN 1986) et le fait que les températures utilisées dans [Strobel et al. \(1996\)](#) sont plus élevées que celles utilisées dans le GCM.

Les incertitudes des calculs NLTE pour la bande du CH<sub>4</sub> à 7.6 μm ont un effet limité sur nos résultats. Pour les bandes situées dans le proche infrarouge, on reproduit les calculs du facteur de rendement NLTE de [Strobel et al. \(1996\)](#) en utilisant certains paramètres et coefficients mis à jour dans [Zalucha et al. \(2011\)](#) pour les bandes du CH<sub>4</sub> à 2.3 and 3.3 μm. Nous n'avions aucune information sur la bande à 1.6 μm. Dans ce contexte, et étant donné les incertitudes habituellement rencontrées dans les calculs NLTE ([Boursier et al., 2003](#)), nous avons décidé d'autoriser des modifications empiriques des variations théoriques NLTE avec la densité atmosphérique (tout en gardant la forme théorique) pour ajuster le facteur de rendement et donc les taux de chauffage afin d'obtenir dans le modèle des températures proches de la structure thermique observées par New Horizons. Par conséquent, le modèle de transfert radiatif du GCM reproduit la structure thermique observée, ce qui est important pour correctement analyser le climat de Pluton, mais ce n'est pas un résultat du modèle en soi.

En pratique dans le modèle, on multiplie le taux de chauffage total (sommé sur toutes les bandes) du CH<sub>4</sub> obtenu avec le code de transfert radiatif LTE par un facteur de rendement NLTE variant avec l'altitude :  $\epsilon_{\text{NLTE}}$ .

$$\epsilon_{\text{NLTE}} = 0.1 + \frac{0.9}{1 + \rho_{.55}/\rho}, \quad (2.17)$$

avec  $\rho$  la densité atmosphérique (kg.m $^{-3}$ ), et  $\rho_{.55}$  la densité de référence pour laquelle  $\epsilon_{\text{NLTE}} = 0.55$ . Après plusieurs réglages pour coller aux observations, on fixe  $\rho_{.55} = 2 \times 10^{-6}$  kg.m $^{-3}$ .

#### 4.2.c Refroidisseurs radiatifs supplémentaires

Comme je l'ai mentionné dans le Chapitre 1.5.1, le refroidissement de l'atmosphère de Pluton à 70 K au-dessus de 30 km reste un mystère. Pendant la thèse, il a été suggéré que certaines espèces (HCN,

$\text{C}_2\text{H}_2$ ), jusqu’alors non considérées dans les calculs de transfert radiatif, pouvaient refroidir radiativement l’atmosphère (Dias-Oliveira et al., 2015; Gladstone et al., 2016). Depuis, cette hypothèse a été réfutée (voir Chapitre 1.5.1). En utilisant l’approximation cooling-to-space (l’échange de radiation entre les couches atmosphériques est négligeable par rapport à la perte directe de radiation vers l’espace), on représente ce refroidissement en ajoutant dans le modèle le taux de refroidissement suivant pour des pressions atmosphériques inférieures à 0.12 Pa :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -5 \times 10^{-11} B(\lambda_0, T) \quad (2.18)$$

avec  $T$  la température atmosphérique (K) et  $B(\lambda_0, T)$  la fonction de Planck ( $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$ ) à la longueur d’onde  $\lambda_0$ . On prend  $\lambda_0 = 14 \mu\text{m}$  puisque les principales bandes d’émission des espèces considérées pour ce refroidissement,  $\text{C}_2\text{H}_2$  et HCN (Gladstone et al., 2016), sont centrées sur 13.7 et  $14.05 \mu\text{m}$  respectivement (ici, on néglige les bandes rotationnelles d’HCN aux longueurs d’onde submillimétriques). La valeur  $-5 \times 10^{-11}$  est un réglage choisi de façon à reproduire au mieux le refroidissement observé par New Horizons dans notre simulation de référence.

### 4.3 Le cycle de CO

Le cycle du CO est calculé à partir des mêmes paramétrisations que celles utilisées pour le méthane, en utilisant les propriétés du CO et sa courbe de Clausius Clapeyron (Figure 2.3) : la chaleur latente de sublimation est égale à  $L_{\text{CO}} = 2.74 \times 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$  et le rapport de mélange massique à saturation  $q_{\text{sat CO}}$  est calculé à partir de la température  $T$  (K) et de la pression  $p$  (Pa) en utilisant l’expression suivante dérivée de Fray and Schmitt (2009) :

$$q_{\text{sat CO}} = 0.1537 \times 10^5 e^{\frac{2.74 \times 10^5}{R}(1/68.1 - 1/T)} \times \frac{M_{\text{CO}}}{M_{\text{air}}} \times \frac{1}{p} \quad (2.19)$$

Ici,  $M_{\text{CO}}/M_{\text{air}}$  est le rapport des masses molaires utilisé pour convertir le rapport de mélange volumique en rapport de mélange massique et  $R = 8.314/M_{\text{CO}} = 296.8 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}.\text{K}^{-1}$  est la constante des gaz utilisée pour CO. CO est presque aussi volatil que l’azote et beaucoup plus volatil que le méthane. En pratique, on trouve que CO condense seulement lorsque de la glace d’azote est présente à la surface et ne forme jamais de dépôts de CO pur. Un paramètre clé contrôlant le cycle du CO est donc le rapport de mélange de CO dans la solution solide  $\text{N}_2:\text{CO}$  à la surface. En me basant sur les résultats et les analyses récentes obtenus par Merlin (2015) à la suite d’observations spectroscopiques de Pluton faites avec le Very Large Telescope, j’ai fixé ce rapport de mélange à 0.3%.

## 5 Le modèle de transport des glaces volatiles

La modélisation du climat de Pluton à l’aide d’équations universelles est difficile car :

- Les constantes de temps radiatives sont longues (environ 20 années terrestres)
- Les résultats sont sensibles à l’état initial, particulièrement à la topographie, le réservoir total de glaces volatiles, et les albédos, émissivités et inerties thermiques des différents terrains.

Afin d’obtenir un état équilibré des conditions atmosphérique (pression), de surface (distribution des glaces) et de sous-surface (températures), le modèle de climat de Pluton doit simuler plusieurs années Pluton et donc des milliers d’années terrestres. Ce n’est pas possible en termes de temps de calcul et de ressources informatiques avec le GCM complet. Une version réduite du GCM a donc été développée dans laquelle :

- Le transport de  $\text{N}_2$ , CO, et  $\text{CH}_4$  est paramétré comme un mélange à l’échelle globale, avec des réglages issus des résultats du GCM complet.

- Les processus atmosphériques (nuages, brumes, convection, transfert radiatif dans l’atmosphère...) ne sont pas pris en compte (on considère donc l’atmosphère transparente à toutes les longueurs d’onde). En effet, l’atmosphère de Pluton est tellement fine que ces processus n’impactent pas de façon significative l’équilibre thermique radiatif et conductif à la surface. Avec une température de surface entre 37 K ( $N_2$ ) et 55 K ( $CH_4$ ), la loi de Wien donne une émission thermique de la surface de Pluton autour de  $52\text{--}78 \mu\text{m}$ , qui n’est pas absorbée par l’atmosphère.
- Le modèle est un modèle à une couche atmosphérique dans laquelle s’effectue les échanges avec la surface, et dans laquelle sont transportées et mélangées les masses d’azote, de méthane et de CO (à partir d’une paramétrisation simple de la dynamique atmosphérique, voir section 5.3).

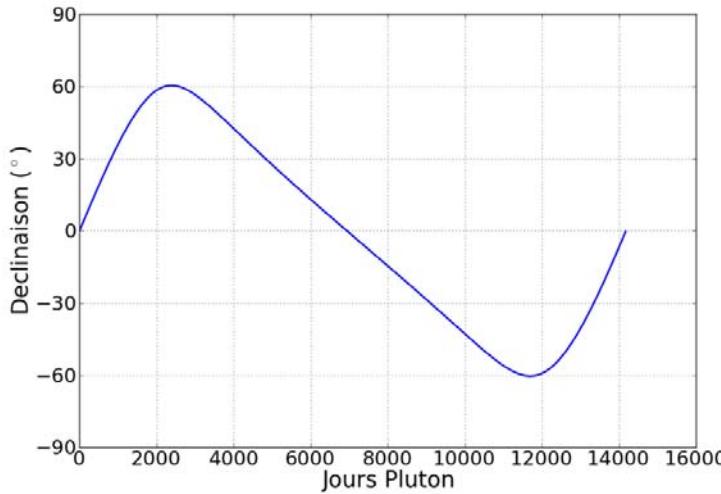
Ainsi réduit, ce modèle de transport des glaces volatiles peut simuler sur dizaines de milliers d’années terrestres les cycles saisonniers des glaces volatiles, déterminés par le transport atmosphérique et les cycles de condensation et de sublimation des glaces. Dans ce modèle, la surface est représentée par une grille de 32 longitudes et 24 latitudes. Les points du modèle sont indépendants les uns des autres. En chaque point, le modèle calcule le budget radiatif de la surface (insolation, radiation thermique), les échanges de chaleur avec la sous-surface par conduction, les échanges de chaleur latente, et les échanges d’espèces volatiles ( $N_2$ , CO, et  $CH_4$ ) avec l’atmosphère. Les quantités de glace à la surface sont mises à jour à chaque pas de temps (sublimation, condensation, écoulement) ainsi que les conditions de surface (albédo, émissivité, inertie thermique) auquel les cycles des glaces sont très sensibles. Les schémas de conduction dans la sous-surface et de sublimation et condensation de l’azote sont les mêmes que dans le GCM.

## 5.1 Variation de l’insolation et calendrier de Pluton

A chaque pas de temps, la distance au soleil et la déclinaison (latitude du point subsolaire) sont d’abord calculées en résolvant le problème de Kepler puis l’insolation solaire locale est calculée pour chaque point de grille en prenant en compte le cycle diurne. La Figure 2.4 montre la variation du point subsolaire au cours d’une année Pluton. L’équinoxe de printemps nord correspond au maximum d’insolation à l’équateur avant le printemps nord, à la date du 25 février 1988, et permet d’initialiser la longitude solaire  $L_s=0^\circ$  à cette date.

Pour pouvoir relier la longitude solaire aux dates terrestres dans le GCM de Pluton, j’ai écrit un code permettant de résoudre le problème de Kepler et d’élaborer un calendrier de Pluton. L’équation de Kepler relie l’excentricité  $e$  et l’anomalie excentrique  $E$  à l’anomalie moyenne  $M$ . Elle permet de passer des paramètres dynamiques du mouvement d’un corps (l’anomalie moyenne) aux paramètres géométriques (l’anomalie excentrique). La Figure 2.4 montre un passage du calendrier pour les premiers jours du mois de juillet 2015. Le 14 juillet 2015 (jour Pluton 1478), la longitude solaire est de  $63.7^\circ$ , la déclinaison est de  $51.2^\circ$  et la distance au Soleil est de 32.93 AU (le flux solaire reçu au niveau de Pluton est d’environ  $1.26 \text{ W m}^{-2}$ ). Un exemple de calendrier sur toute une orbite de Pluton est donné en Annexe A. En pratique, je régule les simulations GCM de façon à avoir un fichier de sortie par année terrestre, ce qui correspond à 57.18468 jours Pluton. Pour une simulation GCM typique allant de 1984 à 2015, je régule la fréquence des fichiers de sorties à 57 jours Pluton, soit un écart de 0.18468 jour Pluton par an terrestre. Afin d’analyser l’année 2015 avec les bonnes dates et longitudes solaires, je démarre donc  $(2015-1984) \times 0.18468$  jours Pluton en avance, soit le 6 février 1984, pour ainsi tomber sur le 1<sup>er</sup> janvier 2015 au premier pas de temps du fichier de sortie 2015.

La convention moderne est utilisée pour définir le pôle nord de Pluton (toutes les cartes de cette thèse utilisent cette convention). Le pôle nord pointe vers le côté sud du plan invariable du Système solaire. Ainsi, le pôle nord de Pluton est celui qui peut être vu actuellement depuis la Terre, celui observé par New Horizons, correspondant à l’été nord actuellement.



time(day)	had	Earth date	JulianDate(As)	ls(deg)	M(deg)	v(deg)	decli(deg)	dist sol (UA)
9988.0	1563.745	2015-07-01 01:00:16	2457204.000	63.629	37.487	59.820	51.177	32.921
9989.0	1563.892	2015-07-02 01:00:16	2457205.000	63.635	37.491	59.835	51.180	32.922
9990.0	1564.058	2015-07-03 01:00:16	2457206.000	63.640	37.494	59.840	51.183	32.922
9991.0	1564.215	2015-07-04 01:00:16	2457207.000	63.646	37.499	59.846	51.187	32.923
9992.0	1564.371	2015-07-05 01:00:16	2457208.000	63.651	37.503	59.851	51.190	32.923
9993.0	1564.528	2015-07-06 01:00:16	2457209.000	63.657	37.507	59.857	51.194	32.924
9994.0	1564.685	2015-07-07 01:00:16	2457210.000	63.662	37.511	59.863	51.197	32.925
9995.0	1564.841	2015-07-08 01:00:16	2457211.000	63.668	37.515	59.868	51.200	32.925
9996.0	1564.998	2015-07-09 01:00:16	2457212.000	63.673	37.519	59.874	51.204	32.926
9997.0	1565.154	2015-07-10 01:00:16	2457213.000	63.679	37.523	59.879	51.207	32.926
9998.0	1565.311	2015-07-11 01:00:16	2457214.000	63.684	37.527	59.885	51.211	32.927
9999.0	1565.467	2015-07-12 01:00:16	2457215.000	63.690	37.531	59.890	51.214	32.928
10000.0	1565.624	2015-07-13 01:00:16	2457216.000	63.695	37.535	59.896	51.217	32.928
10001.0	1565.781	2015-07-14 01:00:16	2457217.000	63.701	37.539	59.901	51.221	32.929
10002.0	1565.937	2015-07-15 01:00:16	2457218.000	63.707	37.543	59.907	51.224	32.929
10003.0	1566.094	2015-07-16 01:00:16	2457219.000	63.712	37.547	59.912	51.228	32.930
10004.0	1566.250	2015-07-17 01:00:16	2457220.000	63.718	37.550	59.918	51.231	32.931
10005.0	1566.407	2015-07-18 01:00:16	2457221.000	63.723	37.554	59.923	51.235	32.931

**FIGURE 2.4** – Haut : variation du point subsolaire au cours d'une année Pluton. Bas : calendrier de Pluton pour les premiers jours du mois de juillet 2015. *Time* est le temps en jours terrestres (=0 au début du calendrier), *Had* est le temps en jours Pluton, *Earth date* est la date terrestre, *JulianDate* est la date julienne, *Ls* est la longitude solaire, *M* est l'anomalie moyenne, *v* est l'anomalie vraie (égale à  $0^\circ$  au périhélie), *decli* est la déclinaison, *distsol* est la distance solaire (UA).

## 5.2 Propriétés des glaces volatiles

### 5.2.a La loi de Raoult

La loi de Raoult<sup>4</sup> stipule que dans une solution (ici, solution solide) supposée idéale<sup>5</sup>, la pression partielle en phase vapeur d'un constituant est proportionnelle à sa fraction molaire en phase solide, avec comme coefficient de proportionnalité sa pression de vapeur saturante. Par exemple, pour l'équilibre solide gaz du méthane, mélangé à de l'azote, la pression partielle du méthane est :

$$P_{CH_4} = z_{CH_4gaz} P = z_{CH_4solide} P_{CH_4sat} \quad (2.20)$$

Avec  $P$  la pression totale du mélange,  $P_{CH_4sat}$  la pression de vapeur saturante du CH<sub>4</sub> (à la température du mélange),  $z_{CH_4gaz}$  la fraction molaire du CH<sub>4</sub> en phase vapeur et  $z_{CH_4solide}$  la fraction molaire du CH<sub>4</sub> en phase solide. La loi de Raoult s'applique à des mélanges idéaux, en particulier pour des corps purs mélangés dans des proportions de même ordre de grandeur. Dans le cas de solution solides mélangées

<sup>4</sup>Aussi appelée loi de la cryométrie. Dans le monde anglo-saxon, cette loi est appelée loi de Blagden, du nom du chimiste Charles Blagden, assistant de Cavendish, qui l'aurait mise en évidence expérimentalement dès 1788.

<sup>5</sup>Une solution est dite idéale si les interactions entre toutes les molécules qui la composent sont identiques.

dans des proportions très différentes (par exemple, une solution N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub> très riche en N<sub>2</sub>), la loi de Henry permet une meilleure approximation des pressions partielles. Cette loi dépend d'une constante de Henry, déterminée à partir de mesures en laboratoire.

Sur Pluton, les solutions solides peuvent s'écartez des solutions idéales et présenter des mélanges de composés dans des proportions très inégales. Cependant, le manque de données sur ces types de mélange ne nous permet pas d'utiliser la loi de Henry pour déterminer les pressions partielles. Malgré le fait que les résultats peuvent s'éloigner de la réalité, la loi de Raoult reste notre meilleure approximation et est donc utilisée dans le modèle. L'évolution des pressions de vapeur saturante avec la température des glaces sur Pluton sont données par la Figure 2.3.

### 5.2.b Le diagramme de phase N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>

Les diagrammes de phase sont les représentations graphiques des domaines de stabilité physiques des phases cristallographiques et/ou chimiques (pur ou non) d'une solution, qui varient en fonction de la pression, température et composition de la solution. Sur Pluton, l'azote et le méthane ont la particularité d'être très partiellement solubles l'un dans l'autre, comme le montre la Figure 2.5. Cette solubilité dépend fortement de la température de la solution solide. Les deux espèces peuvent également cohabiter sous la forme de deux phases mixtes cristallines en mélange intime. Par exemple, à 40 K on a une phase N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub> saturée en méthane avec environ 5% de CH<sub>4</sub> associée à une phase CH<sub>4</sub> :N<sub>2</sub> saturée en azote avec seulement 3% de N<sub>2</sub> (Protopapa et al., 2015).

Le diagramme de phase N<sub>2</sub> :CO ou N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub> :CO n'est pas connu<sup>6</sup>. On peut noter qu'aux températures de surface actuelles de Pluton, CO est dans sa phase  $\alpha$  (structure cubique des cristaux) tandis que l'azote est dans sa phase  $\beta$  (structure compacte hexagonale).

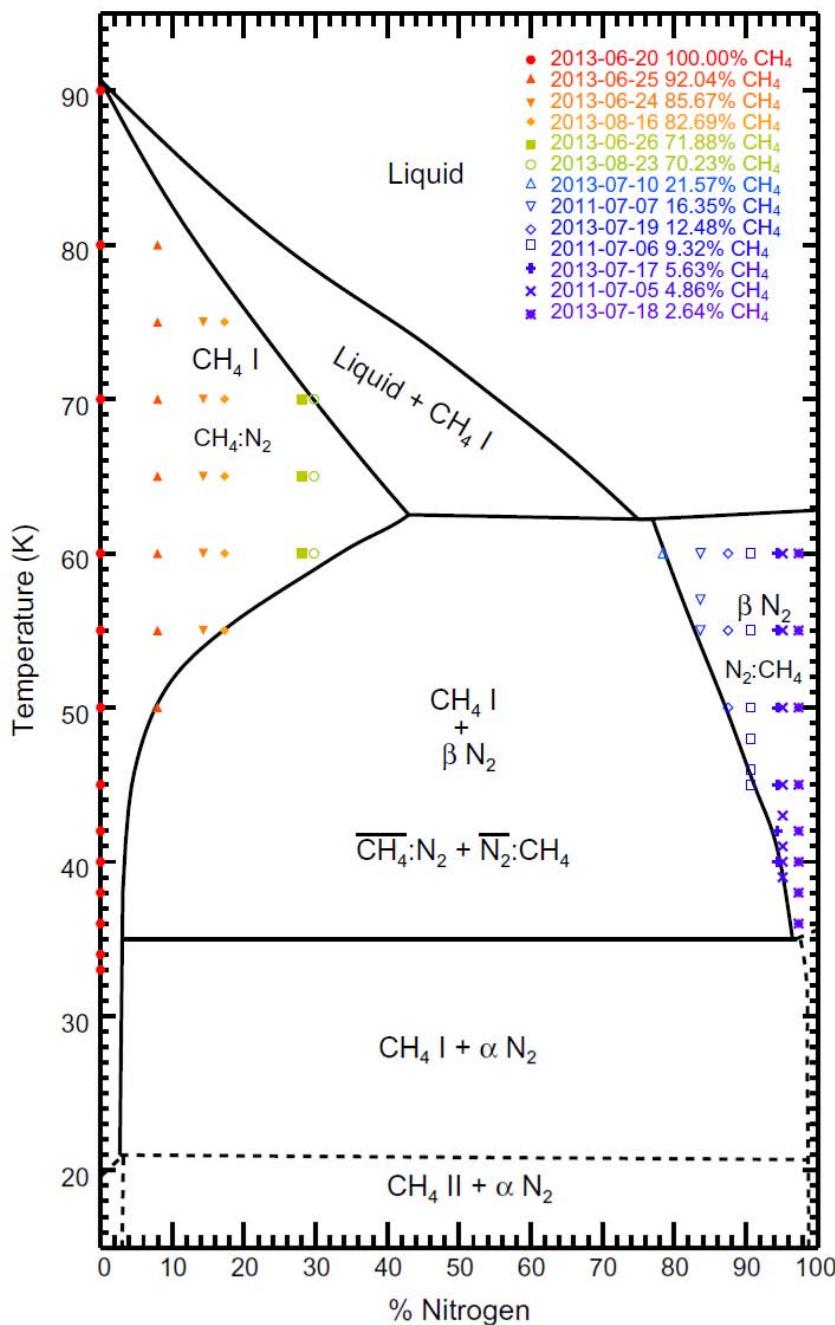
### 5.2.c Densités et viscosité des glaces

A 40 K, la glace d'eau a une densité d'environ 935 kg.m<sup>-3</sup> (Moore et al., 2016), voire moins sur Pluton si elle est un peu poreuse. Son élasticité et friabilité peuvent permettre à des fractures et de la porosité d'être maintenues sur des échelles de temps géologiques. La glace d'azote (et de CO) est légèrement plus dense avec une densité d'environ 1000 kg.m<sup>-3</sup> (942 kg.m<sup>-3</sup> au point triple 63.15 K). La glace de méthane est la moins dense d'entre toutes avec une densité autour de 520 kg.m<sup>-3</sup> (Leyrat et al., 2016). Ainsi, la glace d'eau et la glace de méthane peuvent flotter sur la glace d'azote (plusieurs blocs de glace d'eau semblent en effet flotter sur Sputnik Planitia), mais par contre la glace d'eau ne peut pas flotter sur celle de méthane.

La viscosité de la glace riche en azote (ou CO) dépend de sa température. Des expériences en laboratoire estiment la viscosité de la glace d'azote autour de  $2 \times 10^8$  Pa.s à 56 K, ce qui est plus faible de plusieurs ordre de grandeur que la viscosité de la glace d'eau à une température proche de son point de fusion (environ 10<sup>13</sup>) (Moore et al., 2017; Umurhan et al., 2017). L'azote s'écoule donc plus facilement sur Pluton que sur Terre, malgré la faible gravité sur Pluton. La faible viscosité de la glace d'azote favorise des écoulements assez rapides sur des pentes même peu inclinées et la formation des larges cellules de convection vue dans Sputnik Planitia (Moore et al., 2016; McKinnon et al., 2016; Trowbridge et al., 2016). La rhéologie de la glace d'azote est décrite en plus de détails dans Umurhan et al. (2017). Le méthane étant beaucoup moins volatil que l'azote, il est probablement beaucoup plus rigide (ce qui est confirmé par la présence de forts gradients de topographie, en forme de crêtes, sur les glaciers de méthane (Figure 1.31).

---

<sup>6</sup>Il y a peu de littérature concernant des expériences en laboratoire sur la glace de CO, probablement à cause de son extrême toxicité pour l'Homme



**FIGURE 2.5** – Diagramme de phase d'une solution solde N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub>. Le diagramme original est de Prokhvatilov and Yantsevich (1983). Les points expérimentaux sont ceux de Protopapa et al. (2015). Le diagramme montre que les limites de solubilité du méthane et de l'azote l'un dans l'autre sont de 5% (N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub> avec 5% de CH<sub>4</sub>) et de 3% (CH<sub>4</sub> :N<sub>2</sub> avec 3% de N<sub>2</sub>).

### 5.3 Transport atmosphérique horizontal et effet de la topographie

Il s'agit ici de paramétriser et représenter le transport horizontal des composés volatils après les échanges à la surface, pour s'affranchir du cœur dynamique 3D et du schéma de transport 3D du GCM et permettre ainsi de tourner plus vite et de simuler les cycles des glaces sur des milliers d'années. Pour cela, les espèces volatiles sont mélangées selon un facteur d'intensité réglable, en prenant en compte les effets liés à la topographie. Pour l'azote, la pression de surface  $p_s$  à l'altitude  $z$  (par rapport au rayon moyen de Pluton) est contrainte à chaque pas de temps à tendre vers la valeur de pression moyenne globale, selon une équation de rappel Newtonien (la valeur est rappelée vers une valeur moyenne) :

$$\frac{\delta p_s}{\delta t} = -\frac{1}{\tau_{N_2}} \left( p_s - \langle p_s \rangle \frac{e^{-\frac{z}{H}}}{\langle e^{-\frac{z}{H}} \rangle} \right) \quad (2.21)$$

avec  $H$  la hauteur d'échelle pour les niveaux proches de la surface (environ 18 km),  $\langle \rangle$  l'opérateur signifiant la moyenne globale (pondérée par l'aire de chaque point), et  $\tau_{N_2}$  la constante de temps caractéristique du mélange (en secondes, contrôle le temps mis par  $p_s$  pour tendre vers  $\langle p_s \rangle$ ). De façon similaire, pour un gaz à l'état de trace comme CH<sub>4</sub> ou CO, le rapport de mélange massique local est mélangé en intégrant l'équation :

$$\frac{\delta q}{\delta t} = -\frac{1}{\tau_{CH_4}} \left( q - \frac{\langle qp_s \rangle}{\langle p_s \rangle} \right) \quad (2.22)$$

Sur la base de tests effectués avec le GCM de Pluton, on prend  $\tau_{CH_4} = 10^7$  s comme valeur de référence pour le méthane (environ 5 mois terrestres) et  $\tau_{N_2} = 1$  s et  $\tau_{CO} = 1$  s (mélange instantané) pour l'azote et le CO. On se place donc toujours le cas d'une atmosphère « épaisse » redistribuée instantanément, où le transport de chaleur latente entre l'hémisphère d'hiver et l'hémisphère d'été est toujours assez efficace pour ne pas former de gradient méridional de pression. Cependant, cela reste discutable si les pressions deviennent très faibles (on pourrait alors avoir un gradient de pression entre l'hémisphère de jour et celui de jour et la nuit).

### 5.4 Sublimation et condensation de l'azote

Dans le modèle de transport des glaces volatiles il est possible d'atteindre de basses pressions de surface, en particulier lorsque Pluton est proche de son apoastre, loin du Soleil. Les pressions sont d'autant plus faibles que l'inertie thermique saisonnière est faible (voir Chapitre 3 Figure 3.4). Le schéma de sublimation et condensation de l'azote est le même que pour le GCM complet (voir section 3.4). Cependant, dans le modèle de transport des glaces volatiles, le pas de temps physique est plus grand (jusqu'à un pas de temps par jour Pluton) et peut provoquer des pressions négatives et des instabilités numériques, en particulier lors des périodes de basses pressions lorsqu'il n'y a plus assez d'atmosphère pour limiter le refroidissement de la surface (dans ces cas, l'atmosphère dans le modèle peut ne pas avoir le temps de se rééquilibrer et de redistribuer l'azote).

Pour résoudre ce problème, j'ai ajouté la possibilité d'avoir des sous-pas de temps dans le schéma de sublimation et condensation de l'azote. La Figure 2.6 montre les différentes étapes de calcul. Dans le cas sans sous-pas de temps, la température de surface est tout d'abord actualisée à la température  $T_{s1}$  (étape 1), qui prend en compte les autres processus physiques ayant modifié la température de surface au cours du même pas de temps (par exemple, le bilan radiatif à la surface). Puis, la température de surface est ramenée à la température d'équilibre  $T_0$  (étape 2), et la pression et le réservoir de glace d'azote s'ajustent en fonction de la masse d'azote  $\delta m_0$  échangée (étape 3). La température finale à la fin du pas de temps est donc  $T_0$ . En réalité, les choses se passent de façon simultanée : un léger changement de température entraîne un changement de pression, qui va rapidement s'équilibrer à l'échelle globale. J'ai

rajouté des sous-pas de temps pour discréteriser plus finement le problème et rapprocher les valeurs finales de températures et de pressions aux valeurs réelles.

On considère l'exemple de la condensation d'azote à la surface, montré par la Figure 2.6. Au lieu d'actualiser la température de surface à la température qui prend en compte les autres processus physiques ayant eu lieu au cours du même pas de temps, on ne considère qu'une fraction  $1/n$  de cette tendance, avec  $n$  le nombre de sous-pas de temps (paramètre fixe réglable), pour ammener la température à  $T_{s1}$  (étape 1). Ensuite, la température de surface est ramenée à  $T_0$  et la pression diminue en fonction de la quantité de masse d'azote  $\delta m_0$  ainsi condensée (étapes 2 et 3). A ce moment-là, la pression est redistribuée à l'échelle globale, en utilisant l'équation 2.21 et en prenant en compte l'effet de la topographie locale (étape 4). Enfin, un nouveau bilan radiatif à la surface s'effectue sur un sous-pas de temps (étape 5). Ensuite, le second sous-pas de temps commence en répétant l'étape 1 (autres processus physiques), 2 et 3 (condensation/sublimation de l'azote). Si le dernier sous-pas de temps est atteint, on s'arrête à l'étape 3 sinon on continue (étapes 4, 5...).

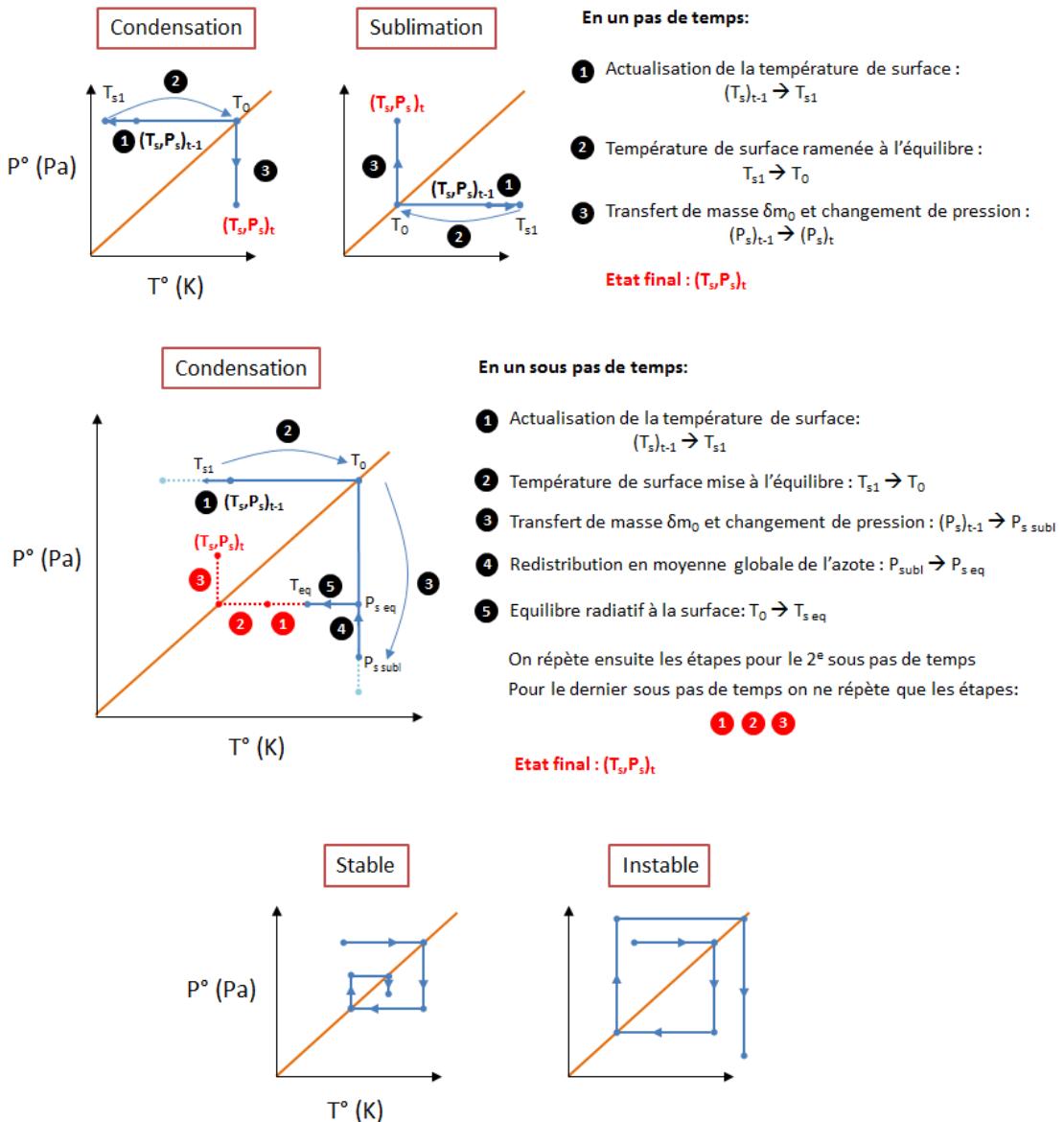
Dans certains cas, la température de condensation à la pression  $P_{s\ eq}$  (à la fin de l'étape 5) est plus grande que la température de départ  $T_{s1}$  et le modèle peut diverger (Figure 2.6). Ce cas est très rare et n'a été rencontré que pour des inerties thermiques saisonnières  $< 400$  uSI lors saisons de très basses pressions. Dans ce cas, on force la pression de surface à une valeur fixe (par exemple,  $10^{-4}$  Pa) pour éviter que la divergence mène à des pressions négatives et on conserve la masse sur ce pas de temps.

## 5.5 Sublimation et condensation du méthane et du CO

Dans le modèle de transport des glaces volatiles, les changements de phase s'effectuent selon les mêmes relations thermodynamiques utilisées dans le GCM (voir équation 2.13 et équation 2.19). CH<sub>4</sub> et CO sont des constituants minoritaires de l'atmosphère, et leur les échanges surface-atmosphère dépendent du flux turbulent donné par l'équation 2.6. Cependant, dans ce modèle à une seule couche verticale,  $q_1$  correspond au rapport de mélange massique dans l'atmosphère entière. De plus les vents ne sont pas calculés (pas de dynamique) et je fixe donc la vitesse de vent horizontale à  $z_1 = 5$  m au-dessus de la surface locale  $U$  à  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$  (valeur de référence estimée à partir des résultats du GCM). Le coefficient de trainée  $C_1$  à 5 m au-dessus de la surface locale (équation 2.7) est fixé à 0.06. Tout comme dans le GCM, on considère que des mélanges N<sub>2</sub>:CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>:CO peuvent exister à la surface et on applique la loi de Raoult avec 0.5% de méthane et 0.3% de CO lorsque ces glaces sont présentes dans le modèles à la surface avec de l'azote.

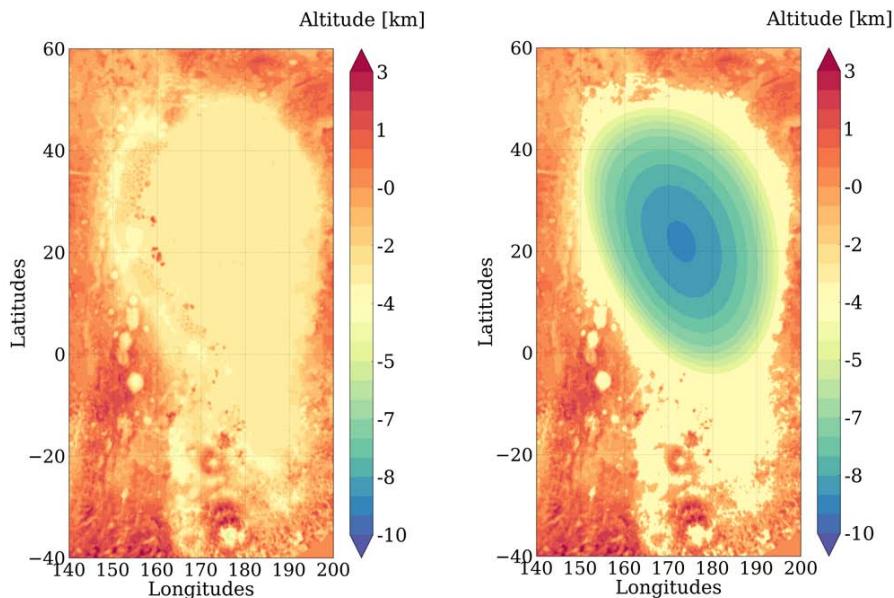
## 5.6 Topographie

La topographie de Pluton est une donnée qui a beaucoup évolué au cours de la thèse. Les travaux des Chapitres 3 et 6 ont été réalisés avec des cartes de topographies idéalisées, c'est-à-dire avec une surface plate partout sauf au niveau de Sputnik Planitia, où un cratère a été dessiné, et au niveau d'autres petits cratères, représentés de façon très simples également. J'ai développé plusieurs scripts permettant de changer la topographie à notre gré. Dans les Chapitres 4 et 5, la topographie utilisée est celle à haute résolution obtenue par New Horizons (Schenk et al., 2016a,b). La version utilisée (Figure 1.24) n'est sans doute pas la version finale de la topographie, qui n'est pas encore publiée, mais je ne m'attends pas à des différences significatives entre la version actuelle et la version finale. Dans l'hémisphère sud, où il n'y a pas de donnée, la surface est considérée plate (une version existe avec des montagnes au sud mais n'a pas été utilisée).



**FIGURE 2.6** – Schéma spécial pour traiter les instabilités lors de la sublimation et la condensation de l'azote. Haut : cas sans sous-pas de temps. La température de surface est ramenée à  $T_0$  et la pression est ajustée en fonction de la masse  $\delta m_0$  échangée. Milieu : cas avec 2 sous-pas de temps. La température est actualisée à  $T_{s1}$  qui dépend du nombre de sous-pas de temps. La température de surface est ramenée à  $T_0$ , la pression est ajustée en fonction de la masse  $\delta m_0$  échangée, puis équilibrée à l'échelle globale. Enfin, le bilan radiatif est effectué à la surface sur un sous-pas de temps. Les étapes sont répétées pour chaque sous-pas de temps. Pour le dernier sous-pas de temps, seules les étapes 1, 2 et 3 sont répétées pour obtenir l'état final (en rouge). Bas : Comparaison de la discrétisation du problème dans le cas stable (convergence vers une température de surface et une pression d'équilibre) et instable (divergence).

Dans les simulations où l'écoulement de glace d'azote est pris en compte (voir Chapitre 4), j'ai modifié la topographie de Sputnik Planitia de la façon suivante : je fais l'hypothèse que le socle de glace d'eau sous le glacier Sputnik Planitia est un bassin elliptique de 10 km de profondeur, ce qui est en accord avec les estimations d'épaisseur au centre de Sputnik Planitia (Moore et al., 2016; McKinnon et al., 2016; Trowbridge et al., 2016; Keane et al., 2016). L'ellipse est située entre les latitudes 10°S-50°N (Figure 2.7). Le demi grand axe  $a$  de cette ellipse est de 1200 km, et ses foyers sont les points  $F=(42^{\circ}\text{N}, 163^{\circ}\text{E})$  et  $F'=(1.75^{\circ}\text{N}, 177^{\circ}\text{W})$ . L'ellipse est ensuite construite grâce à la définition bifocale de l'ellipse : on cherche les points  $M$  tel que  $d(M,F)+d(M,F')=2a$ , avec  $d$  la distance entre deux points (méthode d'haversine, voir équation 2.25). Les bords du bassin et sa partie sud sont probablement moins profonds, comme en atteste l'absence de cellule polygonale à ces endroits. Nous plaçons ainsi le socle de glace d'eau des bords de Sputnik Planitia à 3 km, 4 km ou 5 km (selon les cas) sous le niveau de surface moyen (Figure 2.7). Ensuite, selon les simulations, le bassin ainsi modélisé est rempli de glace d'azote jusqu'à 1.6 km ou 2.5 km sous le niveau de surface moyen, la dernière valeur correspondant à l'altitude réellement observée de la surface du glacier Sputnik Planitia (on a donc dans ce cas un bassin rempli de  $10-2.5=7.5$  km d'azote solide en son centre).



**FIGURE 2.7** – Topographie de Sputnik Planitia dans le modèle, à partir des données observée par New Horizons (gauche) et à partir des données mais modifiée pour représenter le bassin “vide”, avant son remplissage par les glaces de N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO.

## 5.7 Ecoulement des glaciers

Sur Pluton, dans Sputnik Planitia par exemple, N<sub>2</sub> tend à condenser là où il y déjà de la glace de N<sub>2</sub>, car l'albédo plus élevé de la glace de N<sub>2</sub> (par rapport au sol nu, beaucoup plus sombre) favorise la condensation sur la glace (piège froid). Par conséquent, la glace tend à s'accumuler sur seulement une petite fraction du bassin. En réalité, les blocs de glace d'azote massifs doivent s'écouler tout comme les glaciers terrestres (Moore et al., 2016). Il est donc important de simuler l'écoulement de la glace dans le modèle, d'autant plus que cela impacte l'évolution de la pression à la surface, qui dépend fortement de la

surface totale recouverte de glace de N<sub>2</sub> disponible pour la condensation et la sublimation. Par conséquent, j'ai ajouté dans le modèle un schéma d'écoulement de la glace.

Deux types d'algorithme ont été développés dans ce but. :

- Soit l'écoulement se fait en redistribuant simplement localement la glace, d'un point avec une grande quantité vers un point voisin avec une quantité plus faible. Dans ce cas simple, on utilise une vitesse caractéristique ajustable. C'est cette méthode qui a été utilisée pour l'étude des cycles annuels des glaces volatiles (voir Chapitre 3), avec une vitesse caractéristique de 7 cm par jour Pluton (soit 1 cm par jour terrestre), permettant au bassin Sputnik Planitia de se remplir (horizontalement) après deux années Pluton. Ce schéma peut être utilisé pour tout type de glace.
- Soit l'écoulement se fait de façon beaucoup plus précise, et se base sur un schéma d'écoulement laminaire de la glace d'azote décrit dans [Umurhan et al. \(2017\)](#), dépendant de l'épaisseur et de la température de la glace. Ce schéma n'est valable que pour l'écoulement de la glace d'azote et implique d'utiliser des réservoirs réalistes. Il a été utilisé pour l'étude des cycles géologiques de Pluton, en particulier pour caractériser l'évolution de la glace dans Sputnik Planitia lors des derniers cycles d'obliquité (voir Chapitre 4). Je le décris en détail ci-dessous.

### 5.7.a Hypothèses et incertitudes

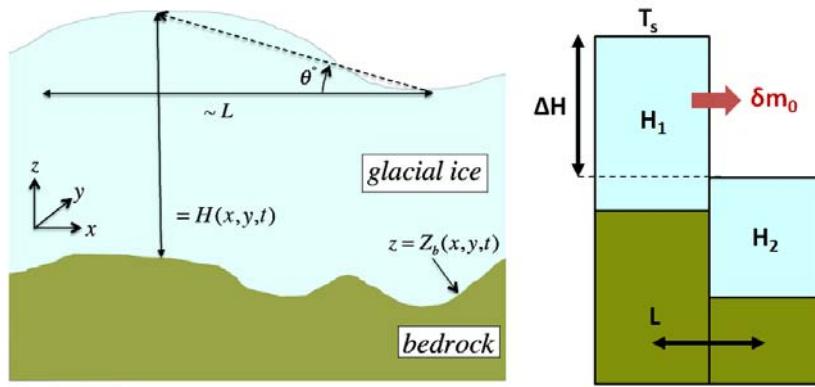
On fait l'hypothèse que la glace d'azote mélangée avec de faibles abondances de CO et de CH<sub>4</sub> s'écoule comme de la glace d'azote pure. Dans nos simulations, c'est toujours le cas car le rapport de mélange de ces glaces dans celle d'azote est fixé à 0.5% et 0.3%. En réalité, le méthane étant plus rigide que l'azote, un mélange solide N<sub>2</sub> :CH<sub>4</sub> s'écoule plus lentement qu'un mélange de N<sub>2</sub> pur. Le CO ayant la même structure moléculaire que N<sub>2</sub>, on peut considérer que la glace de CO se comporte comme celle de N<sub>2</sub>.

La rhéologie de la glace d'azote est celle décrite dans [Yamashita et al. \(2010\)](#) et [Umurhan et al. \(2017\)](#) pour de faibles températures de surface. On considère le cas simple d'un écoulement laminaire et d'une glace isotherme en profondeur. L'écoulement laminaire est valable dans l'hypothèse des couches minces, c'est-à-dire pour de faibles épaisseurs de glace. Le schéma ne prend pas en compte les processus de convection solide. Le type d'écoulement (liquide ou solide) à la base du glacier dépend de l'épaisseur de la glace et de sa température. Dans le cas de Pluton, l'écoulement solide à la base est valable pour des épaisseurs de glace entre 400 et 1000 m. Cependant, nous faisons l'hypothèse d'une base sans écoulement liquide pour toutes les épaisseurs rencontrées. Une première raison est que dans nos travaux, nous nous intéressons surtout aux bords du glacier de Sputnik Planitia, ce qui correspond à de faibles épaisseurs de glace. Au centre de Sputnik Planitia, un écoulement solide pour une épaisseur de glace de 10 km est déjà extrêmement rapide, et acceptable au premier ordre. De plus, un tel schéma est plus simple à implémenter et correspond mieux à l'idée de simuler au premier ordre l'écoulement de la glace. En effet, les incertitudes sur la rhéologie, les températures, la profondeur de la glace et la taille des grains ne permettent pas de définir précisément les paramètres liés à l'écoulement liquide à la base du glacier. L'écoulement liquide à la base du glacier est beaucoup plus probable, même pour des couches minces de glace, si les températures de surface de la glace s'approchaient du point triple de l'azote (63 K). Cependant, nos travaux montrent que même avec une forte obliquité, les températures de surface de la glace d'azote ne dépassent pas les 45 K, à cause de l'inertie thermique élevée de la surface (voir Chapitre 4).

On considère également que le socle de glace d'eau est statique et n'est pas érodé par la glace : la topographie du socle (indépendante de la glace d'azote) ne change donc pas.

De façon générale, l'écoulement de la glace d'azote est difficile à reproduire avec précision car :

- L'épaisseur réelle de la glace d'azote sur Pluton n'est pas connue.
- Les gradients de température à l'intérieur de la glace ne sont pas connus.



**FIGURE 2.8** – Géométrie 2D de l’écoulement d’azote paramétré dans le modèle (à gauche, figure issue de Umurhan et al. (2017), à droite, géométrie de l’écoulement entre deux colonnes du GCM).  $L$  est la distance horizontale caractéristique de l’écoulement (distance entre deux points voisins du modèle) et  $\Delta H$  est la différence de hauteur de glace entre les points voisins, en prenant en compte la topographie sous la glace.

- La rhéologie de la glace d’azote à ces températures froides a été peu étudiée et certaines valeurs de paramètres utilisées peuvent être assez éloignées des valeurs réelles (notamment lorsque la glace d’azote est mélangée avec du CO et du méthane).
- La modélisation de l’écoulement est limitée par la résolution horizontale du modèle

### 5.7.b Schéma d’écoulement laminaire

La Figure 2.8 montre la géométrie de l’écoulement considéré entre deux colonnes de glace voisines (Umurhan et al., 2017). Dans le cas d’un profil isotherme sur toute la colonne de glace, et de l’absence d’écoulement liquide à la base, le flux de masse d’une colonne de glace vers la colonne voisine plus basse est caractérisé par une fonction analytique de type Arrhénius-Glen modifiée :

$$q_0 = g_Q \exp\left[\frac{\frac{H}{H_a}}{1 + \frac{H}{H_{\Delta T}}}\right] q_{glen} \quad (2.23)$$

$$q_{glen} = A(\rho g)^n \frac{H^{n+2}}{n+2} \frac{\tan^{n-1}(\theta)}{(1 + \tan^2(\theta))^{\frac{n}{2}}} \quad (2.24)$$

Avec  $q_0$  en  $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$  et  $\rho$  la densité de la glace d’azote ( $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ ),  $g$  la gravité à la surface de Pluton ( $0.6192 \text{ m.s}^{-1}$ ), et  $H$  l’épaisseur de glace de la colonne considérée.  $g_Q$  est un paramètre correctif pour l’écoulement de  $\text{N}_2$ . On fixe  $g_Q=0.5$ ,  $H_a=175 \text{ m}$  et  $H_{\Delta T}=1925 \text{ m}$  selon Umurhan et al. (2017).  $\theta$  est l’angle entre les deux colonnes défini par  $\theta=\arctan(\Delta H/L_{ref})$ , avec  $\Delta H$  la différence de hauteur entre les deux colonnes de glace et  $L_{ref}$  la distance horizontale caractéristique de l’écoulement. Dans le modèle,  $\Delta H$  est calculé à partir de la topographie et de la masse de glace des deux points de grille voisins, et  $L_{ref}$  est la distance entre les deux points de grille<sup>7</sup>. Le facteur  $A$  s’écrit sous une forme dite d’Arrhenius, et ne dépend dans ce cas simple et sans écoulement liquide à la base que de la température de surface  $T_s$  :

<sup>7</sup>On peut calculer la plus courte distance  $d$  entre deux points de grille d’une sphère de rayon  $R$  en utilisant la formule d’haversine (terme anglais issue de “haversed sine”) suivante :

$$A(T_s) = 0.005e^{\frac{T_a}{45} - \frac{T_s}{T_a}} \quad (2.26)$$

avec  $T_a$  la température d'activation fixée à 422 K, et

$$n(T_s) = 2.1 + 0.0155(T_s - 45) \quad (2.27)$$

On peut alors estimer le temps de relaxation  $\tau$  du glacier, défini par [Umurhan et al. \(2017\)](#) par :

$$\tau = \frac{HL}{|q_0 \tan(\theta)|} \quad (2.28)$$

Ce temps de relaxation est le temps mis par une colonne de glace pour s'écouler et perdre une fraction (1-1/e) de son réservoir initial. La masse de glace transférée de la colonne de masse initiale  $m_0$  est ainsi donnée par :

$$\delta m_0 = m_0(1 - e^{-\frac{\delta t}{\tau}}) \quad (2.29)$$

La [Figure 2.9](#) compare les valeurs de temps de relaxation d'un glacier d'azote obtenues pour différents angles, épaisseurs de glace et longueurs de glacier. Typiquement, une colonne de 200 m d'épaisseur et de 50 km de long, reposant sur une pente de 10° va s'écouler sur un temps caractéristique de relaxation d'environ 50 ans terrestres. Il ne restera alors plus que 75 m de glace à cet endroit, qui mettra ensuite 5000 ans à perdre une fraction (1-1/e) de sa masse. Ces estimations sont similaires à celles données par [Umurhan et al. \(2017\)](#).

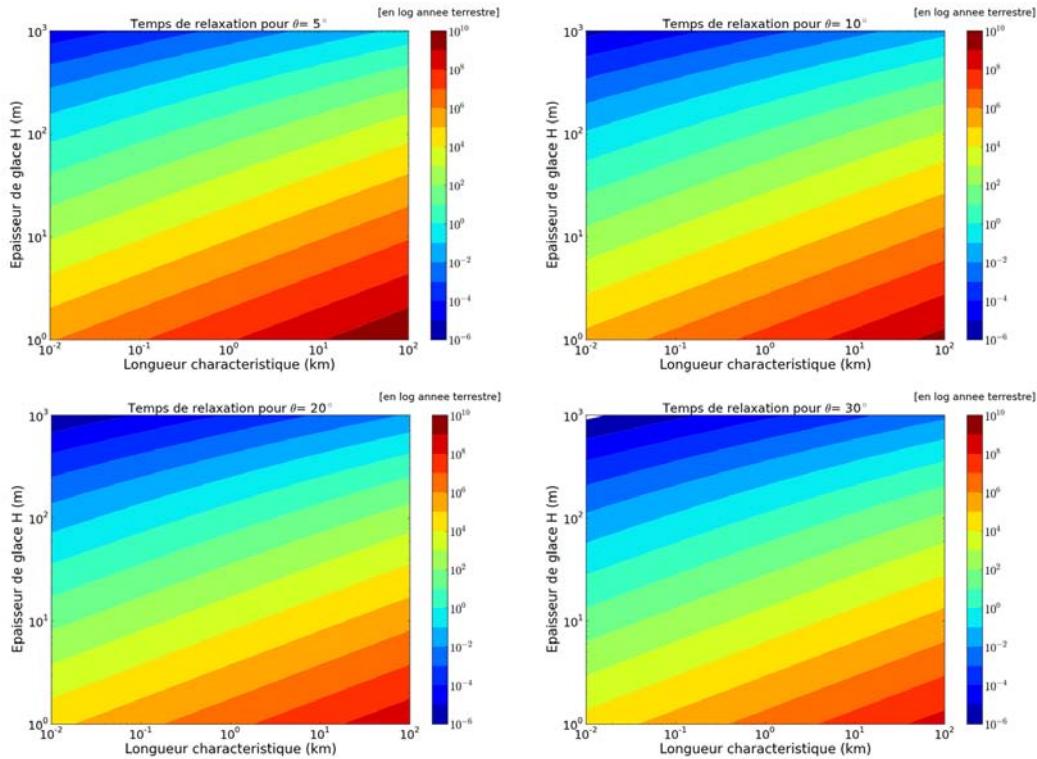
Dans le modèle, la grille physique est parcourue et les différents points sont comparés (élévation et masse de glace disponible) pour permettre les échanges de masse de glace. Chaque point est comparé avec les 4 points voisins (Nord, Sud, Est, Ouest). La [Figure 2.2](#) décrit la grille physique du modèle. Il y a 10 cas particuliers : les deux pôles, qui ont chacun autant de voisins qu'il y a de points en longitude, les 4 points voisins des pôles et situés aux longitudes extrêmes (points 2, 7, 14, 19 sur la [Figure 2.2](#)), les autres points voisins des pôles (3-6, 15-18), les points situés aux longitudes extrêmes non voisin des pôles, et enfin les autres points. Pour chaque cas, les points voisins sont trouvés, comparés et si  $\Delta H$  est suffisamment grand, la masse d'azote est transférée selon les équations ci-dessus. Par exemple, le point 14 a comme voisins les points 20, 8, 19 et 15.

## 5.8 Mode de simulation des paléoclimats de Pluton

Les cycles paléoclimatiques de Pluton sont décrits dans le Chapitre 4. Un cycle d'obliquité correspond à environ 2.8 millions d'années. Le modèle de transport des glaces volatiles est rapide, mais pas assez pour simuler directement des millions d'années. J'ai donc développé un mode spécial pour l'étude des paléoclimats de Pluton. Le mode est décrit en détail dans le Chapitre 4. Premièrement, le modèle simule 5 années Pluton, afin « d'équilibrer » les températures de sous-surface et de surface et d'atteindre des variations de température et de flux de condensation et de sublimation qui se répètent à chaque année Pluton. Puis, pour chaque point de grille, les tendances annuelles moyennes des flux de glaces sont multipliées par le pas de temps paléoclimatique, typiquement 50 000 années terrestres. Les réservoirs de glace sont alors mis à jour en chaque point de la grille, ainsi que la topographie, qui évolue en fonction de l'épaisseur de glace présente au point considéré. La masse totale d'espèces volatiles (glace et vapeur)

$$d = 2R \arcsin \left[ \sqrt{\sin^2 \left( \frac{\Phi_1 - \Phi_2}{2} \right) + \cos(\Phi_1) \cos(\Phi_2) \sin^2 \left( \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \right)} \right] \quad (2.25)$$

Avec  $\phi$  la latitude,  $\lambda$  la longitude et  $R$  le rayon de la sphère.



**FIGURE 2.9** – Temps de relaxation du glacier d’azote tel que modélisé dans le modèle de transport des glaces volatiles, obtenu pour différents angles de pentes  $\theta$ , épaisseurs de glace, et longueurs caractéristiques. En haut à gauche :  $\theta=5^\circ$ . En haut à droite :  $\theta=10^\circ$ . En bas à gauche :  $\theta=20^\circ$ . En bas à droite :  $\theta=30^\circ$

est conservée. Enfin, les paramètres orbitaux (excentricité et longitude du périastre) et l’obliquité varient avec le pas de temps paléoclimatique<sup>8</sup>. J’utilise des fonctions analytiques reproduisant l’évolution de ces paramètres donnée dans [Earle et al. \(2017\)](#) et [Stern and Tholen \(1997\)](#). Ces données sont extrapolées en supposant qu’elles sont périodiques. Une fois les changements de réservoirs, topographie et conditions orbitales effectués, la boucle est relancée (simulation sur 5 années Pluton, multiplication des tendances, mis à jour des réservoirs, topographie et conditions orbitales etc.). Pour simuler 1 million d’années terrestres, on a donc typiquement besoin de faire 20 « sauts » paléoclimatiques de 50 000 ans, ce qui revient à un temps de calcul similaire à celui permettant de simuler  $5 \times 20 = 100$  années Pluton (soit environ 25 000 ans terrestres).

La fonction utilisée pour simuler l’évolution de l’obliquité avec le temps est une fonction sinus définie par :

$$\Phi = \frac{A}{2} \sin\left(\frac{2\pi}{P}(t + \delta)\right) + \Theta_0 \quad (2.30)$$

Avec  $A$  l’amplitude de l’onde ( $23^\circ$ ),  $P$  la période (2.77 millions d’années terrestres),  $\delta$  le déphasage ( $0.16$ ), et  $\Theta_0$  la valeur de l’obliquité moyenne ( $115.5^\circ$ ). La fonction utilisée pour simuler l’évolution de la longitude solaire au périastre  $L_{sp}$  avec le temps est une fonction linéaire définie par :

<sup>8</sup>Ce sont les paramètres des cycles de Milankovic bien connus sur Terre : excentricité, obliquité et la précession des équinoxes. Ce dernier paramètre correspond au lent changement de direction de l’axe de rotation du corps considéré, entraînant un changement de la longitude au noeud ascendant et donc de la longitude solaire au périastre.

$$L_{sp} = 360 - (a t + P)[\text{mod } 360] \quad (2.31)$$

Avec  $a$  la pente ( $a=129$ ) et  $P$  la période (-3.8 millions d'années terrestres). Enfin, la fonction utilisée pour simuler l'évolution de l'excentricité avec le temps est une fonction créneau définie par :

$$e = \frac{2A}{P}(t - \frac{P}{2}E(\frac{2t}{P} + 0.5))(-1)^{E(\frac{2t}{P} + 0.5)} + e_0 \quad (2.32)$$

Avec  $A$  l'amplitude ( $e_{max}-e_{min}=0.044$ ),  $P$  la période (3.95 millions d'années terrestres),  $E$  le symbole partie entière, et  $e_0$  la valeur de l'excentricité moyenne (0.244).

## 5.9 Changements des propriétés de surface : albédo, émissivité, inertie thermique

Les albédos et les émissivités des différents terrains sont donnés dans les fichiers d'entrée du modèle. Lorsque l'épaisseur de la glace dépasse  $1 \text{ g.m}^{-2}$  dans le modèle, l'albédo en ce point change à la valeur fixée en entrée correspondant à la glace présente. L'albédo de la glace d'azote domine, puis celui de la glace de CO et enfin celui de la glace de méthane, c'est-à-dire que si les trois glaces sont présentes à la surface, l'albédo reste égal à celui de l'azote.

Lorsque la température passe sous les 35.6 K, la glace de  $\text{N}_2$  change en théorie de système cristallin : on passe de la phase  $\beta$  à la phase  $\alpha$ , ce qui change en théorie les propriétés optiques (Philippe, 2016) et physiques (Stansberry and Yelle, 1999). Dans le modèle, on peut adapter l'émissivité de l'azote lorsqu'on change de phase. On utilise une fonction hyperbolique permettant une transition plus ou moins douce de l'émissivité  $\beta$  de référence ( $\epsilon_\beta=0.8$ ) à l'émissivité choisie  $\epsilon_\alpha$  pour la phase  $\alpha$ , dans le cas d'une diminution de température de surface  $T_s$  sous 35.6 K (et l'inverse dans le cas d'une augmentation de température). Basé sur les résultats de Stansberry and Yelle (1999), l'émissivité est typiquement :

$$\epsilon = f\epsilon_\alpha + (1-f)\epsilon_\beta \quad (2.33)$$

avec

$$f = 0.5 (1 + \tanh(3(35.6 - T_s))). \quad (2.34)$$

La même formule peut être utilisée pour changer l'albédo de la glace, mais cela n'a pas été exploré avec le modèle, à cause du manque de donnée et car l'effet dû à l'émissivité semble dominer (Stansberry and Yelle, 1999).

Des changements d'inertie thermique sont également possibles avec le modèle. A chaque pas de temps, le modèle adapte l'inertie du sol en fonction de la masse d'azote ou de méthane présente à la surface. Ce code a été testé mais peu de simulation ont été lancée avec ce mode, qui utilise encore plusieurs paramètres non contraints (l'inertie thermique de la glace d'azote, méthane, CO et eau). De façon générale, les études de Pluton menées dans cette thèse ont utilisé une inertie thermique diurne et saisonnière globale.

Des changements d'albédo des glaces avec le temps ou en fonction des flux de condensation / sublimation de la glace ou en fonction de la contamination par les brumes, sont aussi possibles et plusieurs fonctions ont été ajoutées au modèle, mais ont cependant été peu testées.

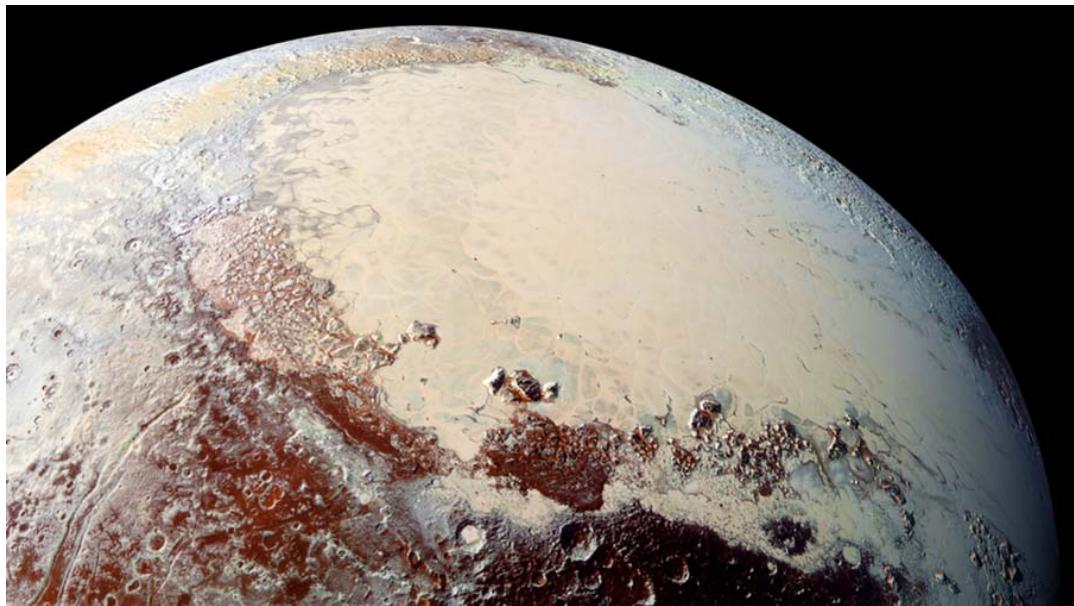


---

## CHAPITRE 3

---

# SPUTNIK PLANITIA ET LES CYCLES SAISONNERS DE PLUTON



Crédits : NASA / JHUAPL / SwRI

---

### Sommaire

---

1	Motivations . . . . .	94
2	Article : Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes . . . . .	95
3	Discussions . . . . .	103

---

## 1 Motivations

Avant même le survol de Pluton par New Horizons, une chose intriguait fortement les astronomes : entre 1988 et 2015, la pression à la surface de la planète naine avait augmenté d'un facteur 3. Pourquoi une telle évolution de la pression ? Même si plusieurs modèles ont proposé des scénarios, la question restait ouverte (Young, 2013; Olkin et al., 2015). En effet, pour bien simuler le cycle de l'azote sur Pluton, il faut connaître la distribution spatiale de la glace d'azote à la surface, une donnée qui n'était pas connue avant le survol. Lorsque la sonde New Horizons nous envoya les premières images de Pluton, nous découvrîmes que Pluton n'était pas le morne caillou glacé constellé de cratères que l'on s'imaginait, mais un monde très actif aux paysages variés, sculptés dans les glaces d'eau, d'azote, de méthane et de CO.

Quelle image garderons-nous du passage de la sonde New Horizons près de Pluton en juillet 2015 ? Probablement celle qui révèle une zone claire en forme de demi-cœur à la surface. Cette région, appelée Sputnik Planitia, est vaste de 1000 kilomètres de diamètre et contient un glacier composé d'azote mélangé avec du méthane et du CO. Ce glacier se trouve dans une dépression probablement née lors de la collision avec une météorite qui a laissé un cratère profond dans la croûte de Pluton. Comment cette glace s'est-elle retrouvée piégée au fond du bassin ? Pourquoi la quasi-totalité du réservoir de glace d'azote et de CO est-elle localisée dans cette région ?

Une autre observation marquante faite par la sonde New Horizons est la présence de glace de méthane pratiquement sur toute la surface de Pluton (dans Sputnik Planitia, au pôle Nord, ...) sauf sur une fine bande équatoriale où seuls des tholins reposent sur le socle de glace d'eau et assombrissent la surface. Pourquoi n'y a-t-il pas de glace à l'équateur ? Pourquoi la totalité du réservoir de méthane n'est-elle pas piégé dans Sputnik Planitia comme l'est l'azote ?

Tous ces phénomènes observés sur Pluton sont autant d'énigmes qu'il faut résoudre. Afin de comprendre ce qui anime cette planète naine, nous avons développé un GCM pour simuler le climat de Pluton. Cependant, Pluton, située loin du Soleil, est régie par un cycle saisonnier beaucoup plus long que sur Terre. De plus, elle reçoit très peu d'énergie et les phénomènes à sa surface sont très lents. Avec le GCM complet, il faut plusieurs mois de calculs pour simuler quelques années plutoïennes et ne plus être sensible à l'état initial. Heureusement, l'atmosphère de Pluton a une particularité qui la distingue de celle des autres corps telluriques du système solaire (mis à part Triton). Elle est très fine et presque complètement transparente, et n'a donc pratiquement pas d'influence thermique et radiative sur les températures de la surface, en dehors de l'effet de la chaleur latente lorsque les composés volatils changent de phase. Nous avons donc débranché l'atmosphère dans le modèle, paramétré le transport des espèces volatiles pour remplacer le côté dynamique de l'atmosphère, et nous avons ainsi obtenu une version simplifiée beaucoup plus rapide, qui simule des milliers d'années et permet d'équilibrer les températures de surface et sous-surface ainsi que la distribution des glaces.

Dans cet article, nous utilisons cet outil pour explorer les cycles saisonniers des espèces volatiles sur Pluton. Beaucoup de paramètres clés sont peu contraints par les observations (au moment de l'écriture de l'article), comme la topographie, les albédos, émissivités et inertie thermiques des glaces, et nous explorons l'impact de ces paramètres sur le climat de Pluton. Nous proposons un scénario expliquant la formation du glacier d'azote dans Sputnik Planitia, l'évolution observée de la pression de surface depuis 1988, et la pression de surface de 1 Pa observée par New Horizons en 2015. Les abondances des espèces volatiles obtenues avec le modèle sont en accord avec les observations. Nous parvenons également à expliquer la présence du méthane dans tout l'hémisphère nord, son absence à l'équateur, et nous proposons des scénarios expliquant les calottes polaires brillantes observées avec le Hubble Space Telescope dans les années 1990s.

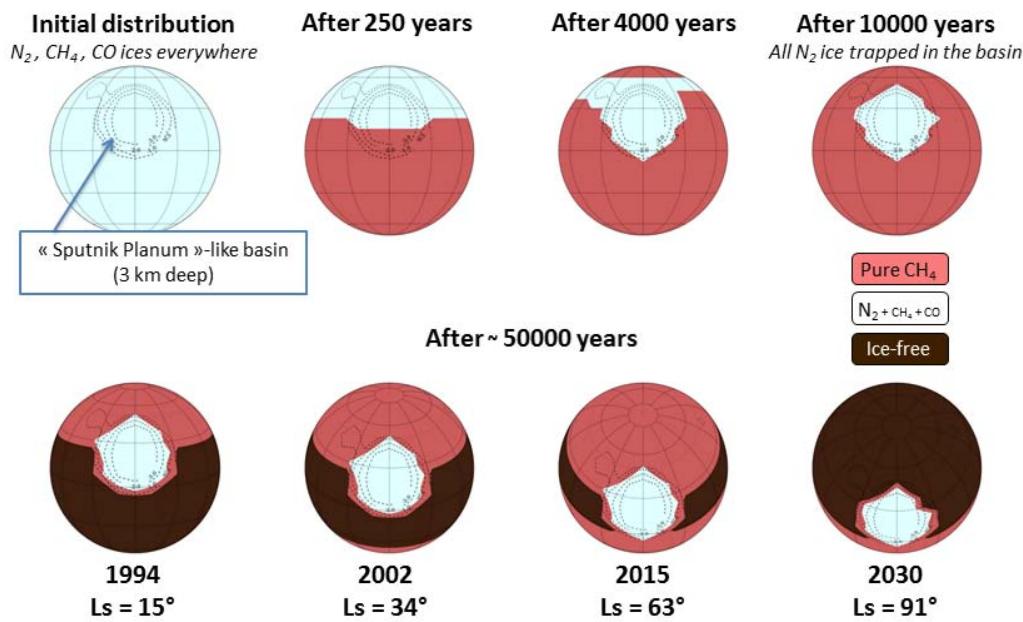
## 2 Article : Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes

Pluto has a variety of surface frosts and landforms as well as a complex atmosphere (Stern et al., 2015). There is ongoing geological activity related to the massive Sputnik Planitia glacier, mostly made of nitrogen ( $N_2$ ) ice mixed with solid carbon monoxide and methane (Grundy et al., 2016a), covering the 4-kilometre-deep, 1,000-kilometre-wide basin of Sputnik Planitia (Stern et al., 2015; Moore et al., 2016) near the anti-Charon point. The glacier has been suggested to arise from a source region connected to the deep interior, or from a sink collecting the volatiles released planetwide (Stern et al., 2015). Thin deposits of  $N_2$  frost, however, were also detected at mid-northern latitudes and methane ice was observed to cover most of Pluto except for the darker, frost-free equatorial regions (Grundy et al., 2016a).

Here we report numerical simulations of the evolution of  $N_2$ , methane and carbon monoxide on Pluto over thousands of years. The model predicts  $N_2$  ice accumulation in the deepest low-latitude basin and the threefold increase in atmospheric pressure that has been observed to occur since 1988 (Elliot et al., 2007; Olkin et al., 2015; Sicardy et al., 2016). This points to atmospheric-topographic processes as the origin of Sputnik Planitia's  $N_2$  glacier. The same simulations also reproduce the observed quantities of volatiles in the atmosphere and show frosts of methane, and sometimes  $N_2$ , that seasonally cover the mid- and high latitudes, explaining the bright northern polar cap reported in the 1990s (Buie et al., 1992; Stern et al., 1997) and the observed ice distribution in 2015 (Grundy et al., 2016a). The model also predicts that most of these seasonal frosts should disappear in the next decade.

To understand the distribution of volatiles on Pluto, we developed a numerical volatile transport model designed to represent the physical processes that control their condensation, sublimation and atmospheric transport forced by the variation of insolation throughout multiple annual cycles. The model derives from a full Pluto General Circulation Model (GCM, Forget et al. (2017)) able to calculate the three-dimensional transport and mixing in the atmosphere, but too slow to run for multiple Pluto seasons. To simulate the cycles of the volatiles for thousands of terrestrial years in a practical amount of computing time, atmospheric dynamics and transport were parameterized using a simplified redistribution of  $N_2$ , carbon monoxide (CO) and methane ( $CH_4$ ) gases with characteristic timescales estimated from 'short' GCM simulations. We start our simulations with Pluto uniformly covered with  $50\text{ kg m}^{-2}$  of each kind of ice, and let the modelled planet evolve for 50,000 terrestrial years. The seasonal ice cycles are then repeatable from one Pluto year to the next. However, they strongly depend on key model parameters such as the topography, the albedo and the emissivity of the ices (only partly constrained by observation and theory), the total ice inventories, and the thermal conductivity of the shallow (centimetres) and deep (metres) subsurface, which control the diurnal (Lellouch et al., 2011a) and seasonal global thermal inertia, respectively.

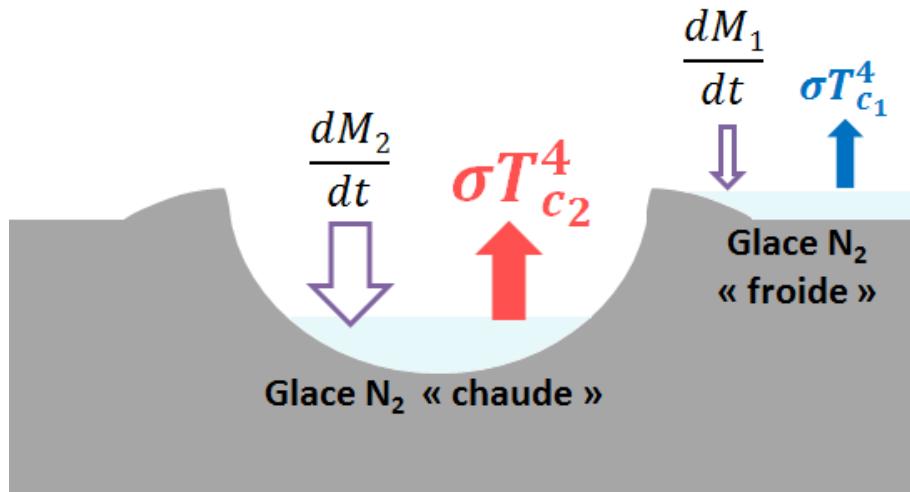
Assuming a flat surface, the model reproduces the results of pre-New Horizons  $N_2$  cycle models (Hansen and Paige, 1996; Young, 2013). Like those models, we find that seasonal thermal inertia (TI, measured in units of  $J s^{-1/2} m^{-2} K^{-1}$ ), a poorly known parameter, is the key driver of the  $N_2$  cycle. On a flat Pluto, two end-member behaviours arise. High TI leads to the formation of a permanent band of  $N_2$  ice in the equatorial regions because the annual-mean insolation is lower there than at the poles, as a result of the high obliquity of Pluto (Hamilton et al., 2016). On the other hand, low TI yields more pronounced seasonal variations and the formation of  $N_2$  seasonal polar caps only.



**FIGURE 3.1** – Surface maps from the reference simulation with  $TI = 800 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ . The top row shows the initial 10,000 years, starting with all ices uniformly distributed. N<sub>2</sub> ice is sequestered in the basin after 10,000 Earth years. The bottom row shows results after 50,000 Earth years, with methane ice in a quasi-equilibrated state. The maps are shown for 1994, 2002 and 2015 for the sake of comparison with Hubble Telescope (Buie et al., 1992; Stern et al., 1997; Buie et al., 2010) and New Horizons (Stern et al., 2015; Grundy et al., 2016a) data. The corresponding solar longitudes Ls (that is, the Pluto-Sun angle measured from the Northern spring equinox where Ls = 0°) are shown. The sub-latitude shown is the sub-solar point and the central longitude is the anti-Charon point (Sputnik Planitia).

We examined the effect of topography, whose origin on Pluto we do not discuss here, by placing a 4-km-deep circular crater at the location of Sputnik Planitia and two smaller craters corresponding to the informally called Burney (1,000 m deep) and Guest (800 m deep) craters (Stern et al., 2015). With such an orography, in the high-TI cases, all the N<sub>2</sub> ice is entirely sequestered in the modelled ‘Sputnik Planitia’-like basin after roughly 10,000 Earth years (Figure 3.1). The N<sub>2</sub> ice does not form a permanent latitudinal band, as in the flat planet case, because the basin induces a higher surface pressure and thus a higher condensation temperature, which leads to a stronger thermal infrared cooling and a higher condensation rate (Figure 3.2). This phenomenon is also observed on Mars, where CO<sub>2</sub> frosts preferably form at low elevations such as the Hellas basin (James et al., 1992) (Figure 3.3). The characteristics of Sputnik Planitia are thus explained by its latitude and depth rather than by a connection with putative N<sub>2</sub> reservoirs in the deep interior.

In our model, N<sub>2</sub> ice is entirely trapped in Sputnik Planitia when using a TI value higher than 700  $\text{J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  coupled with an ice albedo up to 0.7 and an emissivity up to 0.8. Decreasing TI to fall in the range 400–700  $\text{J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  allows surface temperatures to reach the N<sub>2</sub> condensation point at other locations during the coldest part of the year. Seasonal frosts of N<sub>2</sub> then appear in the polar regions, but most of the N<sub>2</sub> inventory remains in Sputnik Planitia. The lower the TI, albedo or emissivity of N<sub>2</sub> ice, the more mobile the ice. This leads to larger and more time-resistant seasonal frosts. When TI is too low for N<sub>2</sub> ice to remain in the crater, N<sub>2</sub> forms only seasonal polar caps. However, the high-TI simulations are



**FIGURE 3.2** – The atmospheric effect on Pluto : the lower the altitude of the N<sub>2</sub> ice, the warmer is the ice, thus the stronger is its thermal infrared cooling (proportional to  $T_c^4$ ), which is balanced by a proportionally more intense condensation rate of N<sub>2</sub> (latent heat).

more consistent with the observations, not only because they form a thick N<sub>2</sub> glacier in Sputnik Planitia, but also because they predict a realistic evolution of the surface pressure (Figure 3.4 and Figure 3.5).

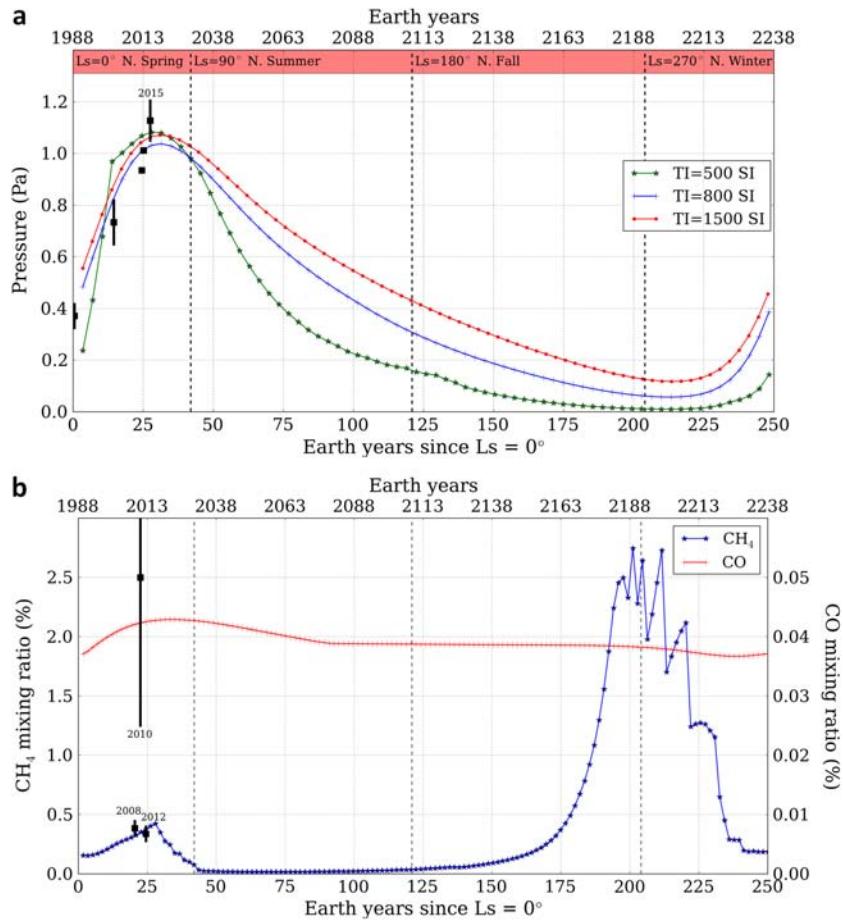
The simulations shown in Figure 3.4.a have been performed using an N<sub>2</sub> ice emissivity of 0.8 and different N<sub>2</sub> ice albedo chosen to yield realistic pressure in 2015 :  $A_{N2} = 0.73$  for  $TI = 500 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  ;  $A_{N2} = 0.71$  for  $TI = 800 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  ;  $A_{N2} = 0.69$  for  $TI = 1,500 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ . The observed CH<sub>4</sub> mixing ratios shown in Figure 3.4.b (error bars) are in the range  $0.38 \pm 0.06\%$  (for 2008) and  $0.34 \pm 0.06\%$  (for 2012) (E. Lellouch, personal communication), and CO mixing ratios are in the range  $0.05^{+0.1}_{-0.025}\%$  (for 2010) with  $2\sigma$  error bars (Lellouch et al., 2011a). The central values of the CH<sub>4</sub> mixing ratios are computed from the weighted average of the values obtained from the different simulations in Lellouch et al. (2015), by their own uncertainty. The error bar takes into account the dispersion between the central values and the noise uncertainty.

Assuming these realistic N<sub>2</sub> ice albedos in our model, we could obtain a threefold increase in surface pressure between 1988 and 2015, as observed with stellar occultations (Elliot et al., 2007; Olkin et al., 2015; Sicardy et al., 2016), reaching about 1.1 Pa when the New Horizons radio occultation experiment measured it in 2015 (Gladstone et al., 2016). The pressure increased during this period because the subsolar point was then at the latitudes of Sputnik Planitia and the N<sub>2</sub> ice insolation was near maximum. After 2015, the modelled mean pressure decreased because the insolation in Sputnik Planitia was reduced, initially because the subsolar point was at higher latitudes and later because Pluto moved away from the Sun. The stellar occultation pressure observations provide quantitative constraints for models. If we tune the N<sub>2</sub> ice albedo to obtain surface pressure in the 1-1.2 Pa range in 2015 as observed (Figure 3.4), we find that low TI leads to a stronger increase of surface pressures in 1988-2015. In our simulations, the ratio of surface pressure P<sub>s</sub> in 2015 to that in 1988, that is,  $P_s(2015)/P_s(1988)$ , is near 2.5, 3, 4.5 and 6 for TI values of  $1,000 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ,  $800 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ,  $600 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  and  $400 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  respectively. TI values lower than  $500 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  are thus ruled out. The higher values of TI are sufficient to maintain a substantial surface pressure of several millipascals throughout Pluto's orbit (Figure 3.4).



**FIGURE 3.3 –** Mars in mid-southern spring. This composite image shows the 7-km-deep, 2,000-km-wide deep Hellas Planitia impact basin covered by seasonal CO<sub>2</sub> ice. The physical processes that favour the condensation of the CO<sub>2</sub> atmosphere at the bottom of the Hellas basin is the same as for Pluto's N<sub>2</sub> atmosphere in Sputnik Planitia. Images obtained by the Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera in November 2006, at solar longitude (the Mars-Sun angle, measured from the Northern Hemisphere spring equinox where L<sub>s</sub> = 0°) L<sub>s</sub> = 137° (image credit NASA/JPL/MSSS ;<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA01888>).

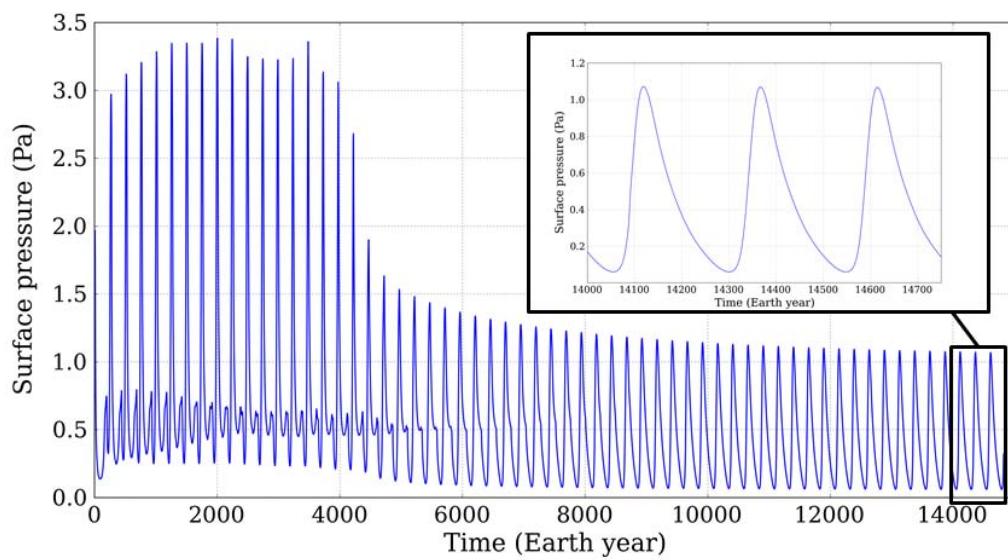
Within that context, where might CO be expected to condense on Pluto ? Our simulations show that in the moderate-TI to high-TI cases CO accumulates with N<sub>2</sub> ice in Sputnik Planitia and never forms pure CO deposits, in agreement with the New Horizons detections of CO in Sputnik Planitia (Grundy et al., 2016a) (Figure 3.6). Although CO is almost as volatile as N<sub>2</sub>, it is found in trace amounts in the atmosphere (thus requiring very low temperatures to condense) as a consequence of its low mixing ratio in the surface N<sub>2</sub> :CO ice mixture and Raoult's law, controlling the vapour pressure equilibrium. We do not independently calculate the N<sub>2</sub> :CO surface ice mixing ratio, but rather impose 0.3 % as derived from telescopic observations (Merlin, 2015). Figure 3.4.b shows the evolution of atmospheric CO in the reference simulation with TI = 800 J s<sup>-1/2</sup> m<sup>-2</sup> K<sup>-1</sup>. The mean gas volume mixing ratio remains close to



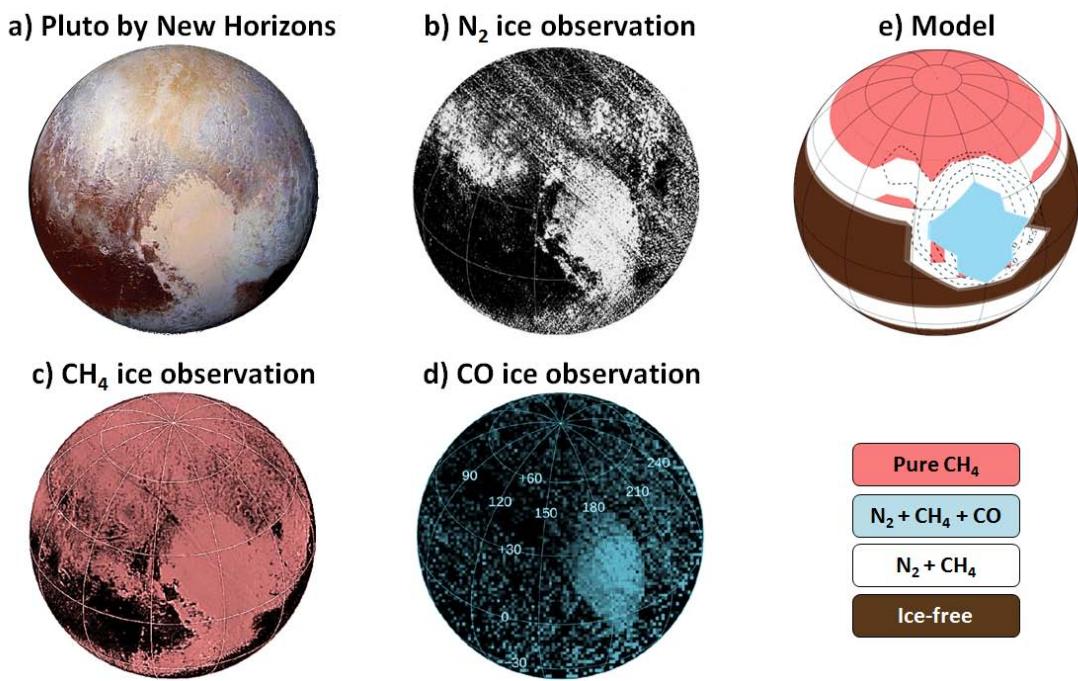
**FIGURE 3.4** – Modelled annual evolution of atmospheric volatiles. a, Surface pressure  $P_s$  for three TI scenarios. For each value of TI, the  $N_2$  ice albedo and emissivity were chosen to yield a surface pressure near 1-1.1 Pa in July 2015. Black squares show  $P_s$  measured by stellar occultations (Sicardy et al., 2016) at 1,215 km ( $1\sigma$ ) from Pluto’s centre ( $P_{1,215km}$ ), assuming the same ratio  $P_s/P_{1,215}$  km as measured in 2015. b, Global mean mixing ratio of atmospheric CO and CH<sub>4</sub> obtained with the reference simulation (TI = 800 J s<sup>-1/2</sup> m<sup>-2</sup> K<sup>-1</sup>). The 2008-2012 values are consistent with terrestrial observations (Lellouch et al., 2011b, 2015). The observed CH<sub>4</sub> mixing ratios (black squares and error bars) are in the range  $0.38 \pm 0.06\%$  (for 2008) and  $0.34 \pm 0.06\%$  (for 2012) (E. Lellouch, personal communication), and CO mixing ratios are in the range  $0.05^{+0.1}_{-0.025}\%$  (for 2010) (Lellouch et al., 2011b) with  $2\sigma$  error bars. The central values of the CH<sub>4</sub> mixing ratios are computed from the weighted average of the values obtained from the different simulations in Lellouch et al. (2015), by their own uncertainty. The error bar takes into account the dispersion between the central values and the noise uncertainty.

0.04 %, in good agreement with the telescopic measurements made in 2010 (Lellouch et al., 2011b). In contrast, for the simulations with low TI ( $TI < 200$  J s<sup>-1/2</sup> m<sup>-2</sup> K<sup>-1</sup>) and no permanent  $N_2$  ice deposits, the CO gas mixing ratio reaches 20-30 % in 2010, which is unrealistic and confirms the presence of a permanent cold trap in Sputnik Planitia.

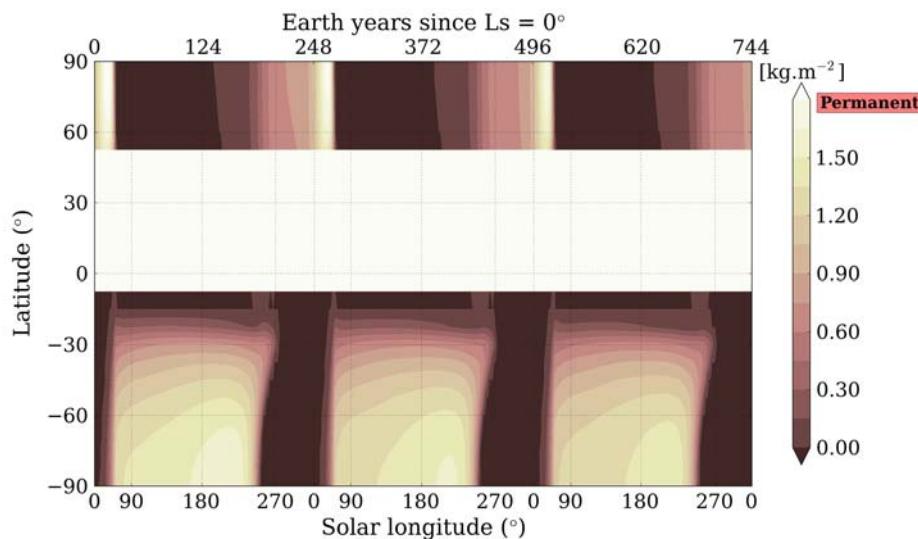
The modelled methane cycle is fundamentally different. Like CO, CH<sub>4</sub> tends to accumulate on  $N_2$  ice in Sputnik Planitia, which acts as a cold trap. However, CH<sub>4</sub> is much less volatile than CO and after 50,000 years the methane cycle forms seasonal CH<sub>4</sub> frosts through vapour-pressure interaction with atmospheric



**FIGURE 3.5** – Evolution of surface pressure during the first 15,000 Earth years of the reference simulation (same as Figure 3.1). At least 10,000 Earth years are necessary to equilibrate the N<sub>2</sub> ice in the basin and obtain a year-to-year repetitive pattern of surface pressure.



**FIGURE 3.6** – Comparison between the observed (Stern et al., 2015; Grundy et al., 2016a) and modelled ice distributions in July 2015 with a slightly brighter and colder methane frost than in Figure 3.1 and Figure 3.4. a-d, Observed ; e, modelled. TI = 800 J s<sup>-1/2</sup> m<sup>-2</sup> K<sup>-1</sup>, A<sub>CH4</sub> = 0.7 and ε<sub>CH4</sub> = 0.95. This scenario allows N<sub>2</sub> frost to condense at mid-latitudes as observed.



**FIGURE 3.7** – Latitudinal distribution of  $\text{CH}_4$  ice over three Pluto years in our reference simulation, as in Figure 3.1 and Figure 3.4. The colour scale measures methane ice on the surface, in kilograms per square metre. The time axis starts at the solar longitude  $L_s = 0^\circ$ . In addition to the permanent methane ice reservoir in the Sputnik Planitia basin, the methane cycle exhibits seasonal polar frosts of methane. The southern polar frosts remain in place longer than the northern frost, owing to the longer duration of the southern winter season. At mid-northern latitudes, the Sputnik Planitia basin is a permanent reservoir of  $\text{CH}_4$  ice.  $\text{CH}_4$  frost preferentially accumulates at the poles during autumn and winter, but better resists sublimation at low latitudes during late spring, especially in the southern hemisphere.

methane. Seasonal methane frosts are present in both hemispheres during autumn, winter and spring, excluding an equatorial belt which always remains ice-free (Figure 3.1 and Figure 3.7). These seasonal deposits explain the bright northern pole observed in 1985-1990 (Buie et al., 1992), 1994 (Stern et al., 1997; Buie et al., 2010) and 2002 (Buie et al., 2010) and the methane-covered northern hemisphere seen by New Horizons.

Figure 3.4.b shows the evolution of atmospheric methane in our reference simulation. The two seasonal peaks are induced by the sublimation of the seasonal polar frost during northern and southern spring. The quantities are very sensitive to model parameters, but using realistic  $\text{CH}_4$  ice albedo and emissivity values ( $A_{\text{CH}_4} = 0.6$  and  $\epsilon_{\text{CH}_4} = 0.9$ ) the mean volume mixing ratio reaches 0.4–0.5 % in 2015 in agreement with the observations (Lellouch et al., 2011a, 2015). The ratio reaches more than 2 % in the opposite season, because the atmosphere is then ten times thinner and provides less dilution of methane. We discovered that a higher  $\text{CH}_4$  ice albedo ( $A_{\text{CH}_4} > 0.65$ ) enables the ice to be sufficiently cold in autumn and winter to allow  $\text{N}_2$  to condense and form a latitudinal band around  $25^\circ$ – $60^\circ\text{N}$  (Figure 3.6.e). This corresponds to the latitudes where  $\text{N}_2$  frost was detected outside Sputnik Planitia (Figure 3.6.a, b). The frost can last until late spring in both hemispheres (that is, after 2015 in northern spring) and is almost devoid of  $\text{CO}$  ices. This is the scenario that best explains the zonal band of  $\text{N}_2$  frost observed by New Horizons.

In all of our simulations that produce a permanent Sputnik Planitia  $\text{N}_2$  glacier, methane is slowly trapped in Sputnik Planitia, from where it can barely sublime. The model ultimately converges towards a methane-poor Pluto atmosphere with no methane frost. In reality, however, some processes must refill the system with methane. For instance, cold-trapped methane may be released when  $\text{N}_2$  ice retreats at the edge of the Sputnik Planitia glacier, especially when the obliquity or the perihelion season vary (Earle and Binzel, 2015). Perennial methane deposits may form locally as a result of processes not included in our

model (Stansberry et al., 1996), such as the reduced insolation on local slopes or atmospheric adiabatic cooling inducing methane precipitation on mountains.

The very high model sensitivity encountered during our studies and the complexity of the methane ice-rich terrains observed by New Horizons show that many details of the CH<sub>4</sub> cycle remain to be explored. Meanwhile our volatile model provides a first-order explanation for the distribution of ices, the evolution of surface pressure and the atmospheric volatile budget observed on Pluto. A robust prediction from many of our simulations is the disappearance of the mid- and high-latitude frosts currently observed in the northern hemisphere (Figure 3.1) and the decrease of pressure and atmospheric methane in the next decade (Figure 3.4). Such changes would be detectable telescopically, allowing future observers to test the model.

### 3 Discussions

#### 3.1 Les paramètres clés contrôlant le climat de Pluton

Au premier ordre, le modèle de transport des glaces volatiles arrive à reproduire Pluton tel qu'observé par New Horizons, avec la grande majorité du réservoir de glace d'azote et de CO confinée dans Sputnik Planitia et des givres de méthane et d'azote ailleurs, organisés selon des bandes latitudinales.

L'évolution des espèces volatiles sur Pluton est ainsi contrôlée par les processus suivants : L'azote, très volatil et abondant, est à l'équilibre solide-gaz partout où il y a de la glace d'azote à la surface. Il sublime côté jour et condense côté nuit, libérant de la chaleur latente qui maintient la glace au point d'équilibre solide-gaz. Le transport atmosphérique étant rapide, la glace se déplace ainsi selon ces cycles de sublimation / condensation au gré des changements d'insolation. Cependant, si on considère une inertie thermique élevée du sol ( $>500$  SI par exemple, ce qui est assez réaliste), le sol peut accumuler de la chaleur en été et la restituer en hiver. Aux pôles, cette chaleur stockée empêche ainsi la glace d'azote de condenser considérablement pendant la nuit polaire. Nos résultats montrent ainsi que seuls de fins givres d'azote peuvent se former aux pôles de Pluton en hiver. Si l'inertie thermique est assez élevée, l'équateur reste, en moyenne annuelle ou sur des millions d'années, la région la plus froide (voir Chapitre 4). De plus, un effet atmosphérique intervient, puisque comme nous l'avons vu dans l'article, la glace d'azote est beaucoup plus stable dans les dépressions. Cet effet est très fort : La glace d'azote sur Pluton est essentiellement observée dans les bassins et les cratères. Ainsi, la calotte de glace de Sputnik Planitia est un « Antarctique inversé », puisqu'elle est stable à l'équateur et dans les bassins topographiques, exactement l'inverse de ce qui se passe sur Terre. Dans le modèle, la circulation atmosphérique est donc sensible à la topographie puisque celle-ci détermine où l'azote sublime et condense. Dans ce contexte, les changements d'albédos et d'émissivité de la glace d'azote via une contamination ou un changement de phase sont des leviers impactant fortement le climat.

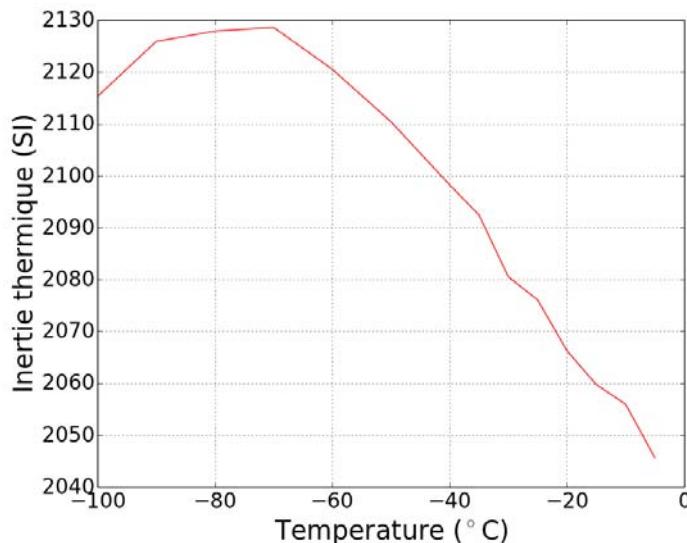
Le méthane, moins volatil que l'azote ou le CO, peut subsister à l'extérieur de Sputnik Planitia et condenser sur des surfaces "chaudes" où l'azote et le CO se sublimeraient instantanément. Par exemple, dans le modèle, du méthane pur se dépose aux pôles pendant l'automne-hiver. Le méthane a beaucoup de leviers d'action sur le climat : (1) Il peut se mélanger à la glace d'azote dans différentes proportions et changer l'intensité des flux de condensation / sublimation de l'azote. (2) Un méthane brillant et donc froid peut favoriser la condensation d'azote dessus et donc changer la distribution spatiale de l'azote (et donc la circulation atmosphérique). (3) La photolyse du méthane dans l'atmosphère entraîne la formation d'une brume organique dont les particules viennent contaminer les glaces à la surface et les assombrir, bouleversant leur taux de condensation / sublimation. Cette assombrissement des glaces peut aussi se produire par photolyse directe des glaces par les rayons UV et cosmiques (ce n'est pas vrai en présence d'une atmosphère, voir la partie Discussion du Chapitre 6).

#### 3.2 L'inertie thermique de la glace d'eau

L'inertie thermique d'un matériau est liée à sa porosité et à la pression des gaz interstitiels. Par exemple, les surfaces des comètes sont dans le vide et très poreuses et ont donc une inertie thermique très faible. Sur Charon, le satellite de Pluton, la glace d'eau en surface est probablement assez poreuse, car elle est constamment bombardée de micro-météorites et il n'y a pas de processus de resurfaçage. [Grundy et al. \(2016b\)](#) estime son inertie thermique autour de 2.5 - 40 SI sur quelques mètres, ce qui suffit à capter les ondes thermiques diurnes et saisonnières sur Charon. A une profondeur de quelques mètres, il n'y a pas de mécanisme sur Charon capable de compacter le régolithe et d'augmenter la conductivité (et donc l'inertie thermique) : l'effet de la pression liée à la surcharge de la glace au-dessus est négligeable (il y a de la compaction à des centaines de mètres de profondeur, mais les ondes thermiques saisonnières

ne pénètrent pas aussi loin) et les températures très basses rendent la glace d'eau dure et peu ductile.

Le cas de Pluton est plus compliqué car les glaces volatiles à la surface influencent l'inertie thermique du sol. En condensant ou en coulant à la surface, elles peuvent remplir les fissures du régolithe de glace d'eau, et ainsi augmenter sa conductivité. Les glaces de N<sub>2</sub> et CO sont assez ductiles aux températures régnant sur Pluton et donc sans doute peu poreuses (voir Section 5.2 dans le Chapitre 2), même si leur sublimation peut créer de la porosité aux profondeurs où elles absorbent les rayons solaires (la sublimation se fait à des échelles de temps assez rapides pour cela). La glace riche en méthane, plus dense et moins ductile, est sans doute plus poreuse, surtout si cette glace est un résidu à la surface formé à la suite de la sublimation de l'azote dans lequel elle était mélangée. N<sub>2</sub> peut même sublimer à travers une couche de CH<sub>4</sub> (Bernard Schmitt, communication personnelle). De plus le méthane évolue moins vite que le CO et l'azote à la surface de Pluton. Une différence significative entre Pluton et Charon est la libération de chaleur latente sur Pluton par les composés volatils, qui, lors de la condensation (sublimation), réchauffe (refroidit) non seulement la surface mais également le sous-sol.



**FIGURE 3.8** – Evolution de l'inertie thermique de la glace d'eau entre -100°C et 0°C . Données issues du site <http://www.engineeringtoolbox.com/>.

L'inertie thermique du sous-sol de Pluton reste donc difficile à estimer. La Figure 3.8 montre l'évolution de l'inertie thermique de la glace d'eau pure obtenue à partir d'expériences faites avec des températures « terrestres ». Lorsque la température diminue, la densité de la glace augmente très légèrement (elle devient plus compacte), la conductivité de la glace augmente fortement (une plus grande quantité de chaleur va se propager), et la capacité thermique massique diminue fortement (la glace perd de la capacité à absorber ou restituer de l'énergie). La capacité thermique volumique, égale à la densité × capacité thermique massique, diminue. Il en résulte que l'inertie thermique augmente lorsque la température passe de 0°C à -70°C, mais diminue ensuite jusqu'à 100°C. Sur Mars, l'inertie thermique de la glace d'eau se situe autour de 2100 SI. Mais dans le cas de Pluton, il est difficile d'extrapoler la courbe jusqu'à -235°C et d'estimer l'inertie thermique du régolithe de glace d'eau.

### 3.3 Confrontation des modèles “Detailed balancing” et “patch”

Les modèles “Detailed balancing” et “patch” sont décrits dans la Section 1.4.e du Chapitre 1. Sur Pluton, les 0.5% de méthane atmosphérique sont expliqués par la présence de glace très riche en méthane partout dans l'hémisphère nord, ce qui correspond à peu près aux estimations faites avec le concept du « patch model ». Cependant, la diversité des mélanges de glaces à la surface de Pluton fait qu'il est possible qu'une couche surfacique de méthane se forme sur de la glace d'azote, à certains endroits (par exemple au nord de Sputnik Planitia) mais pas de façon globale, et participe ainsi à alimenter l'atmosphère en méthane, sauf si cette couche est à la température de l'azote et dans ce cas trop froide pour sublimer.

Dans le cas de CO, le concept de “detailed balancing model” n'est pas valable puisque le rapport de mélange atmosphérique de CO est plus faible que le rapport de mélange dans la glace. Le CO dans l'atmosphère est en équilibre avec la faible quantité de CO mélangée dans la glace d'azote (loi de Raoult). Récemment, une nouvelle valeur plus précise du rapport de mélange atmosphérique de CO a été mesurée avec l'interféromètre ALMA :  $515 \pm 40$  ppm soit 0.05% (Lellouch et al., 2017). Cette valeur est très proche de nos résultats obtenus avec le modèle pour 2015 (Figure 3.4). La faible différence entre la nouvelle valeur observée et la valeur du modèle peut être comblée facilement en considérant une forme plus réaliste de Sputnik Planitia et la bande latitudinale d'azote à 45°N pour mieux représenter la surface totale couverte par le mélange N<sub>2</sub>:CO.

### 3.4 Les limites des scénarios proposés

Dans les simulations présentées dans ce chapitre, toute la glace de méthane est finalement piégée dans l'azote de Sputnik Planitia après une soixantaine de milliers d'années terrestres. En réalité, sur Pluton, d'autres processus non pris en compte dans le modèle peuvent réalimenter l'atmosphère et la surface en méthane.

Premièrement, dans le modèle, la redistribution du méthane atmosphérique au-dessus de Sputnik Planitia n'est peut-être pas réaliste, car l'azote, en sublimant peut « repousser » le méthane. Dans ce cas, le piège froid Sputnik Planitia serait beaucoup moins efficace pour piéger le méthane.

Ensuite, le taux de sublimation de méthane dépend du vent à la surface (voir équation 2.6), qui n'est pas calculé dans le modèle de transport des glaces volatiles mais fixé à une valeur uniforme sur toute la surface.

Mais la principale limite de nos simulations présentées dans ce chapitre est la faible masse totale d'azote et de méthane considérée, qui empêche la formation de réservoirs de glace permanents. Par exemple, nous savons qu'il y a sur Pluton des glaciers de méthane (« bladed terrains ») observés dans les régions équatoriales. Ces glaciers sont des sources de méthane pur quasi continues. Si nous considérons des glaciers de méthane pur à l'équateur, nous pouvons former, à chaque année Pluton, les mêmes givres polaires saisonniers de méthane et donc équilibrer le cycle saisonnier de méthane. Pour former ces réservoirs permanents dans le modèle, il faut considérer des masses importantes de méthane à l'état initial et simuler Pluton sur des millions d'années. Il en va de même pour simuler des réservoirs permanents d'azote, à l'extérieur de Sputnik Planitia. Le Chapitre 4 suivant est la suite logique de ce chapitre, puisque nous explorons les cycles des espèces volatiles sur des millions d'années avec des réservoirs de glace réalisables. Nous poursuivons cette discussion à la lumière des nouveaux résultats dans la partie Discussion et perspectives (Section 2) de ce Chapitre 4.



---

# CHAPITRE 4

---

## LES CYCLES PALÉOCLIMATIQUES DE PLUTON



### Sommaire

---

1	The nitrogen cycles on Pluto over astronomical timescales . . . . .	108
2	Les cycles de méthane sur des échelles astronomiques . . . . .	136

---

## 1 The nitrogen cycles on Pluto over astronomical timescales

Cette section présente nos résultats sur les cycles de l'azote explorés avec le modèle de transport des glaces volatiles sur des échelles de temps astronomiques. Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article, qui est finalisé et en attente de commentaires de la part des co-auteurs. Nous comptons le soumettre très prochainement à Icarus.

**Abstract** Pluto's landscape is shaped by the endless condensation and sublimation cycles of the volatile ices covering its surface. In particular, the Sputnik Planitia ice sheet, which is thought to be the main reservoir of nitrogen ice, displays a large diversity of terrains, with bright and dark plains, small pits and troughs, topographic depressions and evidence of recent glacial flows. Outside Sputnik Planitia, New Horizons also revealed numerous nitrogen ice deposits, in the eastern side of Tombaugh Regio and at mid northern latitudes. These observations suggest a complex history involving volatile and glacial processes occurring on different timescales. We present numerical simulations of volatile transport on Pluto performed with a model designed to simulate the nitrogen cycle over millions of years, taking into account the changes of obliquity, solar longitude of perihelion and eccentricity as experienced by Pluto. Using this model, we first explore how the volatile and glacial activity of nitrogen within Sputnik Planitia has been impacted by the diurnal, seasonal and astronomical cycles of Pluto. Results show that the obliquity dominates the N<sub>2</sub> cycle and that over one obliquity cycle, the latitudes of Sputnik Planitia between 25°S-30°N are dominated by N<sub>2</sub> condensation, while the northern regions between 30°N-50°N are dominated by N<sub>2</sub> sublimation. We find that a net amount of 1 km of ice has sublimed at the northern edge of Sputnik Planitia during the last 2 millions of years. It must have been compensated by a viscous flow of the ice sheet. By comparing these results with the observed geology of Sputnik Planitia, we can relate the formation of the small pits and the brightness of the ice at the center of Sputnik Planitia to the sublimation and condensation of ice occurring at the annual timescale, while the glacial flows at its eastern edge and the erosion of the water ice mountains all around the ice sheet are instead related to the astronomical timescale. We also perform simulations including a glacial flow scheme which shows that the Sputnik Planitia ice sheet is currently at its minimum extent at the northern and southern edges. Finally, we also explore the stability of N<sub>2</sub> ice deposits outside the latitudes and longitudes of the Sputnik Planitia basin. Results show that any large N<sub>2</sub> ice deposits in the equatorial regions, in particular in depressions, are relatively stable and may persist over tens of millions of years, before the entire deposit becomes trapped in Sputnik Planitia. The minimum and maximum surface pressures obtained over the simulated millions of years remain in the range of milli-pascals and pascals, respectively. This suggest that if nitrogen ice flowed in Pluto's past, it occurred at the base of thick nitrogen glaciers but not directly at the surface.

### 1.1 Introduction

Among the most striking observations of Pluto made by New Horizons in July 2015 is the prominent nitrogen ice sheet laying in Sputnik Planitia (SP), which displays a highly diverse range of terrains, as described by [White et al. \(2017\)](#); [Moore et al. \(2017\)](#); [McKinnon et al. \(2016\)](#). First, bright nitrogen-rich plains (0°-30°N) contrast with darker plains at higher latitudes (30°-40°N) having higher amounts of diluted methane, and even darker, more methane and tholins rich plains (40°-50°N) at the northern edge of SP (see composition maps Fig. 5.C in [Protopapa et al. \(2017\)](#) and Figs. 13.2, 15 and 18 in [Schmitt et al. \(2017\)](#)). Cellular patterns, indicative of active solid-state convection ([McKinnon et al., 2016](#); [Trowbridge et al., 2016](#)), are observed in the northern part of SP (0°-40°N) but not in the southern part of SP (0°-25°S). The absence of convection cells coincides with the presence of hundred meters deep pits on the surface of the ice sheet ([Moore et al., 2017](#)). Glacial flow activity is observed through the valleys at the eastern edge of SP (flowing inward to SP from the uplands, 20°S-30°N) and at the northern edge of SP (flowing

outward the basin), as shown by [Howard et al. \(2017\)](#) and [Umurhan et al. \(2017\)](#). Finally, rugged water ice mountains surround the SP region, suggesting that they have been eroded and shaped over time by the action of glacial flow ([Stern et al., 2015](#); [Howard et al., 2017](#)).

New Horizons also revealed bright deposits of nitrogen outside SP. In the equatorial regions, the eastern side of Tombaugh Regio is covered by numerous patches of nitrogen ice, which are also observed further east at low altitude between the bladed terrains deposits and further west at the bottom of the deepest craters ([Schmitt et al., 2017](#)). In addition, bright patches of nitrogen ice are detected over a latitudinal band between 30°N and 60°N ([Schmitt et al., 2017](#)).

What is the history of Sputnik Planitia and the nitrogen deposits ? Resurfacing by glacial flow, solid-state convection, or nitrogen sublimation and condensation have been proposed to explain the formation and disappearance of the pits and polygonal cells within SP ([White et al., 2017](#); [Moore et al., 2017](#)). In addition, sublimation-condensation processes are thought to drive the difference in ice albedos and composition, as well as the glacial activity observed east of Sputnik Planitia and the latitudinal distribution of the ice mixtures outside Sputnik Planitia ([White et al., 2017](#); [Protopapa et al., 2017](#); [Howard et al., 2017](#)). However, the timescales and amounts of ice involved are not known, which prevents us from distinguishing the roles of each process.

The condensation and sublimation of Pluto's volatiles and their transport over several Pluto seasons has been modelled under current orbital conditions by [Bertrand and Forget \(2016\)](#), that is with an obliquity of 119.6°, an orbit eccentricity of 0.2488 and a solar longitude at perihelion of 3.8°. Solar longitude at perihelion ( $L_s\_{peri}$ ) is the Pluto-Sun angle at perihelion, measured from the Northern Hemisphere spring equinox ( $L_s\_{peri}=0^\circ$  when the perihelion coincides with the northern spring equinox). It defines the link between Pluto season and the distance from the Sun (and thus also the duration of the season). Results using a seasonal thermal inertia for the sub-surface within  $500\text{--}1500\text{ J s}^{-1/2}\text{ m}^{-2}\text{ K}^{-1}$  showed that nitrogen and carbon monoxide (CO) are trapped inside the Sputnik Planitia basin because its low altitude (its surface is located at  $\sim 3$  km below the surroundings terrains) induces a higher condensation temperature of the ice (compared to the ice outside the basin), leading to an enhanced thermal infrared cooling and condensation rate at the bottom of the basin ([Bertrand and Forget, 2016](#)). In these simulations, methane also accumulates in SP but its low volatility allows it to condense on warmer surfaces (where N<sub>2</sub> and CO would instantly sublime) and form seasonal frosts of pure methane everywhere in the fall-winter hemisphere except at the equator which tends to remain free of volatile ice. Results also showed that bright methane frosts in the northern hemisphere could favour nitrogen condensation on it and thus lead to the formation of a seasonal nitrogen polar cap. These polar deposits sublime in Spring from the pole and in 2015, only a latitudinal band of nitrogen frost around 45°N remained. [Bertrand and Forget \(2016\)](#) focused on the volatile cycles on Pluto's current orbital conditions, which are known to vary over timescales of 100 000 terrestrial years. A few studies have explored the variation of insolation on Pluto caused by the changes of obliquity, solar longitude of perihelion and eccentricity, and have shown that the obliquity is the main driver of Pluto's insolation ([Earle et al., 2017](#); [Binzel et al., 2017](#); [Stern et al., 2017a](#)). However, these model studies did not address the impact of seasonal thermal inertia (TI), which strongly controls surface temperatures (see Section 1.4), and the transport of volatiles to fully understand how Pluto's ices evolved in the past.

## 1.2 Objectives

Our objective is to extend the [Bertrand and Forget \(2016\)](#) study and investigate with the Pluto volatile transport model the evolution and distribution of Pluto's ices over millions of Earth years (Myrs), taking into account the changes of the astronomical cycles (obliquity, solar longitude of perihelion and eccentricity) induced by the perturbation of the Sun on the Pluto-Charon binary system ([Stern and Tholen,](#)

1997). We also investigate the changes of ice thickness within Sputnik Planitia at the diurnal and seasonal timescales.

Because Pluto's orbit is in a relatively isolated region of the Solar System, never getting within  $\sim 11$  AU of any major planet, it is subject to very little perturbations (Stern and Tholen, 1997). In addition, Pluto's astronomical cycles are thought to have been stable over at least the last 20 million years, and probably even before (Binzel et al. (2017) state that they could extend back in time by hundreds of Myrs ; we note that it would be useful to investigate this with further dynamical modeling studies).

In this paper, we assume that the astronomical cycles remained stable during the last 30 Myrs and we study their impact on the nitrogen cycle only. Thus, all the simulations of this paper are performed without the cycles of methane and CO. We only consider the nitrogen ice. This choice is driven by the fact that the number of sensitivity parameters and initial states explored in this work already makes it start at a certain complexity level. Exploring the cycle of methane and CO ices over the astronomical timescale and their impact on the N<sub>2</sub> cycle and Pluto's climate will be the topic of a future study.

In Section 1.3, we describe the Pluto volatile transport model and its recent development allowing for the simulations of the nitrogen cycle over several astronomical cycles (in particular, the model includes a paleoclimate mode, an ice redistribution algorithm, glacial flow modelling, changes of topography, obliquity, and orbital parameters with time).

In Section 1.4, we show the impact of the obliquity, the orbital parameters and the thermal inertia on the surface temperatures averaged over the past Myrs.

Then, in Section 1.5, we investigate how the past cycles (diurnal, seasonal, astronomical) of nitrogen sublimation and condensation, as well as the glacial flow of N<sub>2</sub> ice may have shaped Sputnik Planitia as it is observed today. Simulations at the astronomical timescales are performed over the last 30 Myrs, with the entire N<sub>2</sub> ice reservoir initially sequestered in the basin of Sputnik Planitia. We assume that there is no other perennial N<sub>2</sub> ice reservoir elsewhere. The rest of Pluto's surface is volatile-free and is set with an uniform and constant albedo of 0.1 and emissivity of 1.

In Section 1.6, we explore possible steady state for nitrogen deposits outside Sputnik Planitia, by performing simulations over the last 30 Myrs with different reservoirs of N<sub>2</sub> ice initially placed at different locations (at the poles, at the equator or uniformly spread over the surface). We discuss these results in Section 1.7.

### 1.3 Model description

Here, we use the latest version of the Pluto volatile transport model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) (Bertrand and Forget, 2016), which now takes into account the variations of obliquity and orbital parameters, the latest topography of Pluto (Schenk et al., 2016a,b) and realistic reservoirs of ice. The model represents the physical processes that control condensation, sublimation and atmospheric transport of N<sub>2</sub> forced by the variation of insolation throughout tens of Myrs. Note that in this model, the atmosphere is considered transparent and there is no atmospheric process taken into account except the condensation, sublimation and exchanges of latent heat with the surface. The atmospheric N<sub>2</sub> is instantly mixed over the globe and the pressure remains therefore uniform (at the same altitude), as in (Bertrand and Forget, 2016).

As in Bertrand and Forget (2016), the reference albedo of nitrogen ice is set to 0.7, and its emissivity to 0.8. The albedo and emissivity of the bare ground (free of N<sub>2</sub> ice) are set to 0.1 and 1 respectively. In the soil model, the near-surface layers have a low-TI to capture the short-period diurnal thermal waves, while the deeper layers have a high-TI to capture the much longer seasonal thermal waves. The diurnal TI is set to  $20 \text{ J s}^{-1/2} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  (or SI), as inferred from Spitzer thermal observations (Lellouch et al., 2011b). In this paper, simulations have been performed without a diurnal cycle (the insolation is averaged over the

Pluto day) and therefore the diurnal TI has no impact on the results. The reference seasonal thermal inertia TI is uniformly set to 800 SI, because it corresponds to the best case simulation reproducing the threefold increase of surface pressure observed between 1988 and 2015 (Bertrand and Forget, 2016) and the 1-1.2 Pa value in 2015. Here we assume that all terrains (water ice bedrock and nitrogen ice) have the same TI. In this paper, sensitivity simulations have also been performed using 400 and 1200 SI. The modelled diurnal and annual skin depths are 0.008 m and 20-60 m respectively. To adequately resolve these scale lengths, the subsurface is divided into 24 discrete layers, with a geometrically stretched distribution of layers with higher resolution near the surface (the depth of the first layer is  $1.4 \times 10^{-4}$  m) and a coarser grid for deeper layers (the deepest layer depth is near 1000 m). Our simulations are performed assuming no internal heat flux. Adding an internal heat flux of few  $\text{mW m}^{-2}$ , as suggested in Robuchon and Nimmo (2011) for Pluto, does not change significantly the results. Our tests show that the surface temperature increases by 0.2 K when taking into account an internal heat flux of  $3 \text{ mW m}^{-2}$  (see the discussion in 1.3.c).

Note that the TI does not impact the amount of condensed or sublimed  $\text{N}_2$  ice to first order. Indeed, as shown by equation 12 and 13 in Forget et al. (2017), the variation of the exchanged mass between the surface and the atmosphere  $\delta m_0$  is nearly proportional to  $\frac{c_s}{L} \Delta T_s$ , with  $c_s$  the surface heat capacity (in  $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ ), which depends on the thermal inertia,  $L_{\text{N}2}$  the latent heat of  $\text{N}_2$  ( $2.5 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ ) and  $T_s$  the surface temperature. Yet  $\Delta T_s$  is nearly proportional to  $\frac{F}{c_s}$  to first order, with  $F$  the thermal flux absorbed by the surface ( $\text{W m}^{-2}$ ). Consequently, to first order,  $\delta m_0$  is independent of  $c_s$  and of thermal inertia.

In this paper, the simulations investigating the stability of  $\text{N}_2$  ice deposits outside SP (Section 1.6) have been performed with a horizontal grid of  $32 \times 24$  points, that is a grid-point spacing of  $7.5^\circ$  latitude by  $11.25^\circ$  longitude and a spatial resolution of about 150 km. Simulations focusing on the  $\text{N}_2$  cycle within Sputnik Planitia (Section 1.5) have been performed with a twice higher spatial resolution of  $5.6^\circ$  in longitude and  $1.875^\circ$  in latitude. All simulations of this paper have been performed with the recent development of a paleoclimate mode (Section 1.3.a), the latest topography of Pluto with a specific relief for the SP basin (Section 1.3.b) and a glacial flow scheme (Section 1.3.c). All figures and maps are shown using the IAU convention, spin north system for definition of the north pole (Buie et al., 1997; Zangari, 2015), that is with spring-summer in the northern hemisphere during the 21th Century.

### 1.3.a The paleoclimate mode and ice equilibration algorithm

Because the solar flux received by Pluto's surface is very low (about  $1 \text{ W m}^{-2}$ ), and because Pluto makes a full orbit around the Sun every 248 years, the modelled surface and subsurface temperatures and the surface ice distribution require simulations of several Pluto years to reach a steady state. Running the Pluto volatile transport model with the  $\text{N}_2$  cycle only can take around 5 minutes for one simulated Pluto year at the chosen resolution. Consequently, running climate evolution over 1 Myrs would require 2 weeks of simulation and performing paleoclimate simulations over several astronomical cycles, e.g. over the last 30 Myrs, would be prohibitively time-consuming. To resolve this problem, we implemented in the model a paleoclimate mode containing an ice iteration scheme. Starting from the initial surface ice distribution  $q^-$  ( $\text{kg m}^{-2}$ ), we ran the model normally for 5 Pluto years, in order to reach repeatable annual condensation and sublimation rates as well as repeatable annual temperatures variations. In the last year, we evaluated the annual mean ice rate of change  $\langle dq/dt \rangle$  at each gridpoint. This rate was then multiplied by a multiple-year timestep  $\Delta t$  to give the updated surface ice distribution  $q^+$  and reservoir :

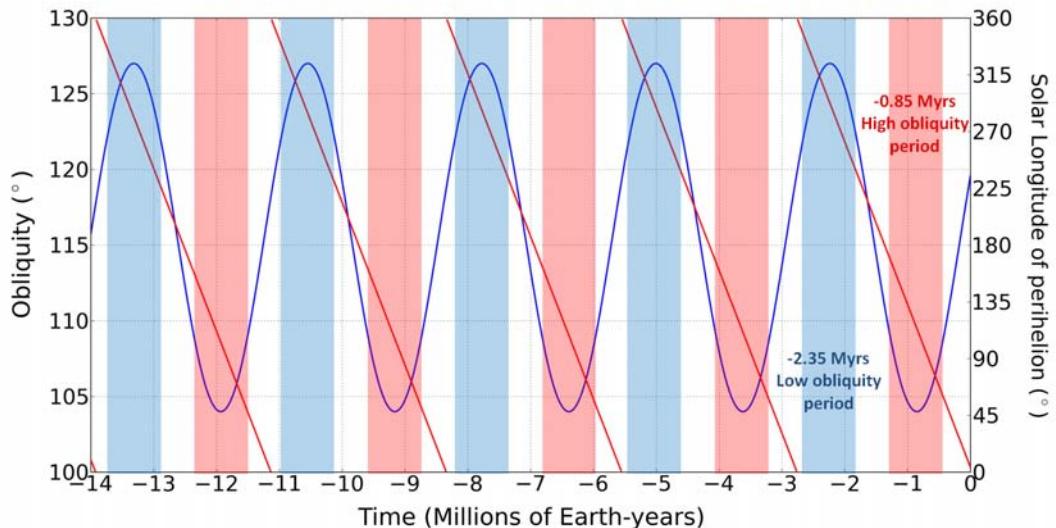
$$q_{\text{ice}}^+ = q_{\text{ice}}^- + \langle \frac{dq_{\text{ice}}}{dt} \rangle \Delta t \quad (4.1)$$

If the reservoir of ice at one gridpoint was entirely sublimed during the “paleo-timestep”  $\Delta t$ , the amount of ice is set to 0  $\text{kg m}^{-2}$ , and after redistribution, the amount in each cell was normalised to

conserve the total nitrogen mass (ice and vapour) in the system. Then, the topography was updated according to the new thickness of the deposits on the surface, depending on the density of the ice. Here, we considered a density of  $1000 \text{ kg m}^{-3}$  for  $\text{N}_2$  ice (Scott, 1976; McKinnon et al., 2016; Umurhan et al., 2017). Finally, the orbital parameters and the obliquity were changed according to the new date of the simulation. Then the loop started again. The model was run again for 5 Pluto years and the steps were repeated : at each paleo-timestep  $\Delta t$ , the topography is updated according to the annual mean ice rate of the last Pluto year, and the orbital parameters and the obliquity of Pluto are changed according to the new date  $t+\Delta t$ .

The paleo-timestep must be small enough so that the changes of obliquity and orbital parameters allow the surface ice distribution to reach a steady state at each paleo timestep, but it must be high enough to reduce significantly the computing time of the simulation. In our simulations described here, we typically used  $\Delta t = 50\,000$  Earth years, which corresponds to about 200 Pluto orbits and a change in its obliquity of  $1^\circ$  of latitude (Binzel et al., 2017).

The changes of obliquity, solar longitude of perihelion and eccentricity are taken from Earle et al. (2017) and Stern and Tholen (1997) and are shown on Figure 4.1. Assuming that the obliquity and orbital parameters remain periodic with time, we extrapolated the data back to 30 Myrs ago, which corresponds to the starting date of our simulations. Here the variations of eccentricity (between  $e_{min}=0.222$  and  $e_{max}=0.266$ ) are taken into account but not shown for the sake of simplicity. Note that its impact on Pluto's climate is of third order compared to the change of the two other parameters (Hamilton et al., 2016).

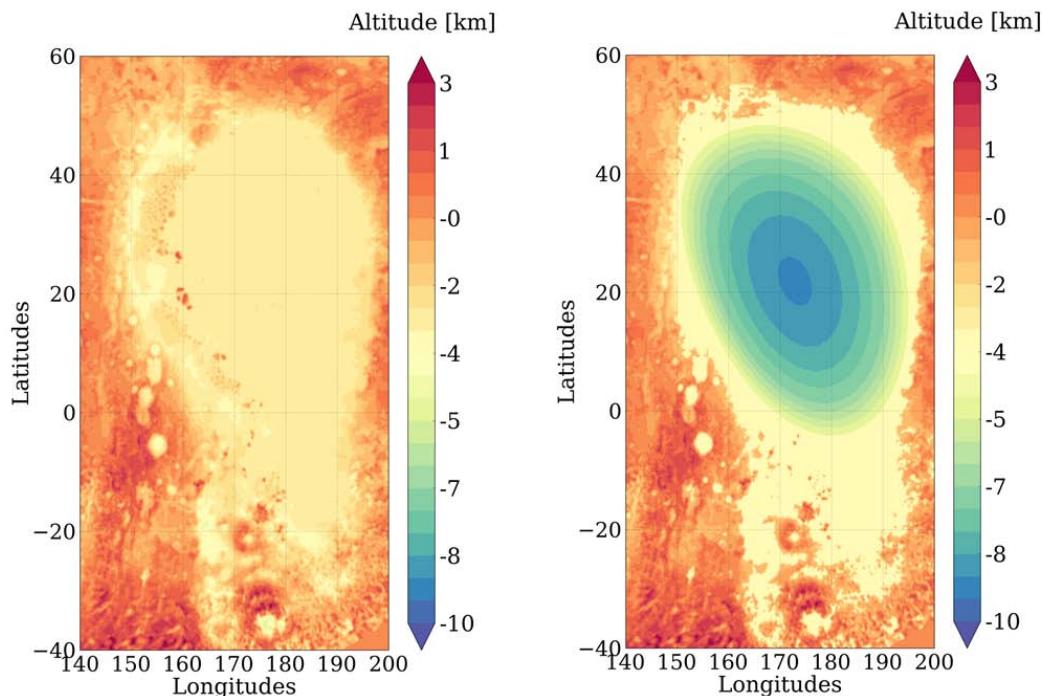


**FIGURE 4.1** – The astronomical cycles of Pluto during the past 14 Earth million years (corresponds to 5 obliquity cycles) : cycles of obliquity (blue solid line, period : 2.8 Myrs) and  $L_s$  peri (red solid line, period : 3.7 Myrs). Both periods are very close (this is further discussed in Section 1.4). High obliquity refers to values close to  $90^\circ$ . Present-day Pluto (obliquity= $119.6^\circ$ , that is  $60.4^\circ$  in retrograde rotation) is subject to an intermediate obliquity (white background). A low obliquity period occurred 2.35 Myrs ago (blue background ; “low” is used here to designate the periods with minimal obliquity, that is far from  $90^\circ$ , although here it remains relatively high compared to other bodies in the Solar System) and a high obliquity period 0.9 Myrs ago (red background).

### 1.3.b Topography

The simulations are performed with the latest topography data of Pluto (Schenk et al., 2017). In the south hemisphere, where there is no data, we considered a flat surface (at mean radius). In the simulations performed with glacial flow of N<sub>2</sub> ice, we modified the topography of Sputnik Planitia by placing the bedrock much deeper than the actual surface of SP, in order to represent SP with realistic amounts of ice. We assume that the bedrock below the center of SP is a 10 km deep elliptical basin, which is in the range of the estimates for the thickness of volatiles where polygonal cells are observed (Moore et al., 2016; McKinnon et al., 2016; Trowbridge et al., 2016; Keane et al., 2016).

The elliptical basin covers the latitudes 10°S-50°N (Figure 4.2), with a semi major axis of 1200 km and the foci F=(42°N,163°E) and F'=(1.75°N,177°W). The edges and the southern parts of the basin are less deep, in accordance with typical impact basin shapes and the absence of convective cells there. We have different cases where we placed the bedrock in these area at 4 km or 5 km below the mean surface level, as shown by Figure 4.2. In the simulations focusing on N<sub>2</sub> ice inside SP (Section 1.5), this modelled basin is then filled with N<sub>2</sub> ice up to 1.6 km or 2.5 km below the mean surface level, the latter corresponding to the observed altitude of the surface of the SP ice sheet (in that case, the thickness of ice at the centre of SP would be 10-2.5=7.5 km). Note that in the modeled topography we removed the water ice mountains from Al-Idrisi to Hillary Montes for the sake of simplicity.



**FIGURE 4.2** – Left : Topography of Sputnik Planitia as seen by New Horizons, filled by ice at 2.5 km below the mean surface (Schenk et al., 2016a,b). Right : The modeled initial topography of Sputnik Planitia with a 10 km deep bedrock (here not filled by nitrogen ice) assumed in the model.

### 1.3.c Ice viscous flow modelling

In order to represent the nitrogen ice flow in the model, we use a laminar glacial flow scheme, as presented in [Umurhan et al. \(2017\)](#), which is based on the N<sub>2</sub> ice rheology for low surface temperatures described in [Yamashita et al. \(2010\)](#) and depends on the thickness and temperature of the ice. This model enables to represent the behaviour of the ice flow, although it may not be quantitatively accurate given its simplicity and also because it strongly depends on the height of the column of ice, its temperature and the N<sub>2</sub> ice rheology properties, which are poorly known ([Umurhan et al., 2017](#)). In addition, we are limited by the horizontal resolution, which prevents us to reproduce with precision small glacial flows (e.g. in the narrow channels east of SP or around Tenzing Montes in the southern part of SP). However, the model reproduces to first order the activity of SP with rapid flows in the centre of Sputnik Planitia and slow flows on the edges.

We use the scheme described in [Umurhan et al. \(2017\)](#) under the following assumptions. First, we consider that the ice within SP flows like pure nitrogen ice. Then, we consider the simple case of a laminar flow with an isothermal ice, without basal melting (thus we are in the case of a “basally cold and dry” glacier). This is typically valid for thin layers of ice (shallow ice-sheet approximation). In fact, a conductive temperature gradient of 15 K km<sup>-1</sup> due to internal heat flux on Pluto is suggested in ([McKinnon et al., 2016](#)). In that case, basal melting would occur below about 2 km of N<sub>2</sub> ice, assuming a surface temperature of 37 K. If the surface temperature of the ice has approached the melting temperature of 63 K at the triple-point of N<sub>2</sub> in the past, as suggested in ([Stern et al., 2017a](#)), then it is likely that the thin layers of ice at the edges of the ice sheet were “temperate” glaciers at this time. However, our results show that during an entire astronomical cycle (even during high obliquity periods), the surface temperatures of nitrogen ice remain low below 40 K (see Section 1.6.b), which reinforces our assumption of dry glacier at the edges of SP.

Here we apply the case of a “basally cold and dry” glacier (with no internal heat flux and no basal melting) to all encountered ice thicknesses. This is acceptable to first order because (1) our study focus on the edges of SP and on the glaciers outside SP, whose thickness in the model remains thin (<1 km), (2) the large amount of ice in the centre of SP already flows extremely rapidly ; a basal melting here would allow for even more rapid flow which would not significantly impact our results, (3) although the impact of internal heat flux on soil and surface temperature is not negligible (+0.2 K at the surface), it has a small effect on the flow compared to other parameters of the model, which are not well constrained, such as the albedo and the thickness of the ice (the glacial flow modeling strongly depends on the depth of the bedrock). We tested the model assuming that the effective temperature controlling the glacial flow is the one that we would obtain at the bottom of the glacier taking into account a conductive temperature gradient of 15 K km<sup>-1</sup>, and it does not change significantly the results.

Finally, we consider that the bedrock remains static and is not altered by the glacial flow. Consequently, in the model, the ice is transferred from one grid point to another one using the modified Arrhenius-Glen analytic function of the mass-flux given in [Umurhan et al. \(2017\)](#) :

$$q_0 = g_Q \exp\left[\frac{\frac{H}{H_a}}{1 + \frac{H}{H_{\Delta T}}}\right] q_{glen} \quad (4.2)$$

$$q_{glen} = A(\rho g)^n \frac{H^{n+2}}{n+2} \frac{\tan^{n-1}(\theta)}{(1 + \tan^2(\theta))^{\frac{n}{2}}} \quad (4.3)$$

With q<sub>0</sub> in m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>, ρ the nitrogen ice density (set to 1000 kg m<sup>-3</sup>), g the gravity at Pluto’s surface (0.6192 m s<sup>-1</sup>), H the ice thickness of the considered column of ice. g<sub>Q</sub> is a corrective factor given in [Umurhan et al. \(2017\)](#) and set to 0.5. We also set H<sub>a</sub>=175 m and H<sub>ΔT</sub>=1925 m as in [Umurhan et al. \(2017\)](#). θ is the angle between the two adjacent columns of ice (see Figure 7 in [Umurhan et al. \(2017\)](#)),

and is defined by  $\theta = \arctan(\Delta H/L_{ref})$ , with  $\Delta H$  the difference of altitude between both columns (computed from the bedrock topography and the amount of ice) and  $L_{ref}$  is the characteristic distance of the glacial flow (distance between both columns, that is both adjacent grid-points). The parameters  $A$  and  $n$  are given in [Umurhan et al. \(2017\)](#) are only depend on the surface temperature. By using this scheme in our model, we obtain the same relaxation times for the ice than those shown on Figure 8-9 in [Umurhan et al. \(2017\)](#) (the corresponding relaxation time of a 50 km long channel, sloping at  $\theta = 10^\circ$  and initiated with 200 m of glacial ice is about 50 years). We adapted this scheme so that it fits on the model grid and so that each grid point can redistribute the correct amount of ice to the neighbouring points.

#### 1.4 Impact of orbital, obliquity and TI changes on surface temperatures

Obliquity is the main driver of insolation changes on Pluto. The polar regions receive more flux than the equator on annual average during high obliquity periods and about the same flux than the equator during low obliquity periods. However, surface temperatures do not systematically follow this rule. If one assumes that the surface temperature is only driven by the absorbed flux and the infrared cooling (no soil TI, no latent or sensible heat flux...), then the surface temperature at equilibrium is given by :

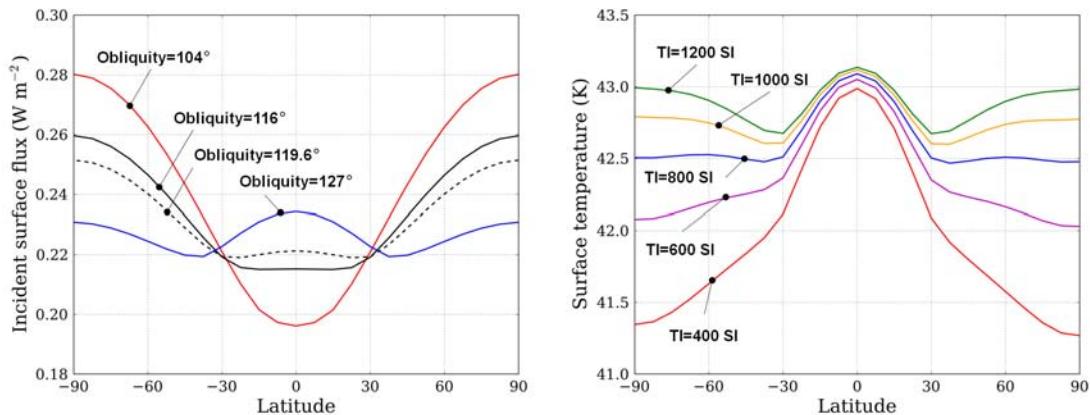
$$T_{eq} = \sqrt[4]{\frac{(1-A)F}{\epsilon \sigma}} \quad (4.4)$$

with  $A$  and  $\epsilon$  the surface albedo and emissivity respectively,  $F$  the absorbed flux and  $\sigma$  the Boltzmann constant. This equation shows that when the flux  $F$  strongly increases at the poles during polar summer, the surface temperature only increases by a factor of  $F^{1/4}$ . In other words, the thermal infrared cooling limits the increase of surface temperatures during summer. As a result, the poles can be colder than the equator on annual average, even if the mean insolation is not. This is true for low thermal inertia ( $< 800$  SI), but not for medium-to-high TI, which enables the poles to store the heat accumulated during summer and release it during winter. In the cases of TI between 800-1200 SI, the poles and the equator have similar surface temperatures and the coldest regions are around  $\pm 30^\circ$  latitude. The higher the TI, the more equatorial are the coldest regions. These results are illustrated on [Figure 4.3](#), showing the annual mean surface temperature obtained assuming a uniform surface albedo and emissivity of 0.1 and 1 respectively.

The variation of  $L_s$  peri is also significant because of the high eccentricity of Pluto's orbit. In the past Myrs, the  $L_s$  peri parameter has created a North-South asymmetry of annual mean insolation and surface temperatures, favouring a warmer southern hemisphere for  $L_s$  peri values close to  $90^\circ$  and a warmer northern hemisphere for  $L_s$  peri values close to  $270^\circ$  ([Figure 4.4.A](#)). The surface temperatures are the same in both hemispheres for  $L_s$  peri values close to  $0^\circ$  and  $180^\circ$ .

The surface temperatures averaged over the last 14 Myrs (which corresponds to the last 5 obliquity cycles) and over the last 2.8 Myrs are shown on [Figure 4.4.B](#). For the same reasons mentioned above, the equatorial regions are colder than the poles for Medium-to-high TI and warmer for low TI ( $< 800$  SI). It can be noted that the northern hemisphere is in average over several Myrs slightly colder than the southern hemisphere in all TI cases. This is because the last high obliquity periods of Pluto's past (during which the poles receive the most of insolation) remained coupled with a solar longitude at perihelion close to  $90^\circ$ , thus favouring colder northern latitudes during these periods and in average over several Myrs.

Assuming that the evolution of obliquity and  $L_s$  peri remained stable during the last billion of years, one can quantify the shift between the obliquity and the  $L_s$  peri values. As shown by [Figure 4.5](#), between 260 and 165 Myrs ago, the  $L_s$  peri during high obliquity periods varied from  $225^\circ$  to  $315^\circ$ , which favoured colder southern latitudes in average over several Myrs. Between 165 and 70 Myrs ago, the  $L_s$  peri during high obliquity periods varied from  $-45^\circ$  to  $+45^\circ$ , leading to symmetric surface temperatures between both



**FIGURE 4.3** – Left : Annual mean incident solar flux for an obliquity of  $104^\circ$ ,  $116^\circ$ ,  $119.6^\circ$  and  $127^\circ$ . Generally speaking, the poles receive more flux in average than the equatorial regions, except during the low obliquity periods ( $127^\circ$ ) where mid-latitudes receive less flux in average. Right : Annual mean surface temperatures obtained with the obliquity of  $119.5^\circ$  and the incident solar flux shown on the left panel, a  $L_s \text{ peri}$  of  $0^\circ$  and TI of 400 SI (red), 600 SI (purple), 800 SI (blue), 1000 SI (orange), 1200 SI (green). The surface albedo is uniformly set to 0.1, and the emissivity to 1. The coldest points are the poles for the low TI case and the “low latitudes bands” at  $\pm 30^\circ$  for the high TI case.

hemisphere in average over several Myrs. Finally, from 70 Myrs up to now, the  $L_s \text{ peri}$  during high obliquity periods varied from  $45^\circ$  to  $113^\circ$ , which favoured colder northern latitudes in average over several Myrs. The entire period of the cycle obliquity+ $L_s \text{ peri}$  is 375 Myrs.

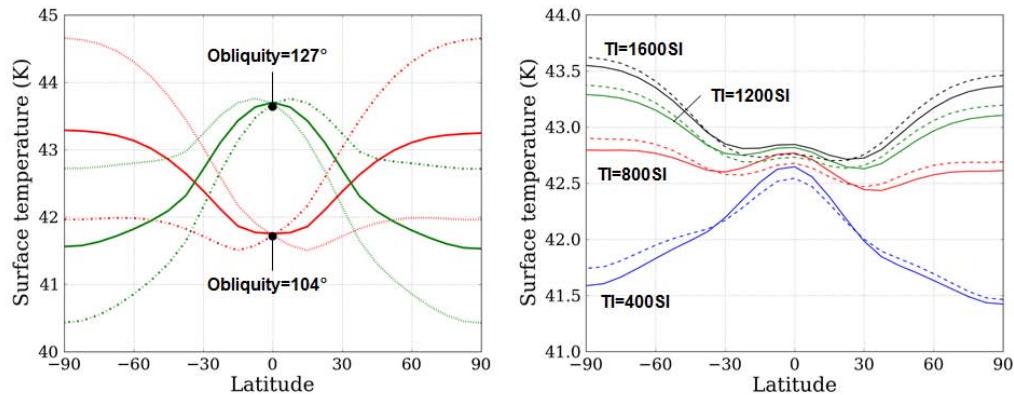
## 1.5 Changes of $N_2$ ice thickness in Sputnik Planitia

In this section, we explore the past evolution of the  $N_2$  ice thickness within Sputnik Planitia using the volatile transport model in the configuration as described above and with all of the the initial  $N_2$  ice reservoir sequestered in the deep Sputnik Planitia basin. We explore the changes of  $N_2$  ice thickness considering its condensation and sublimation cycles, first without glacial flow (Section 1.5.a) and then with glacial flow (Section 1.5.b). In this paper we assume a compact  $N_2$ -rich ice so that 1 kg of ice per  $m^2$  corresponds to a thickness of 1 mm.

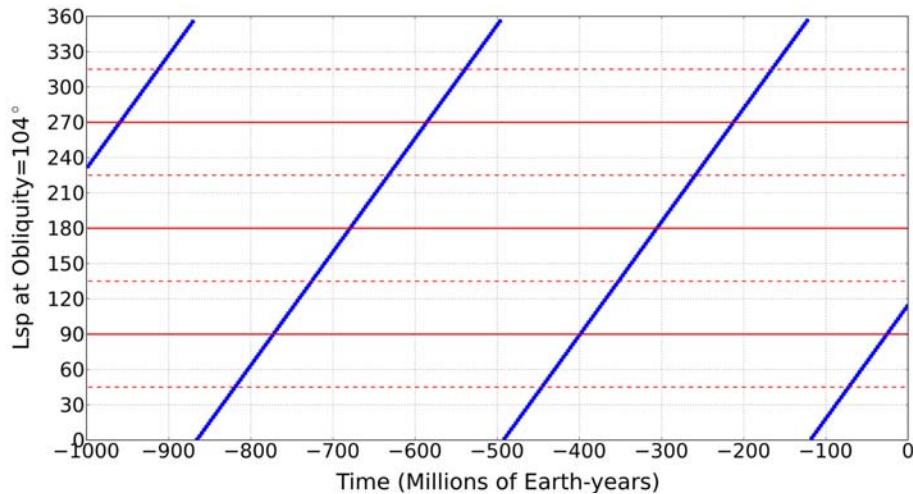
### 1.5.a The cycles of condensation and sublimation

We first start the simulation 30 Myrs ago with nitrogen ice sequestered in SP and let the amount of ice evolve at the surface. In this section, we assume that the timescale for ice viscous flow is very short and thus the ice sheet surface is effectively a level sheet at all times. Therefore, we assume no glacial flow, and we only evaluate the condensation and sublimation rates within SP, whose topography remains flat and unchanged. Note that in this simulation, no nitrogen frost form anywhere than in SP.

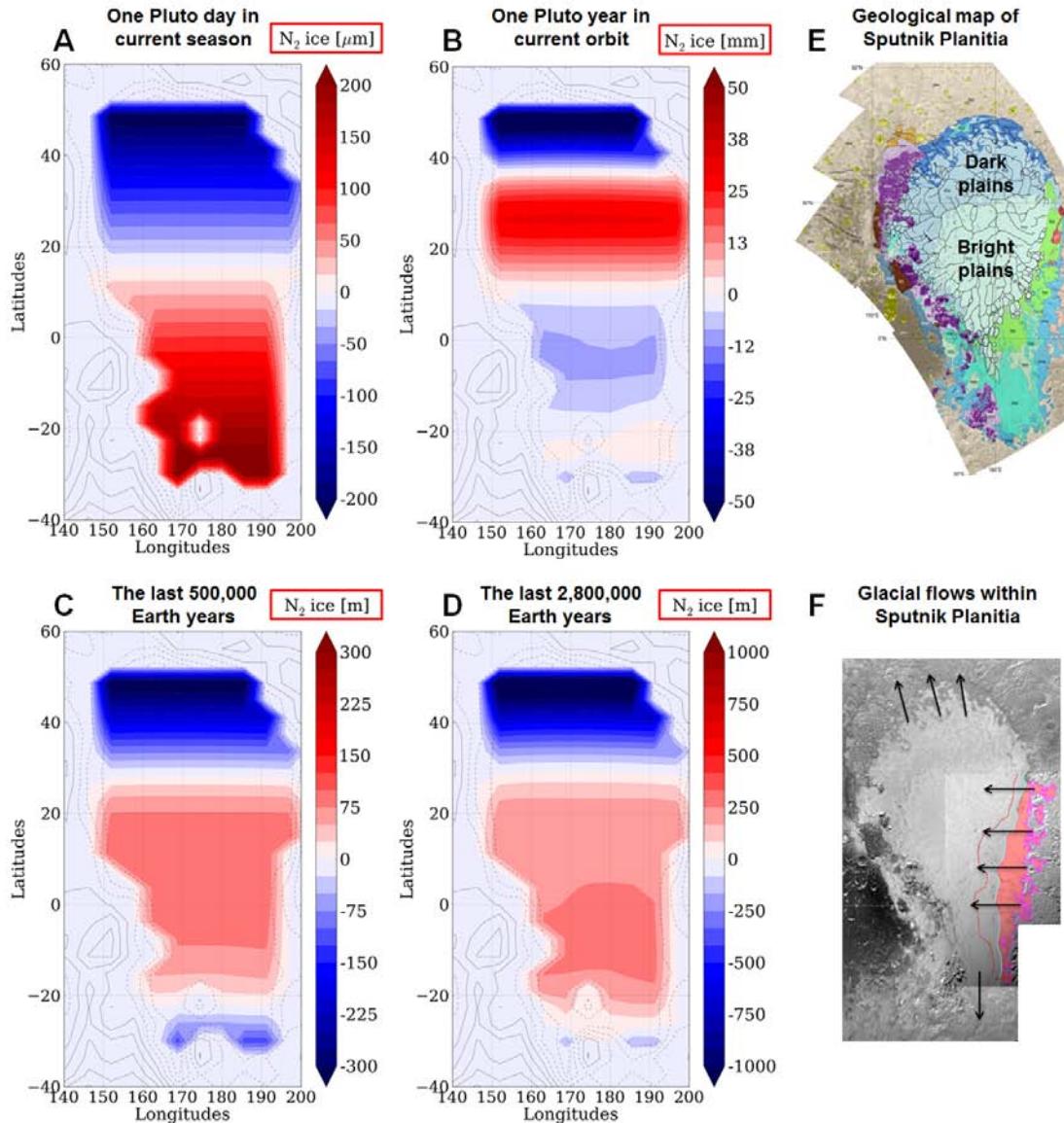
Figure 4.6 shows the net change of  $N_2$  ice thickness obtained with the model over four different timescales : A, one Pluto day in July 2015 ; B, one current Pluto year ; C, during the last 500 000 Earth years (which correspond to the estimated time of full resurfacing of SP by the action of the convection cells) ; D, during the last 2.8 Myrs, that is the last obliquity cycle. These results are compared with geologic features observed by New Horizons within SP (Figure 4.6.E-F).



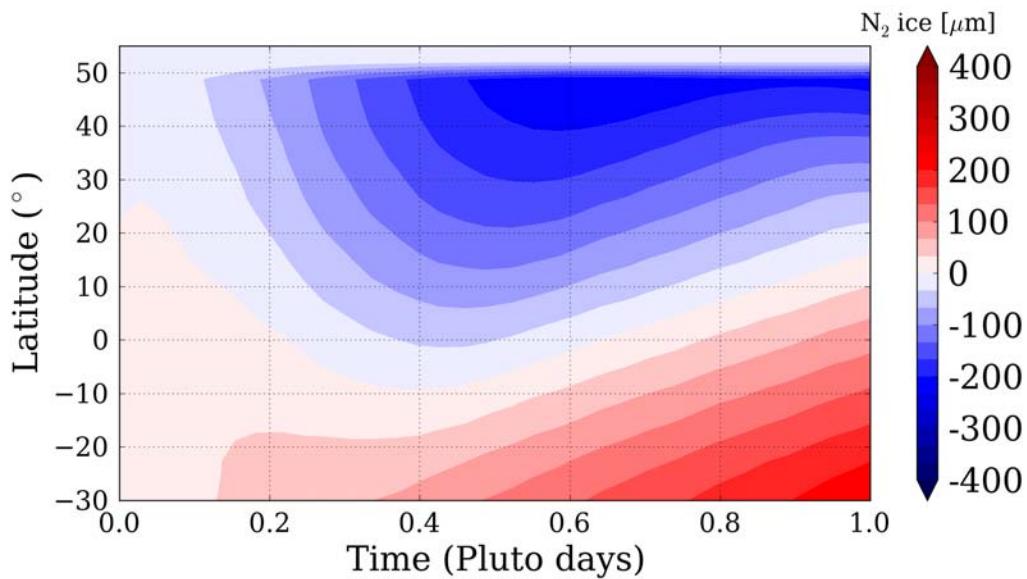
**FIGURE 4.4** – Left : Annual mean surface temperatures obtained assuming uniform and constant surface conditions (surface albedo = 0.1, TI=800 SI) for the maximum and minimum values of obliquities (red : 104°, green :127°) and  $L_s \text{ peri}$  (solid line : 0°, dashed : 90°, dot-dashed : 270°). While the obliquity and the TI drive the location of the coldest region (polar or equatorial regions), the  $L_s \text{ peri}$  induces an asymmetry of temperatures with  $L_s=90^\circ$  and  $L_s=270^\circ$  leading to a colder and warmer north pole respectively. Right : Same as left panel but averaged over the last 14 Myrs (last 5 obliquity cycles, solid lines) and 2.8 Myrs (last obliquity cycle, dashed lines) for different cases of TI. The surface albedo is uniformly set to 0.1, and the emissivity to 1. The polar regions are warmer than the equatorial regions, except in the case of TI lower than 800 SI. Our reference simulation (TI=800 SI) shows that the regions around  $\pm 30^\circ$  are colder in average.



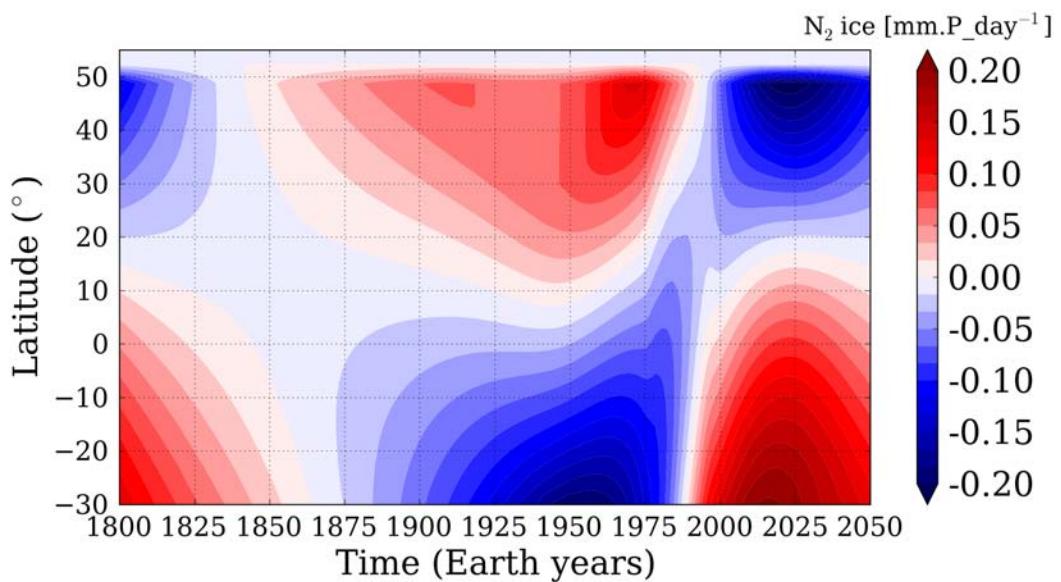
**FIGURE 4.5** – Evolution of the solar longitude of perihelion ( $L_s \text{ peri}$ ) at high obliquity (104°) during the last 1000 Myrs (assuming astronomical cycles stable with time). The  $L_s \text{ peri}$  at high obliquity has been slowly shifted with time, e.g. from 110.8 to 113.4° during the last 6 Myrs, due to the slight difference of periods between both  $L_s \text{ peri}$  and obliquity cycles. During the last 70 Myrs, the  $L_s \text{ peri}$  value at high obliquity remained close to 90° and thus lead to an asymmetry of insolation and surface temperatures favouring a warmer south hemisphere (see Figure 4.4).



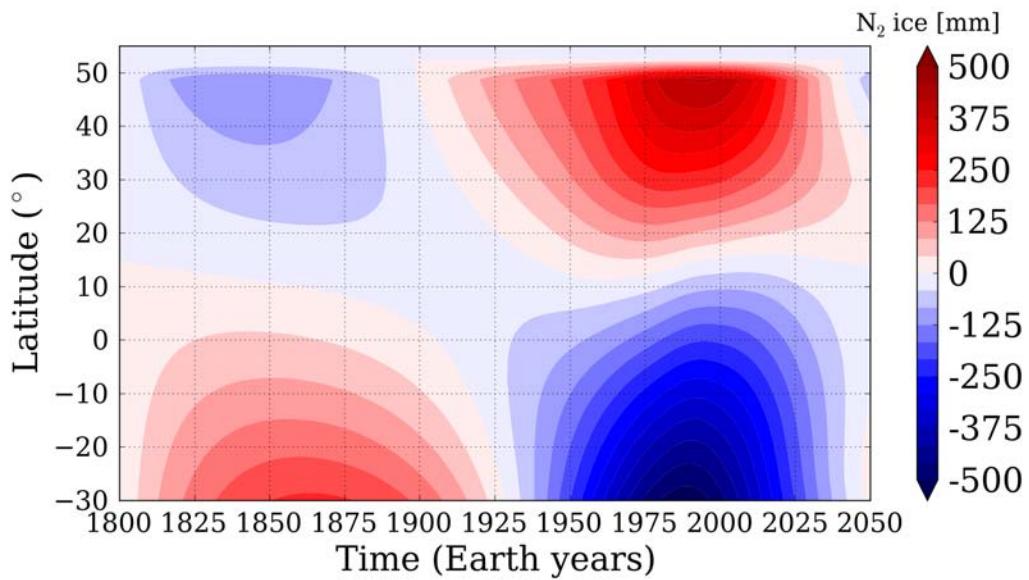
**FIGURE 4.6** – Net change of  $N_2$  ice thickness (zoom at Sputnik Planitia) at different timescales (note the order of magnitude differences between the colorbars, from  $\mu\text{m}$  to m) : (A) during one Pluto day in July 2015. (B) during one Pluto year in current orbital conditions. (C) during the last 0.5 Myrs. (D) during the last 2.8 Myrs (obliquity cycle). (E) Geological map of the Sputnik Planitia region (a full resolution version can be found in [White et al. \(2017\)](#)). (F) New Horizons mosaic of Sputnik Planitia, with recent glacial activity indicated by the red area. The purple line indicates the extent of the  $N_2$  ice sourced for the glaciation, the cyan line indicates the current ice deposition limit, and the red line indicates the inferred former ice deposition limit. The black arrows indicate the direction of the flow. Originally shown as Fig. 6 in [Howard et al. \(2017\)](#).



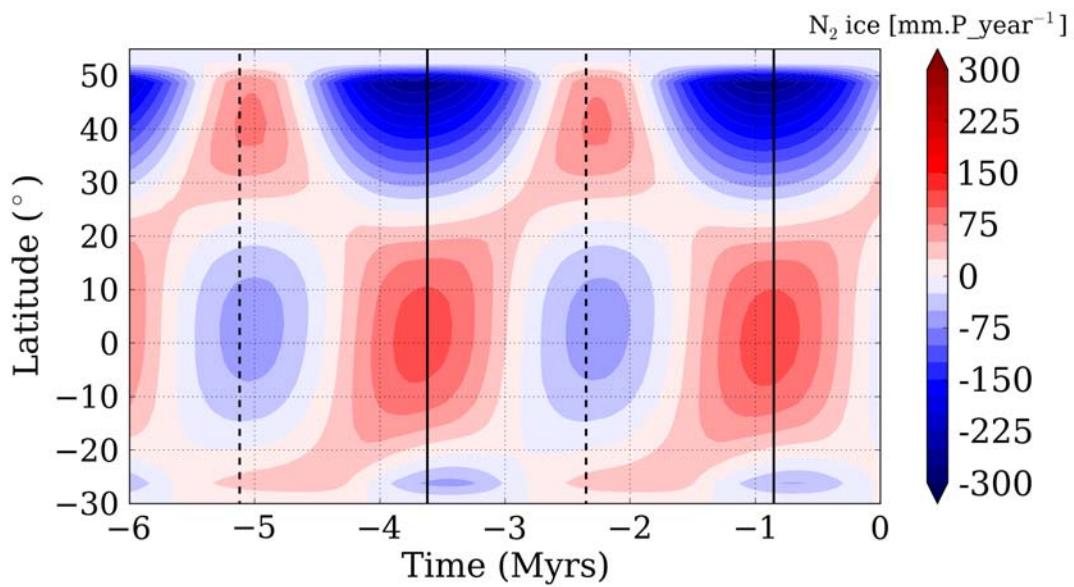
**FIGURE 4.7** – Variations of  $\text{N}_2$  ice thickness within Sputnik Planitia, during one Pluto day in July 2015, normalized to 0 at  $t=0$ . The data is taken at the longitude  $180^\circ$ , where the ice covers the latitudes  $30^\circ\text{S}$ - $50^\circ\text{N}$ . As shown by Figure 4.6, the flux does not vary with longitude within Sputnik Planitia.



**FIGURE 4.8** – Evolution of the diurnal mean condensation-sublimation rate within Sputnik Planitia (mm per Pluto day), in current orbital conditions, from 1800 to 2050 assuming that the glacier remains flat.



**FIGURE 4.9** – Variations of  $N_2$  ice thickness within Sputnik Planitia (normalized to 0 at  $t=1800$ ), in current orbital conditions, from 1800 to 2050 assuming that the glacier remains flat. The data is taken at the longitude  $180^\circ$ . Although the net budget of ice within one Pluto year varies by tens of mm (Figure 4.6.B), the thickness of ice involved during this year reaches hundreds of mm.



**FIGURE 4.10** – Evolution of the annual mean condensation-sublimation rate of  $N_2$  ice with time (mm per Pluto year), assuming that the glacier remains flat (same as Figure 4.8. The vertical solid and dashed lines correspond to the periods of high ( $104^\circ$ ) and low ( $127^\circ$ ) obliquity respectively.

### The current annual timescale

[Figure 4.7](#) shows the normalized diurnal variations of N<sub>2</sub> ice thickness over a Pluto day in July 2015. [Figure 4.8](#) shows the evolution of the diurnal mean condensation-sublimation rate (net change of N<sub>2</sub> ice thickness) within Sputnik Planitia, over one current Pluto year, since 1800, while [Figure 4.9](#) shows the normalized variations of N<sub>2</sub> ice thickness at same dates (gross change of N<sub>2</sub> ice thickness).

Over one Pluto day, several tens of micrometres of nitrogen ice move from the summer (North) to the winter (South) parts of SP ([Figure 4.6.A](#), [Figure 4.7](#)), while in one current Pluto year, a net amount of 20-50 mm of ice accumulates around 30°N, 10-15 mm are lost in the southern part (< 10°N) and 20-50 mm are lost in the northern edge of SP (> 40°N, [Figure 4.6.B](#)).

This is also illustrated by [Figure 4.8](#) showing the evolution of the diurnal mean net change of N<sub>2</sub> ice thickness within Sputnik Planitia, over one current Pluto year. In 2015, the regions above 15°N are in a sublimation-dominated regime, while regions below 15°N are in a condensation-dominated regime, as shown by [Figure 4.6.A](#) as well. The southern regions of SP entered the condensation-dominated regime after the northern spring equinox in 1988, where a fast transition of regime between the northern and southern regions occurred. Before 1988, the southern regions had been in a sublimation-dominated regime since 1865. The net variation of ice thickness after one Pluto year reaches tens of mm ([Figure 4.8](#)) but the sublimation-condensation during this period involves thicker layers of ice (by a factor 10-30). Between 1865 and 1988 (7033 Pluto days), the southern regions lost 0.3-1 m of N<sub>2</sub> ice. Between 1988 and 2015, the regions below 10°S accumulated 0.15-0.25 m of N<sub>2</sub> ice.

[Figure 4.10](#) shows the annual mean condensation-sublimation rates over the last 6 Myrs. The southern latitudes of SP (20°S-10°N) are in a sublimation-dominated regime since at least 100 000 years. The region below 20°S is a sublimation-dominated regime since 1.3 Myrs and currently starts to enter a condensation-dominated regime. The net loss of ice involved at the annual timescale in these regions occurs in the model at the same latitudes where the small pits are observed, explaining their formation there if they formed by sublimation. Between 20°S-10°N, if we assume relatively similar insolation conditions over the last 100 000 Earth years, with a mean net sublimation rate of 15 mm of N<sub>2</sub> ice per Pluto year ([Figure 4.6.B](#)), then the total loss of ice in this region could reach 6 m. Below 20°S, assuming a mean sublimation rate of 50 mm of N<sub>2</sub> ice per Pluto year ([Figure 4.10](#)) over 1.3 Myrs, the loss of ice reaches ~ 260 m. These values are in accordance with the observed depth of the pits (tens of meters, [Moore et al. \(2017\)](#)). Other mechanisms not taken into account in this model, such as atmospheric winds, light reflexion and deposition of dark materials at the bottom of the pits may further increase the sublimation rate and favor deeper pits formation. This annual mean sublimation pattern could also explain the disappearance of the polygonal cells (if they are erased by sublimation), although this may also be related to a lower ice thickness (too low to trigger convection), as it is probably the case for all edges of SP.

Our results also show that the latitudes where the ice accumulates in average over one Pluto year correspond to the latitudes where bright plains are observed in SP ([Figure 4.6.B](#)). Although the region below 15°N is dominated by sublimation at the current annual timescale, it is an area that recently accumulated tens of millimeters of ice in the past 5-10 Earth years ([Figure 4.8](#), [Figure 4.9](#)), hence the bright aspect of the surface observed. In fact, there is a correlation of ice brightness within SP with a weaker CH<sub>4</sub> signal in the N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> mixture ([Protopapa et al., 2017](#); [Schmitt et al., 2017](#)), which is consistent with our results showing a net deposition of N<sub>2</sub> ice there, over the seasonal timescales.

Despite its net daily sublimation since about 30 Earth years ([Figure 4.8](#)), the darker cellular plains are currently an area of net ice accumulation on the annual timescale (about 4-8 m in the last 100 000 Earth years, [Figure 4.6.B](#) and [Figure 4.10](#)), explaining why they also remain relatively bright compared to the northern dark trough-bounding plains (above 40°N), which are subjected to net annual sublimation since almost 1.8 Myrs ([Figure 4.10](#)).

### The astronomical timescale

[Figure 4.6.D](#) shows that over the last obliquity cycle (2.8 Myrs ago up to now), up to 300 m of N<sub>2</sub> ice accumulated between 20°S-30°N, while an intense loss of about 1 km of ice occurred at the northern edge of the ice sheet between 30°N-50°N. In addition, at the southern edge of SP (below 20°S), a net loss of 150 m of ice also occurred. As shown by [Figure 4.10](#), N<sub>2</sub> sublimation at the northern edge of SP is the most intense during the periods of high obliquity (e.g. 0.85 Myrs ago), and still occurs there during a large part of the obliquity cycle, for obliquities lower than 119° (that is higher than 61°). As shown by [Figure 4.6.C](#), during the last 0.5 Myrs, the mean accumulation and loss of ice occurred at similar latitudes than during the last 2.8 Myrs, except between 15°S-20°S since these latitudes are currently transitioning to a sublimation-dominated regime. During the last 0.5 Myrs, the center of SP accumulated up to 100 m of ice while the northern regions lost 200-300 m of ice, that is one third of what they have lost in average over the last obliquity cycle (that is since 2.8 Myrs ago). Note that a net loss of ice continuously occurs at the northern edge of SP since the last 1.8 Myrs. During the same period, ice has been continuously condensing between 20°S-25°N.

We can associate several structures of SP to the change of N<sub>2</sub> ice thickness averaged over this astronomical timescale. First, the latitudes where 1-2 km deep depressions are observed at the northern and southern boundaries of the ice sheet (see Figure 8 and 17 in [Howard et al. \(2017\)](#)) coincide with the latitudes where intense sublimation of ice occurred in the last 2.8 Myrs. This loss of ice should tend to be compensated by glacial flow, in line with the outward direction of the flow observed at these edges, and with the evidence of the particularly strong erosion of the Al-Idrisi Montes at the northern edge of SP ([Howard et al., 2017](#)). Simulations with glacial flow are explored in Section 1.5.b below. Secondly, the recent glacial activity of ice flowing westward through the valleys of the eastern side of SP ([Figure 4.6.F](#), the observations show that the ice at the eastern side of SP flows inward SP) occurs at the same latitudes where nitrogen ice continuously accumulated during the last 1.8 Myrs (20°S-30°N). We suggest that the accumulation of ice at these latitudes created a topography gradient at the edge of SP as the thick layer of ice far from the edge (closer to the center of SP) flowed more rapidly than the shallow one at the edge. These glacial flows should be reduced or disappear during the next hundreds of thousand years since these latitudes gradually enter a sublimation-dominated regime ([Figure 4.10](#)).

Why are such glacial flows not observed on the western side of SP, where the latitudes receive the same insolation ? Glacial activity on the western side of SP has occurred as evidenced by the many erosional valleys, but these valleys are not filled with flowing ice like they are to the east. This could be due to the significant difference of geology between the western and eastern side. As shown by [Schenk et al. \(2017\)](#), a North-South giant fault system passes under the western edge of the ice sheet, which may explain the fragmentation of water ice blocks and the presence of deep ridge, faults, and cliffs observed on the western edge of SP. This topography may prevent the ice from flowing easily through the west side of SP and form large glacial flows. In addition, the western side of SP may correspond to a deeper bedrock than on the eastern side, preventing strong gradients of nitrogen ice thickness and the inward flow observed in the eastern raising valleys (the ice would locally flow faster on the western edge of SP).

The dark and methane rich aspect of the northern edge of Sputnik Planitia (40°N-50°N) is also consistent with our results, which show that this area is a sublimation area at all timescales : the current diurnal, the current annual, the last 0.5 Myrs and the last 2.8 Myrs. Why does this area not have small pits, like in the southern part of SP ? A suggestion is that the area lacks an intake of fresh nitrogen ice necessary for the formation of pits. This may be because the area is subject to a net loss of ice at all timescales and the layer of ice became too shallow to undergo solid-state convection. In addition or alternatively, the methane rich composition and the size of grains of this dark ice may play a restricting role in the formation of pitted plains. Finally, the formation of pits is a process of erosion by reflected light. If the ice albedo is too low, the direct absorption of solar energy predominates the reflection and the

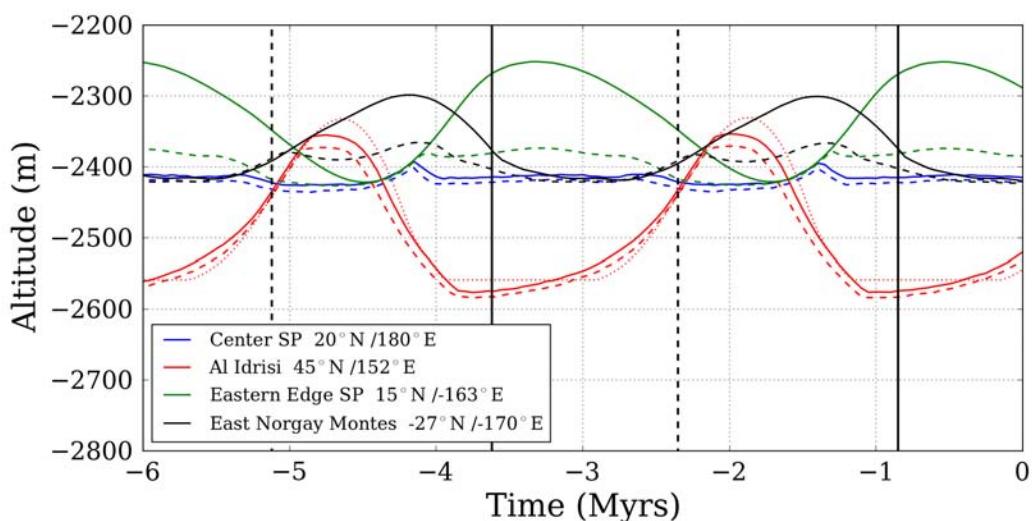
ice sublimates uniformly, inhibiting the pit formation (Moore et al., 2017).

### 1.5.b The astronomical cycles with glacial flow

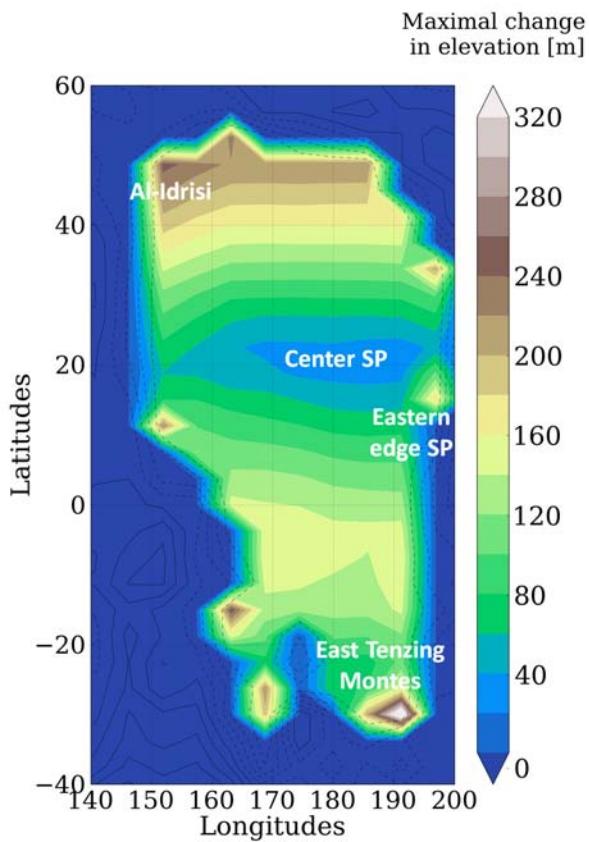
In this section, we repeat the same simulations as in Section 1.5.a except that we turn on the glacial flow scheme of N<sub>2</sub> ice (Section 1.3.c), which enables the ice to flow in the modelled Sputnik Planitia basin (Section 1.3.b). The basin is initially filled with N<sub>2</sub> ice up to 2.4 km below the mean surface level. We assume that the edges of the basin are at about 3 km, 4 km or 5 km below the mean surface level (Figure 4.2).

As a general tendency, our results show that over one obliquity cycle, only small variations of elevation up to 25 m are obtained in the centre of SP at 20°N (SP remains relatively flat) while variations of elevations of 200-300 m are obtained at the edges of SP (Figure 4.11 and Figure 4.12), in particular at the northern and southern edges. The variations are reduced if we assume the bedrock deeper below the ice sheet.

As shown by Figure 4.12, the entire northern part of SP (above 40°N) is subject to variations of altitudes from 100-280 m, which is consistent with the intense sublimation and condensation of N<sub>2</sub> ice occurring over one obliquity cycle at these latitudes. In particular, the latitudes of the Al-Idrisi Montes displays one of the largest variations of elevations (up to 280 m), in agreement with the scenario of strong and endless erosion of the water ice blocks in this region (Figure 4.11 and Figure 4.12). In the simulation with the less deep bedrock on the edges of SP, the ice at the latitudes of the Al-Idrisi Montes sublimed during the last 2 Myrs and revealed the bedrock (which is here set at 2.55 km below the mean surface). Currently, this region enters a regime of net accumulation over astronomical timescales.



**FIGURE 4.11** – Variations in elevation within SP at different locations, assuming that the bedrock below SP include a 6-9 km deep elliptical basin and edges at 4 km (solid lines) and 5 km (dashed lines) below the mean surface level. The red dash-dotted line corresponds to a case with edges at 3 km below mean level. In that case, the ice has been entirely sublimed during the last millions of years at Al-Idrisi, as the elevation shown during that time is the bedrock level at 2.55 km below the mean surface. The vertical solid and dashed lines correspond to the periods of high (104°) and low (127°) obliquity respectively.



**FIGURE 4.12** – Maximal variation in elevation of  $\text{N}_2$  ice over the last obliquity cycle (last 2.8 Myrs), with a bedrock on the edges of SP at 4 km and an initial filling of SP at 2.4 km.

Figure 4.11 also shows the evolution of the ice at the eastern edge of SP, at  $15^\circ\text{N}$ . As predicted by Figure 4.10, the area accumulated up to 150 m of ice during the high obliquity periods, if the bedrock is at 4 km below mean surface (the variation is less if the bedrock is deeper). The elevation of this area decreases since 0.6 Myrs because the flow of ice toward the center of SP overcomes the intake of nitrogen from condensation. Note that this area is always higher than the center of SP. Thus, the glacial flows induced from the uplands to the center of SP, as observed by New Horizons, should never stop.

The south of SP also displays strong variations of elevation, that are about 200 m over one obliquity cycle, with a bedrock at 4 km below mean surface (Figure 4.12). At the east of the Tenzing Montes ( $27^\circ\text{S}, -170^\circ\text{E}$ ), the elevation of the ice is higher than the center of SP during most of the obliquity cycle.

Although the results depend on the depth of the bedrock and the amount of ice, the variations of elevation obtained with our model are consistent with the depressions observed at the northern and southern boundaries of SP and with the eroded mountain blocks observed west and east of Tenzing Montes, indicative of the presence of large amounts of ice there in the past. Note that Figure 4.11 suggests that the ice sheet was at its maximal North-South extension 1.5-2 Myrs ago, since the ice level in the Al-Idrisi region and in the far south of SP was well above the level of the centre of SP. Conversely, the last million of years coincides with a period of minimal extension, which is consistent with the ice flowing outward from SP at its northern and southern edges (Howard et al., 2017).

## 1.6 Possible equilibrium states for Pluto's ices

In this section, we explored the stability of N<sub>2</sub> ice deposits outside Sputnik Planitia. To do that, we performed several simulations using different sensitivity parameters and initial states.

### 1.6.a Simulation settings

We used the following settings for the simulations : (1) We performed the simulations over the last 30 Myrs, taking into account the obliquity and orbital changes over time described in Section 4.1. (2) We used realistic reservoirs of N<sub>2</sub> ice corresponding to a global surface coverage of Pluto of 200 m, 500 m or 1000 m of ice. The case of 500 m corresponds to a basin of 1200x1000 km filled by  $\sim$  7 km of ice, which is in the range of what is assumed for SP. (3) At the beginning of these simulations 30 Myrs ago, the surface is not initialized with the entire N<sub>2</sub> reservoir trapped inside SP as in Section 1.5. Instead, the initial N<sub>2</sub> reservoir is either globally uniformly distributed (Simulations #Glob), or placed at the equatorial regions between  $\pm$  30° latitude (Simulations #Equa), or at the poles above 50° latitude (Simulations #Polar). As an example, an initial global reservoir of 500 m redistributed over the equatorial regions between  $\pm$  30° latitude corresponds to an initial equatorial reservoir of 1.002 km of ice. (4) We used the latest topography data from New Horizons coupled with a deep bedrock for SP (up to 10 km deep), as described in Section 1.3.b, and the glacial flow scheme described in Section 1.3.c.

Note that, in [Bertrand and Forget \(2016\)](#), it had been shown that a small deposit of nitrogen ice on Pluto tends to end trapped inside SP because of the higher pressure (due to lower elevation) yielding a higher N<sub>2</sub> frost point and thus a stronger infrared cooling, favouring nitrogen condensation in the largest depression. Here, in some way, our simulations resemble the simulations performed in [Bertrand and Forget \(2016\)](#), except for the four points mentioned above.

The sensitivity parameters of the simulations are the following : (1) Seasonal thermal inertia of 400, 800 and 1200 SI are used, similar than those used in [Bertrand and Forget \(2016\)](#). The diurnal thermal inertia remains fixed at 20 SI ([Lellouch et al., 2011b](#)), as in [Bertrand and Forget \(2016\)](#). (2) The reference N<sub>2</sub> albedo and emissivity used are set to 0.7 and 0.8 respectively, while those for bare ground are set to 0.1 and 1 respectively, which is in the range of what has been used in [Bertrand and Forget \(2016\)](#). We also explored the case of an albedo of 0.4 for N<sub>2</sub> ice. (3) We also compared simulations using the modified topography data (flat surface in the southern hemisphere where no data exists and the 10 km deep SP bedrock), and simulations using the modified topography data but with a flat surface everywhere outside the 10 km deep SP bedrock. The goal of this is to evaluate the impact of small topographic changes on the location of N<sub>2</sub> deposits outside SP.

### 1.6.b Simulation results

The results are summarized in Table 4.1 and illustrated by [Figure 4.13](#) and [Figure 4.14](#).

#### Overall outcome

As a general rule, N<sub>2</sub> ice quickly accumulates in the Sputnik Planitia basin and in the equatorial regions (preferentially at latitudes around  $\pm$  30°), with stronger condensation rates inside SP and inside other depressions because of the stronger infrared cooling effect, as detailed in [Bertrand and Forget \(2016\)](#).

However, in many of the simulations, large deposits also remain in the equatorial regions outside SP after 30 Myrs, and even beyond as they seem to remain relatively stable with time. The simulation #Polar8 described in Table 4.1 provides a typical example. Starting with an initial reservoir of 500 m (at global scale) confined at the poles and a thermal inertia of 1200 SI, the ice migrates toward the equatorial regions by forming latitudinal bands which get closer to the equator with time, as shown by [Figure 4.13](#). The

basin SP is progressively filled by N<sub>2</sub> ice, with a decreasing rate as the altitude of its surface increases. In the first Myrs, the deep basin SP is quickly filled by large amounts of ice. As it fills up, the ice outside SP migrates towards the more stable equatorial regions, leading to lower condensation rates inside SP. In addition, the surface of the basin becomes less deep and thus the infrared cooling effect becomes less efficient. The parameter  $\tau_{95\%}^{SP}$  indicates the time needed to fill SP at 95% of its final state (in Myrs). It depends on the TI, the reservoir and the initial state. The lower this time, the more stable are the deposits outside SP. As an example, in the simulation #Polar8, the basin is already in a relatively stable state after 11.90 Myrs. After 30 Myrs, it is filled by ice up to 2350 m below the mean surface (Table 4.1). Outside SP, N<sub>2</sub> ice remained at the equator forming 600-800 m deposits. After these 30 Myrs, the ice still migrates in the basin because of the infrared cooling effect but the rates are very low. Typically, in 1 Myrs, the equatorial deposits loose 5-10 meters of ice. Consequently, the 600-800 m deposits outside SP should end trapped inside SP after 60 additional Myrs (at least).

We note that the ice in the equatorial regions outside SP is slightly less stable for L<sub>s peri</sub> values close to 90° and 270° (values favouring an asymmetry of surface temperatures between both hemisphere).

Finally, N<sub>2</sub> ice is never stable at the poles and any initial polar deposit up to 1 km thick is entirely sublimed after less than 2 Myrs.

### Sensitivity to the ice reservoir

The larger the ice reservoir, the faster the glacial flow and the more easily the ice reaches the equatorial regions (outside SP), where it is able to form relatively stable deposits several hundred meters deep. In addition, larger reservoirs of ice lead to larger N<sub>2</sub> ice deposits outside SP, spread from the equator toward higher latitudes.

In our simulations, equatorial deposits outside SP inevitably form as soon as the initial reservoir is equal to or larger than 500 m, independently of any initial distribution as long as it is assumed that the initial reservoir is outside SP. If the initial reservoir is lower, the ice does not flow easily and the presence of equatorial deposits outside SP depends on the TI and the initial state (see section 1.6.b).

As an example, in the simulations #Polar4 and #Polar7 performed with a reservoir of 200 m of ice, all the ice ends in the SP basin after 30 Myrs (see Figure 4.13) and fills it up to 3.29 km below the mean level. If the 200 m of ice are initially present at the equator (Simulation #Equa and #Glob), and if the TI is higher than 800 SI then 200-400 m thick ice deposits in the equatorial regions can persist after 30 Myrs (e.g. simulations #Glob4, #Glob7, #Equa4, #Equa7, see Table 4.1).

While in the simulations performed using a reservoir of 200 m the SP basin is filled by ice up to 3.29 km below the mean level after 30 Myrs, in all simulations using a reservoir of 500 m of ice, the SP basin is filled up to 1500-2300 m below the mean level. In all simulations using a reservoir of 1 km of ice, the basin is entirely filled with ice. In these cases, the basin fills up very rapidly because a large amount of ice is able to flow inside the basin.

### Sensitivity to thermal inertia and initial state

Our results are sensitive to the assumed thermal inertia. As shown by Figure 4.3 and Figure 4.4, the lower the TI, the less equatorial are the cold points on Pluto's surface (in average over the last Myrs). In particular, if TI is lower than 800 SI, the equator becomes warmer in average than the other latitudes.

Still, all TI considered here are high enough to favour the cold trap effect of N<sub>2</sub> ice in SP, and consequently our results are sensitive to the initial ice distribution too.

As an example, in the simulations using a reservoir of 200 m of ice, different final states are obtained after 30 Myrs depending on the TI and the initial state.

If the initial reservoir is distributed at the poles (#Polar1, #Polar4, #Polar7), we found that the ice remains after 30 Myrs outside SP only if the TI is equal to or lower than 400 SI, where it forms a relatively

stable latitudinal band at 20°N of 330 m N<sub>2</sub> ice (#Polar1, Figure 4.13). In this low TI case, the ice is less stable at the equator but the initial presence of N<sub>2</sub> ice at high latitude enables it to form a cold trap deposit. If the TI is larger (#Polar4, #Polar7), the equatorial regions are the coldest points on Pluto but the entire reservoir is quickly trapped in SP by condensation-sublimation flux (Figure 4.13).

If some of the initial reservoir is distributed at the equator (#Equa, #Glob), the ice can remain outside SP after 30 Myrs only if the TI is equal to or larger than 800 SI. In this case, the ice forms latitudinal bands of 300-800 m N<sub>2</sub> ice at the latitudes ± 10°, with higher amounts in the local depressions (see Figure 4.14, #Glob4 and #Glob14). If the TI is lower (#Glob1, #Equa1), the ice is less stable at the equator and ends trapped in the SP basin (Figure 4.14). In this paper, results obtained using an initial ice reservoir distributed at the equator and over the globe are similar and therefore we only show the latter results on Figure 4.14.

Note that when larger TI are used, larger amounts of ice remain in the equatorial regions. In addition, the deposits tend to peak at the equator for large TI, while they tend to peak at higher latitudes (±10°, or ±20°) for low TI (see e.g. #Polar1, #Glob4).

### Sensitivity to the topography

Results obtained with or without topography outside SP are qualitatively similar. In the simulations taking into account the topography outside SP, the ice does not accumulate on the mountains (e.g. in the Tartarus Dorsa region and the West part of Cthulhu Regio are volatile-free after 30 Myrs, as shown by #Glob4 and #Glob14 on Figure 4.14), but still form latitudinal coverage elsewhere at the equator with larger amounts in the depressions. As a result, the SP basin is slightly more filled by N<sub>2</sub> ice in the case with topography than without.

### Sensitivity to the albedo

The simulations using a reservoir of 500 m of ice have also been performed using an albedo of 0.4 for N<sub>2</sub> ice (#Polar10-12, #Equa10-12, #Glob16-18), instead of 0.7 (reference value). In all these low albedo simulations, the ice sublimates very rapidly from the poles and accumulates in the equatorial regions between 37.5°S and 37.5°N (the ice is slightly more spread than in the cases with an albedo of 0.7), forming stable deposits about 600-800 m deep. These results are found to be relatively independent of the initial state and of the thermal inertia. This is because the lower albedo enables the ice to be warmer and to gain greater mobility (by both glacial flow and condensation-sublimation flux) to reach the coldest point on Pluto's surface.

In these simulations, SP is rapidly filled by ice and reaches a relatively stable level. After  $\tau_{95\%}^{SP}=7-9$  Myrs, the elevation of SP surface then increases by only a few meter every Myrs due to N<sub>2</sub> ice condensation.

### Minimum and maximum surface pressures

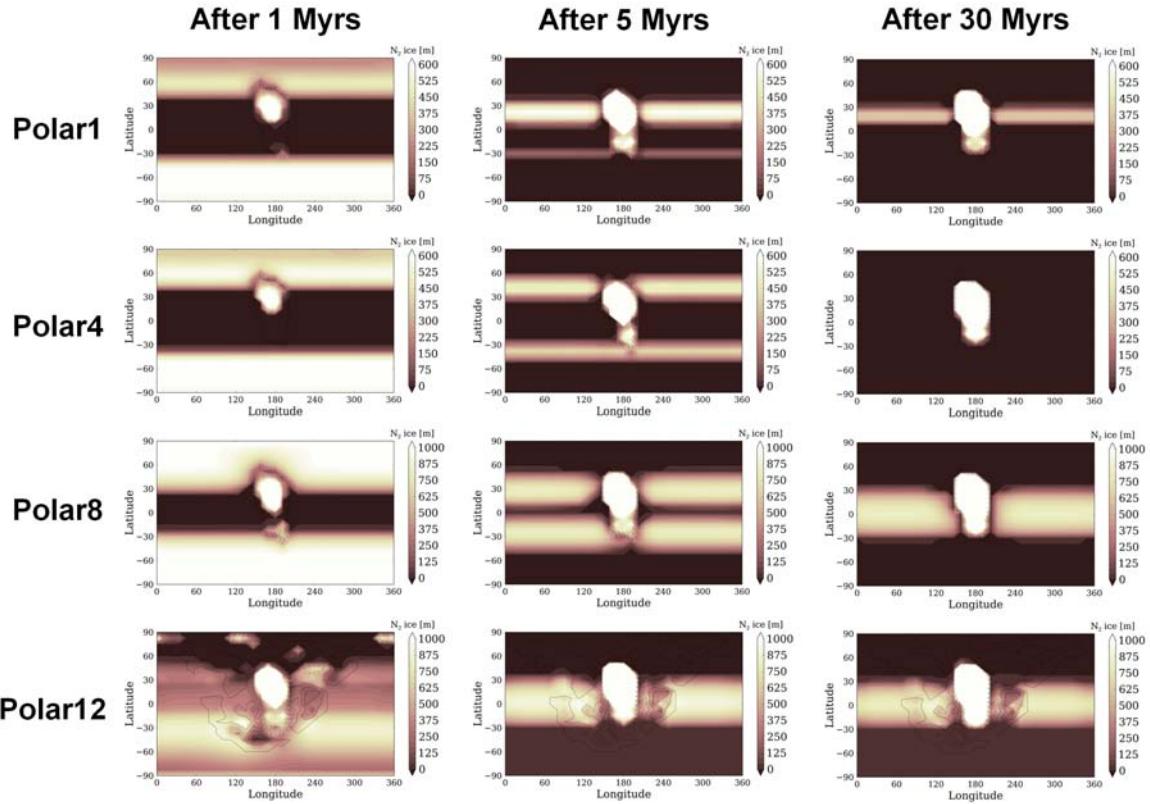
Figure 4.15 shows the evolution of the maximum and minimum annual surface pressures during the last 15 Myrs obtained in simulations #Polar1, #Polar4, #Polar8 and #Polar12. Generally speaking, the surface pressures (and surface temperatures) remain within 10<sup>-2</sup>-10 Pa (31-40 K) in all simulations using an albedo for N<sub>2</sub> ice of 0.7, and within the range 1-100 Pa (39-45 K) in all simulations using an albedo for N<sub>2</sub> ice of 0.4, even during extreme obliquity periods.

Higher maximum surface pressures could be obtained, if we lower the albedo below 0.4 or the TI below 400 SI, but such values seem quite distant from reality.

In the model we are always in the global-atmosphere regime.

We note that (1) there are two peaks of maximum surface pressure per obliquity cycle (2) Maximum pressures are lower during the high obliquity periods (104°). This is because the main reservoirs of ice

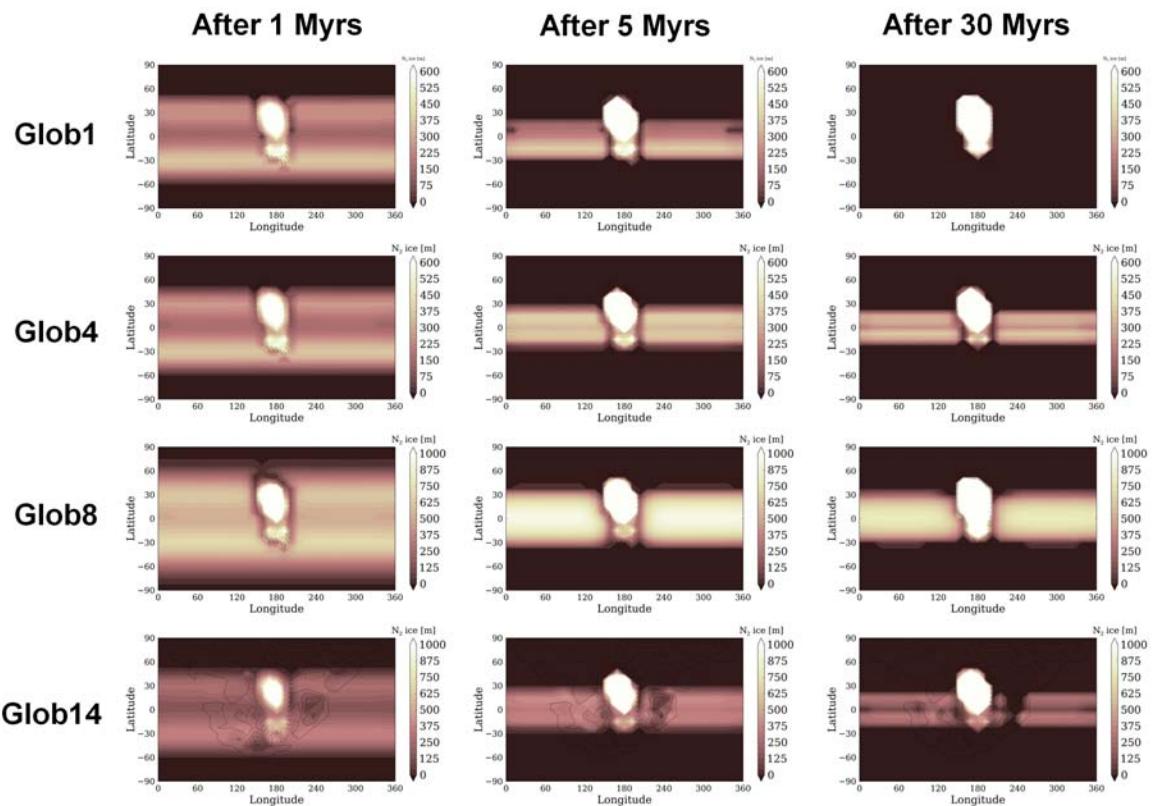
are located in the equatorial regions, which receive less flux on annual average during these periods (Figure 4.3) (3) The surface pressures in the simulations with N<sub>2</sub> ice deposits outside SP are slightly less than in the simulation without deposits outside SP.



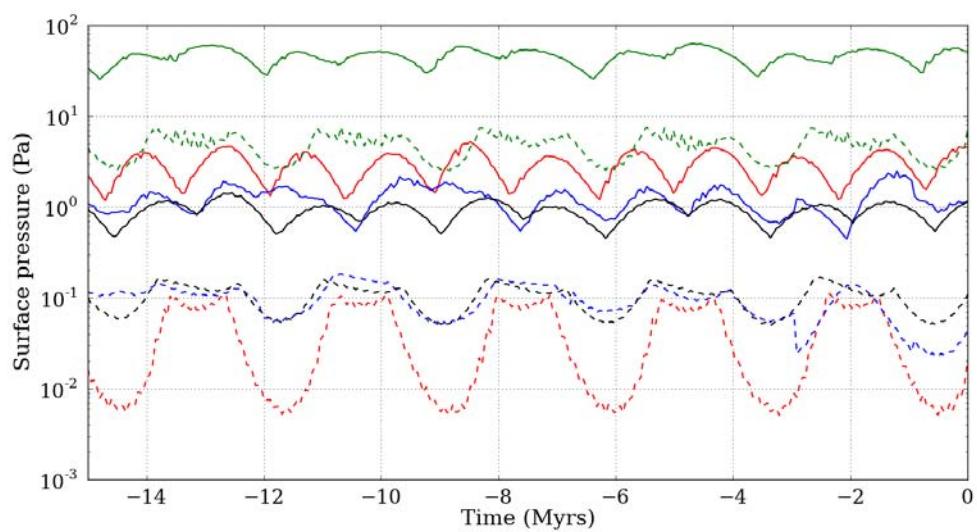
**FIGURE 4.13** – Maps of N<sub>2</sub> ice distribution on Pluto (m) for simulations starting 30 Myrs ago with a polar reservoir (#Polar1, #Polar4, #Polar8, #Polar12). Results are shown after 1 Myrs (left panel), 5 Myrs (middle panel) and 30 Myrs (right panel).

**TABLE 4.1** – Settings and results of the simulations performed from 30 Myrs ago to present-day. From left to right, settings are : name of the run (the runs marked by \* are illustrated by [Figure 4.13](#) and [Figure 4.14](#)), thermal inertia, N<sub>2</sub> ice reservoir (globally averaged), N<sub>2</sub> ice albedo. Results are : latitudes between which N<sub>2</sub> ice deposits are obtained outside SP, latitudes where the N<sub>2</sub> ice deposits are obtained outside SP peak, altitude of the N<sub>2</sub> ice deposits inside SP, altitude of N<sub>2</sub> ice outside SP, time needed to fill SP with N<sub>2</sub> ice at 95% of its final state, minimum and maximum surface pressures obtained during the last 15 Myrs

Run	Thermal inertia J s <sup>1/2</sup> m <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> )	Reservoir (kg m <sup>-2</sup> )	Albedo A <sub>N2</sub>	Latitude N <sub>2</sub> outside SP	Peak N <sub>2</sub> outside SP	H <sub>ice</sub> in SP (m)	H <sub>ice</sub> outside SP (m)	$\tau_{95\%}^P$ (Myrs)	Surface Pressure (Pa)
Polar1*	400	200	0.7	15°N-22.5°N	18°N	-3960	330	22.45	0.00356 4.945
Polar2	400	500	0.7	30°S-30°N	15°S	-1540	440	10.15 6.55	0.0166 0.0234 2.371
Polar3	400	1000	0.7	50°S-50°N	No ice	-3290	0	26.55 27.05	0.0229 0.0371 2.101
Polar4*	800	200	0.7	30°S-30°N	Equator	-2110	440	1000-1200	0.0523 1.527
Polar5	800	500	0.7	50°S-50°N	Equator	-440	0	12.30	0.1498 2.862
Polar6	800	1000	0.7	50°S-50°N	No ice	-3290	0	35.00	0.0513 1.393
Polar7	1200	200	0.7	30°S-30°N	Equator	-2350	500-800	11.90	0.0679 1.162
Polar8*	1200	500	0.7	30°S-30°N	Equator	-430	1000-1200	12.50	0.0679 1.162
Polar9	1200	1000	0.7	50°S-50°N	5°N or locally in the depressions	-1740	600-800	7.45	0.8433 88.485
Polar10 Topo	400	500	0.4	30°S-37.5°N	Equator or locally in the depressions	-1820	600-800	7.50	1.8224 70.005
Polar11 Topo	800	500	0.4	30°S-37.5°N	Equator or locally in the depressions	-1850	700-800	7.55	2.5942 62.690
Polar12 Topo*	1200	500	0.4	30°S-37.5°N	/	-1850	0	19.15 5.00	0.0073 4.1919
Equal1	400	200	0.7	No ice	/	-1460	450	1000-1200	0.0160 2.397
Equal2	400	500	0.7	30°S-30°N	10°S	-290	300-400	7.95	0.0232 2.218
Equal3	400	1000	0.7	50°S-50°N	20°S-20°N	-5290	600-700	7.95	0.0241 2.370
Equal4	800	200	0.7	50°S-50°N	Equator	-2030	460	1000-1200	12.25 1.536
Equal5	800	500	0.7	37.5°S-37.5°N	Equator	-5340	300-400	7.70	0.0375 1.381
Equal6	800	1000	0.7	50°S-50°N	10°S-10°N, less ice at the equator	-2160	700-800	30.55	0.0485 1.448
Equal7	1200	200	0.7	20°S-20°N	Equator	-440	1000-1200	12.20	0.0704 1.184
Equal8	1200	500	0.7	30°S-30°N	5°N or locally in the depressions	-1740	600-800	9.65	0.0430 88.483
Equal9	1200	1000	0.7	50°S-50°N	Equator or locally in the depressions	-1820	600-800	9.40	1.8230 1.8230
Equal10 Topo	400	500	0.4	30°S-37.5°N	Equator or locally in the depressions	-1850	700-800	8.10	2.5915 62.693
Equal11 Topo	800	500	0.4	30°S-37.5°N	No ice	-1850	0	19.15 5.00	0.0073 4.1919
Equal12 Topo	1200	500	0.4	30°S-37.5°N	/	-1850	0	5.00 19.15	0.0073 4.1919
Glob1*	400	200	0.7	No ice	/	-3290	0	17.15	0.0073 4.1919
Glob2	400	500	0.7	30°S-30°N	10°S	-1500	500-650	11.45	0.0160 4.147
Glob3	400	1000	0.7	50°S-50°N	18°S	-470	1000-1200	6.65	0.0222 2.391
Glob4*	800	200	0.7	20°S-20°N	10°S-10°N, less ice at the equator	-5200	250-400	6.10	0.0258 2.190
Glob5	800	500	0.7	30°S-30°N	Equator	-2040	650-750	25.05	0.0320 1.932
Glob6	800	1000	0.7	50°S-50°N	Equator	-450	1200	12.00	0.0533 1.532
Glob7	1200	200	0.7	20°S-20°N	10°S-10°N, less ice at the equator	-5010	200-350	7.40	0.0372 1.373
Glob8*	1200	500	0.7	30°S-30°N	Equator	-2250	700-800	26.10	0.0461 1.373
Glob9	1200	1000	0.7	50°S-50°N	10°S or locally in the depressions	-450	1200	12.30	0.0669 1.170
Glob10 Topo	400	500	0.7	30°S-30°N	10°S	-1430	600	7.95	0.0161 4.209
Glob11 Topo	800	500	0.7	30°S-30°N	Equator or locally in the depressions	-1960	750	19.50	0.0323 1.895
Glob12 Topo	1200	500	0.7	30°S-30°N	Equator or locally in the depressions	-2120	800	20.45	0.0473 1.332
Glob13 Topo	400	200	0.7	No ice	/	-3290	0	19.70	0.0067 4.900
Glob14 Topo*	800	200	0.7	20°S-20°N	10°S 15°N, more in the depressions and no ice at the equator	-4460	250-300	11.00	0.0261 2.116
Glob15 Topo	1200	200	0.7	50°S-50°N	10°S 15°N, more in the depressions and no ice at the equator	-4460	600-800	8.70	0.0386 1.313
Glob16 Topo	400	500	0.4	30°S-37.5°N	5°N or locally in the depressions	-1740	600-800	7.90	0.8429 88.487
Glob17 Topo	800	500	0.4	30°S-37.5°N	Equator or locally in the depressions	-1830	700-800	7.95	1.8219 70.011
Glob18 Topo	1200	500	0.4	30°S-30°N	/	-1860	700-800	7.95	2.5917 62.722



**FIGURE 4.14** – Maps of  $N_2$  ice distribution on Pluto (m) for simulations starting 30 Myrs ago with a global reservoir (#Glob1, #Glob4, #Glob8, #Glob14). Results are shown after 1 Myrs (left panel), 5 Myrs (middle panel) and 30 Myrs (right panel).



**FIGURE 4.15** – Evolution of maximum (solid lines) and minimum (dashed lines) annual surface pressure over the last 15 Myrs for simulations starting with a polar reservoir : #Polar1 (blue), #Polar4 (red), #Polar8 (black), #Polar12 (green). The present-day maximum surface pressure is  $\sim 1.1$  Pa ([Stern et al., 2015](#); [Gladstone et al., 2016](#); [Hinson et al., 2017](#)).

## 1.7 Discussion

In this paper we do not seek to reproduce precisely how the SP basin filled with N<sub>2</sub> ice, since many parameters are unknown : as an example, we do not know the origin of the basin, or the obliquity and the orbital conditions at the time it formed. In addition we do not take into account the reorientation of the rotation axis (Keane et al., 2016) and, last but not least, the methane and CO cycles and the presence of methane and CO ices which can strongly affect the surface albedo, emissivity, temperatures and the rheology of the N<sub>2</sub> ice (and its sublimation if CH<sub>4</sub>-rich ice layers form on the N<sub>2</sub> ice). Instead, we seek to evaluate if N<sub>2</sub> deposits outside SP could have remained for a long time on Pluto and form perennial deposits, and if yes, at which latitudes.

In our previous paper Bertrand and Forget (2016), we showed that any frost of N<sub>2</sub> ice on Pluto's surface tends to end inside the Sputnik Planitia basin. Here, we reproduced similar simulations by taking into account large reservoirs of N<sub>2</sub> ice able to sublime, condense and flow over several Myrs through the changes of obliquity and orbital parameters of Pluto. We found again that any large N<sub>2</sub> ice deposits outside SP would accumulate in SP and fill the basin with several kilometres of ice. However, this would take several tens of Myrs during which transient states exist for the deposits. Indeed, assuming that the basin formed initially without N<sub>2</sub> ice inside, our results show that large deposits of several hundreds of meters of N<sub>2</sub> ice, placed at the poles, are not stable there, and would inevitably accumulate first at mid latitudes over an entire latitudinal band after few Myrs, and then, in some cases, in more equatorial regions after tens of Myrs. We estimate that the basin would be filled up by several kilometers of ice in few Myrs. In the mid-latitude and equatorial regions, the deposits are relatively stable and may remain there during 10-100s of Myrs before to end in Sputnik Planitia, depending on the thermal inertia, the albedo of the ice, the local topography, etc. These results raise discussions about the impact of such glaciers outside SP on the geology of Pluto and on the surface pressures encountered in Pluto's past.

First, the equatorial regions of Pluto (and in particular in Cthulhu region) are covered by numerous geologically old craters which do not seem particularly eroded by ancient deposition of N<sub>2</sub> ice. It is therefore unlikely that hundreds of meters of ice accumulated in this region in the past. If large N<sub>2</sub> deposits existed outside SP, they may not have been large enough to flow toward the equatorial regions (like in our simulations started with a global reservoir of ice less than 200 m). Or, the equatorial regions may have been already warmer than the higher latitudes, due to a low thermal inertia (less than 800 SI) or due to albedo gradients (dark tholins at the equator and bright methane ice at higher latitudes).

In some of our simulations, relatively stable deposits of N<sub>2</sub> ice are obtained outside SP at higher latitudes, without any ice at the equator. This is for example the case for simulations with a reservoir of 200 m, such as #Polar1, #Polar4, where the ice does not flow toward the equator but forms latitudinal bands between 25°S-45°S and 25°N-45°N. Interestingly, several surface features on Pluto have been interpreted as evidence for past liquid flow, and they are all observed around the latitudes ± 30-60° (Stern et al., 2017a). These latitudes correspond to the regions where ice accumulates in our model (outside SP), first as a transient state (thick glaciers over latitudinal bands) and then as a final state at mid-latitudes around 10-30°N (swallower glaciers because most of the ice is trapped inside SP), in particular if a low TI and N<sub>2</sub> reservoir are considered. It has been suggested that epochs with higher atmospheric pressure occurred in Pluto's geologic past and enabled the nitrogen ice to be much warmer, perhaps even to turn to liquid, and to flow on the surface leading to the formation of these features (Stern et al., 2017a). Here we propose an alternative scenario, in which the past liquid flows occurred at the base of massive nitrogen glaciers (basal flow), which accumulated at these specific latitudes because they are the coldest points on Pluto in average (an effect depending on thermal inertia, as shown by Figure 4.4). These glaciers may have remained at these latitudes for millions of years before the ice ends inside SP.

In fact, assuming a relatively bright albedo for nitrogen ice and a medium to high TI, the maximum

surface pressures obtained in our paleoclimate simulations remain of the order of several Pascals, even during high obliquity periods. We found that pressures are the lowest during the high obliquity periods, because N<sub>2</sub> ice is never stable at the poles at the scale of the astronomical cycles and therefore not available for intense polar sublimation during these periods. Note that in 2015, which corresponds to northern Spring on Pluto, the surface of the north polar regions of Pluto was free of N<sub>2</sub> ice : there will be no N<sub>2</sub> ice available at the pole to sublime during Summer and increase the pressure. In our simulations, the maximum surface pressures rise up to  $\sim$ 100 Pa if the ice albedo is set to 0.4, which is a very low value for an ice as mobile as N<sub>2</sub> on Pluto.

Our results also suggest that the ice sheet of the north polar region is not made of a thin deposit of CH<sub>4</sub> ice overlying N<sub>2</sub> ice, but rather strongly support that the ice sheet is made of CH<sub>4</sub> only (either a thin deposit over a smooth water ice surface, or a thick layer of CH<sub>4</sub> ice).

What would trigger the formation of perennial N<sub>2</sub> ice deposits on Pluto outside SP ? Since the astronomical cycles of Pluto are relatively stable, we can make the hypothesis that the perennial ice deposits on present-day Pluto reached their equilibrium. In that case the entire reservoir of N<sub>2</sub> ice should be trapped in SP, as suggested by our model results showing that N<sub>2</sub> ice deposits outside SP still accumulates in SP after 30 Myrs, loosing about 10 m per Myrs. However, other processes could help to maintain perennial N<sub>2</sub> ice deposits and feed Pluto's surface with N<sub>2</sub> ice outside SP, such as cryovolcanism or bright methane deposits enabling N<sub>2</sub> ice to condense on it (see below).

In 2015, New Horizons detected N<sub>2</sub> outside Sputnik Planitia, mostly over the latitudinal band at 30°N-60°N but also in the depressions of the eastern part of Tombaugh Regio (0°-30°N), in the low areas in the bladed terrains and in the depressions north and east of Sputnik Planitia (Moore et al., 2017; Howard et al., 2017). It is also detected at 20°S south-west of SP (see Figure 15 of Schmitt et al. (2017)). In addition, it may be present in the southern hemisphere, which has not been observed by New Horizons because it is currently immersed in polar night. Are these reservoirs seasonal or perennial to some extent ? How do they form ? Observationally, it is difficult to know because we do not know the thickness of these reservoirs, although they do not look like several hundreds of meters deep. The amounts of diluted CH<sub>4</sub> and CO vary in these deposits, which is indicative of volatile evolution processes (Protopapa et al., 2017; Schmitt et al., 2017). In Bertrand and Forget (2016), we show that regions covered by dark tholins do not favour N<sub>2</sub> condensation on it, while surfaces covered by bright methane frost do. In fact, the latitudinal band of nitrogen observed by New Horizons between 30°N-60°N has been reproduced by the volatile transport model when high methane albedo ( $> 0.65$ ) were considered (see Figure 3 in Bertrand and Forget (2016)). In this scenario, the latitudinal band of N<sub>2</sub> ice is seasonal since it forms on the cold methane polar frost in winter and sublimates during spring from the pole.

However, if the thermal inertia is lower than the 800 SI assumed in this scenario, then our results suggest that the ice may be more stable at these latitudes and the latitudinal band of N<sub>2</sub> ice may be perennial, continuously fed by seasonal frosts. In other words, bright methane frosts may have helped to maintain the latitudinal bands of massive N<sub>2</sub> deposits as a perennial reservoir (e.g. as the one obtained in the case #Polar1 or #Polar4 in Figure 4.13). Similar arguments apply for the region East of Tombaugh region : bright methane deposits coupled with relativly low-altitude terrains may favour the accumulation of N<sub>2</sub> ice there, which can remain relatively stable over time, especially if the TI is high and thus favouring more stable deposits close to the equator. In this paper, thin seasonal polar nitrogen frosts have been obtained in most of the simulations. Although we noted that a lower thermal inertia favour thicker deposits at the poles, simulations taking into account bright methane deposits are necessary to fully investigate the evolution of polar frosts, and will be the topic of future studies.

Finally, as predicted by the model, N<sub>2</sub> ice is more stable in the depressions than in higher terrains. In fact, a limited number of spots of N<sub>2</sub>-rich ice have been observed in the dark equatorial region of Cthulhu, along the Oort and Edgeworth craters (Schmitt et al., 2017). Note that preferential deposition of N<sub>2</sub> ice at

the latitudes  $\pm 10^\circ$  or  $\pm 20^\circ$  (with the equator free of ice) would be consistent with our results obtained with TI between 400-800 SI showing latitudinal bands of stable deposits at these latitudes ( $\#Polar1$ ,  $\#Equa4$ ,  $\#Equa7$ ,  $\#Glob4$ ,  $\#Glob7$ ). The lack of data makes it difficult to assess, and low-resolution data in the sub-Charon hemisphere is currently under processing and analysis. Ground-based telescopic observations rule out the presence of large expanses of N<sub>2</sub> ice on the sub-Charon hemisphere, but not the presence of small patches, which are impossible to see from the ground (Grundy et al., 2013).

## 1.8 Conclusions

The Pluto volatile transport model has been used to investigate the cycles of nitrogen on Pluto over diurnal, seasonal and astronomical timescales, taking into account the changes of obliquity, longitude of perihelion and eccentricity and the flow of N<sub>2</sub> ice and the changes of topography induced (following the rheology and glacial flow equations as described in Umurhan et al. (2017)).

We first focused on the nitrogen cycles within the Sputnik Planitia basin, considering that it is the only known perennial reservoir of nitrogen ice on Pluto. Results show that the changes of obliquity with time are the main drivers of Pluto's climate. High obliquity periods induce intense polar summers and thus intense sublimation rates in the northern part of the ice sheet. During the last 2 million years, this part would have lost up to 1 km of ice by sublimation. On the other hand, low obliquity periods favour sublimation in the center of Sputnik Planitia and condensation at the north and south extremities, of up to 300 m of ice in 1 million years.

The results show that Sputnik Planitia has a complex history, related to sublimation, condensation, and glacial flow involved at different timescales. The glacial flow activity (ice flowing inward Sputnik Planitia) observed at the eastern edge of the ice sheet can be related to the intense condensation of nitrogen ice which occurred at these latitudes during the past 2 million years, while the methane-enriched N<sub>2</sub> ice dark plains are linked to the intense sublimation which occurred north of Sputnik Planitia during the same period. The deep pits observed in the south of Sputnik Planitia may have started to form 100,000 years ago, when the southern latitudes of the ice sheet entered a net sublimation-dominated regime. The bright plains in the center of Spuntik Planitia can be explained by the current seasonal accumulation of ice there. Finally, the depressions observed north and south of the ice sheet, as well as the strong erosion of the Al-Idrisi Montes, are consistent with the simulated glacial activity of Sputnik Planitia, with continuous variation of elevations at the edges of the ice sheet up to 300 m every obliquity cycle. The results also show that in current epoch, the ice sheet is close to its minimal extension (in the model in current epoch the center of SP has a higher elevation than the northern and southern edges of SP), which is consistent with the observations showing evidence of strong erosion further north (Al-Idrisi) and south (West and East of Tenzing Montes) of the ice sheet.

We also explored the stability of N<sub>2</sub> ice deposits outside Sputnik Planitia. Our simulations show that nitrogen ice tends to end inside Sputnik Planitia but if large deposits are formed outside SP, they should accumulate and persist in the mid-latitude and equatorial regions for several tens of million years, in particular in the depressions. The latitudes where it accumulates depends on the seasonal thermal inertia (the higher it is, the more equatorial are the deposits), the ice albedo, the initial distribution and probably other parameters not taken into account in this paper such as the methane ice distribution. Our simulations support the case of low to medium thermal inertia (400-800 SI) for several reasons. It enables to reproduce the evolution of pressure since 1988 (Bertrand and Forget, 2016). In some cases, it enables formation of perennial deposits at mid latitudes but not at the equator, which remains free of volatile ice. This is consistent with the geomorphological evidence of past liquid flows at Pluto's surface, which we suggest to be formed by nitrogen flows at the base of ancient thick nitrogen deposits instead of formed by nitrogen flows directly at Pluto's surface during higher pressure epochs in Pluto's geologic past, as suggested by

Stern et al. (2017a). This is reinforced by our results showing that the minimum and maximum surface pressures obtained remain in the range of milli-pascals and tens of pascals, respectively. It is not possible to reach higher pressures in Pluto's past with our model because the sublimation-condensation flux are limited by the medium to high thermal inertia and the relatively bright albedo assumed for the N<sub>2</sub> ice (> 0.4).

## 2 Les cycles de méthane sur des échelles astronomiques

L’article présenté dans ce chapitre traite des cycles de l’azote sur des échelles de temps de plusieurs millions d’années, en considérant une surface dénuée de glace de méthane. Dans ces simulations, la surface sans glace d’azote a un albédo égal à 0.1, ce qui correspond à une surface recouverte de tholins sombres. En réalité, il y a de la glace de méthane un peu partout sur Pluton ([Grundy et al., 2016a](#)), qui impacte le cycle de l’azote. Nos travaux présentés dans le Chapitre 3 ([Bertrand and Forget, 2016](#)) ont exploré le comportement de la glace de méthane sur des échelles annuelles et ont montré qu’une glace de méthane brillante peut permettre à l’azote de s’y condenser et donc influencer son cycle de pression.

Nous avons poursuivi l’étude en simulant les cycles de méthane sur des échelles de temps astronomiques, à l’aide du modèle paléoclimatique présenté dans cette section. Nous présentons tout d’abord les configurations des simulations puis résumons les résultats.

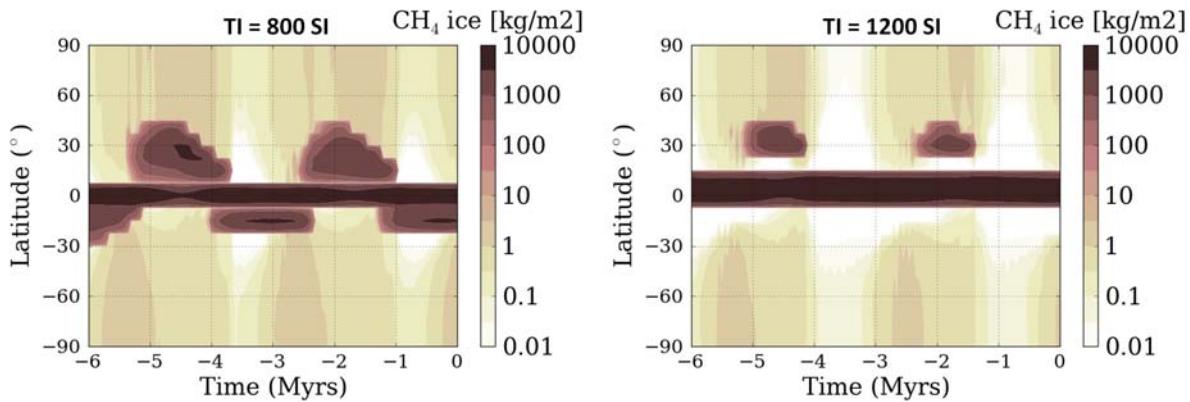
### 2.1 Configuration des simulations

Les simulations sont les mêmes que celles réalisées avec le cycle de l’azote, présentées dans l’article de ce chapitre (simulation à partir de -30 millions d’années jusqu’à aujourd’hui, écoulement de la glace d’azote...). Nous rajoutons le cycle du méthane avec les caractéristiques suivantes :

- La glace de méthane est initialement répartie de façon uniforme sur toute la surface du globe. L’azote est initialement séquestré dans Sputnik Planitia
- L’albédo de la glace de méthane est fixé à 0.5, l’émissivité à 0.85.
- Nous utilisons une constante de redistribution du méthane  $\tau=10^6$  s (voir Chapitre 2, Section 5.3).
- Le réservoir global initial de méthane est de 10 m. Dans [Bertrand and Forget \(2016\)](#), le réservoir initial était de 50 mm. Nous avons donc un réservoir initial bien plus conséquent dans ces simulations paléoclimatiques mais qui reste cependant faible par rapport aux estimations. Il faudrait en effet quelques centaines de mètres de glace de méthane en moyenne globale pour former des glaciers hauts de 3-4 kilomètres à l’équateur. Même avec une glace de méthane peu brillante et une vapeur plutôt rapidement redistribuée, les taux de sublimation et de condensation du méthane restent très faibles. En un million d’années, seuls quelques mètres de méthane peuvent se déplacer. Un réservoir initial plus conséquent que 10 m nécessiterait donc de simuler Pluton sur beaucoup plus de 30 millions d’années pour atteindre un état équilibré de la distribution de glace méthane, ce qui coûterait excessivement cher en temps de calcul.
- Nous empêchons artificiellement le méthane de se condenser dans le bassin Sputnik Planitia, où il resterait piégé. Ceci permet de conserver la même masse de méthane à l’extérieur du bassin. Nous pensons en effet qu’il y a des mécanismes sur Pluton, non représentés dans le modèles, qui réellement constamment la surface en méthane (sinon, tout le méthane serait piégé dans Sputnik Planitia depuis longtemps, voir la discussion à ce sujet plus loin dans la Section 2.4).
- La glace de méthane ne s’écoule pas dans le modèle. Les réservoirs impliqués dans le modèle sont en effet trop faibles pour considérer cette option. De plus, la glace est probablement beaucoup plus rigide que celle de l’azote et s’écoulerait beaucoup moins facilement ([Moore et al., 2017](#)).

### 2.2 Résultats

La [Figure 4.16](#) montre les résultats obtenus avec deux inerties thermiques du sous-sol différentes. La glace de méthane, initialement répartie uniformément à la surface, s’est accumulée dans les régions équatoriales. Elle forme des réservoirs pérennes à l’équateur, qui peuvent s’étendre vers le sud jusqu’à -15°S lors des périodes de fortes obliquités ( $\sim 104^\circ$ ) et vers le nord jusqu’à 45°N lors des périodes de faibles obliquités ( $\sim 127^\circ$ ).



**FIGURE 4.16** – Distribution latitudinale de la glace de méthane (en moyenne annuelle) pour les six derniers millions d’années en considérant une inertie thermique de 800 (à gauche) et de 1200  $\text{J.s}^{-1/2} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$  (à droite).

Aux moyennes latitudes et aux pôles, la glace de méthane ne forme pas de réservoir pérenne mais de fins givres saisonniers. Plus l’inertie thermique est faible, plus la glace à tendance à s’accumuler et former des réservoirs permanents à des latitudes plus élevées. Cette tendance, aussi observée pour l’azote dans la Section 1.6, est illustrée par la Figure 4.4, qui montre que plus l’inertie thermique est faible, plus l’équateur est chaud par rapport aux hautes latitudes.

Les latitudes exactes où les réservoirs pérennes se forment sont très sensibles au réservoir initial et aux paramètres impactant la mobilité de la glace : albédo, inertie thermique, temps caractéristique de redistribution. Cependant, dans toutes nos études de sensibilité de ces paramètres, nous trouvons que la glace de méthane s’accumule toujours dans les régions équatoriales pour des valeurs réalistes de ces paramètres ( $\text{TI} > 400 \text{ J.s}^{-1/2} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ ,  $A_{\text{CH}_4} > 0.4$ ).

Sur Pluton, des glaciers de méthane (« Bladed terrain deposits », BTD) sont observés dans les régions équatoriales et pourraient correspondre à ces réservoirs pérennes que nous modélisons. Les observations montrent que ces glaciers sont étendus jusqu’à 30°N (Moore et al., 2016). En comparaison avec nos résultats du modèle, cela suggère une inertie thermique intermédiaire entre 600 et 1500  $\text{J.s}^{-1/2} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ . Nos simulations suggèrent également que ces glaciers sont présents dans l’hémisphère sud, à de basses latitudes. Dans la période actuelle, la condensation de méthane semble même être favorisée dans l’hémisphère sud. Ainsi, un échange de méthane pourrait s’effectuer entre les glaciers de méthane de l’hémisphère nord et ceux de l’hémisphère sud au gré des cycles paléoclimatiques.

### 2.3 L’impact du méthane sur le cycle de l’azote

Sur Pluton, l’albédo de la glace de méthane n’est pas uniforme (Buratti et al., 2017). Les BTD sont par exemple plus sombres (0.5-0.65) que les dépôts polaires (>0.7). Dans cette section, nous explorons l’impact de l’albédo de la glace de méthane sur son cycle volatil et sur celui de l’azote. Les simulations paléoclimatiques sont initialisées avec le réservoir d’azote dans Sputnik Planitia et le réservoir de méthane au niveau des BTD. Tout comme les simulations de la section précédente, nous désactivons la condensation de méthane dans Sputnik Planitia. Nous utilisons deux albédos différents pour la glace de méthane. Un albédo sombre pour la glace se déposant à l’équateur, et un albédo brillant pour les dépôts polaires. La Figure 4.17 résume les résultats.

- Si les BTD à l'équateur et les dépôts polaires ont un albédo plutôt faible ( $<0.65$ , Figure 4.17.A), l'azote n'arrive pas à condenser dessus et reste séquestré dans Sputnik Planitia. Le méthane reste stable à l'équateur au niveau des BTD, réservoir pérenne, et forme de fins givres saisonniers aux pôles en hiver.
- Si l'albédo de toute la glace de méthane est supérieur à 0.65 (Figure 4.17.B), les surfaces couvertes de méthane deviennent assez froides pour permettre la condensation d'azote par-dessus. Ces dépôts d'azote deviennent très stables à l'équateur et piègent la glace de méthane. L'atmosphère n'est alors plus alimentée en quantités suffisantes de méthane pour former les givres saisonniers.
- Si l'albédo de toute la glace de méthane reste proche de 0.65 (Figure 4.17.C), nous obtenons un résultat intermédiaire avec des dépôts d'azote très stables se formant sur les BTD, mais seulement dans les dépressions. Les BTD situés à plus hautes altitudes ne sont pas piégés par l'azote et alimentent l'atmosphère en quantités suffisantes de méthane pour former les givres saisonniers.
- Si l'albédo des BTD est autour de 0.65 et celui des dépôts polaires est plus élevé ( $> 0.7$ , Figure 4.17.D), les pôles deviennent alors également assez froids en automne/hiver pour permettre à l'azote de s'y condenser. Lorsque les pôles sont chauffés par le Soleil au printemps, ce givre sublime, à partir du pôle vers les moyennes latitudes. Dans ces simulations, en 2015, il n'y a plus d'azote au pôle nord mais il en reste à 45°N. Il y a alors deux scénarios possibles : soit cette bande de glace d'azote est stable et constitue un réservoir pérenne, soit elle est saisonnière et sublite chaque été. Cela dépend des albédos et de l'inertie thermique utilisés : des albédos brillants permettent de gros dépôts de glace qui vont subsister durant l'été tandis que des inerties thermiques faibles vont favoriser la stabilité des dépôts à ces moyennes latitudes par rapport à l'équateur (Figure 4.4). Il y a également deux scénarios pour la calotte polaire de méthane. Elle peut subsister pendant l'été, grâce aux grandes quantités de glace d'azote qui s'y sont déposées pendant l'hiver et ont permis d'accumuler beaucoup de méthane au pôle (ces dépôts d'azote jouent également le rôle de « tampon » au début du printemps en protégeant le méthane de la sublimation). Si ce n'est pas le cas, elle est saisonnière et disparaît pendant l'été.

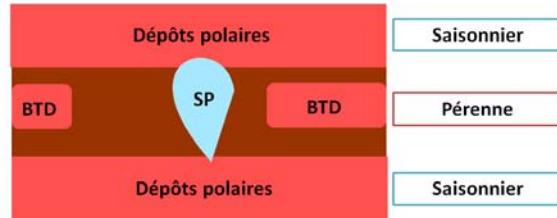
Sur les images de Pluton prises par New Horizons, les dépôts de glace de méthane au pôle nord semblent être épais de plusieurs centaines de mètres et recouvrent même certains cratères (Will Grundy, communication personnelle, voir aussi Figure 1.37). Cette observation renforce le scénario du méthane brillant permettant à l'azote de se condenser sur ces dépôts en hiver, et de piéger une plus grande quantité de méthane. Ce méthane peut ensuite subsister durant l'été, s'accumuler aux pôles et former un réservoir pérenne. Dans nos simulations, si l'azote ne condense pas au pôle nord, seuls quelques millimètres de glace de méthane peuvent recouvrir le pôle en hiver, et subsister jusqu'au printemps.

La bande de glace d'azote observée par New Horizons à 45° (Grundy et al., 2016a; Schmitt et al., 2017) est bien reproduite par le modèle, dans le cas d'une glace de méthane brillante (c'était le cas également dans le Chapitre 3). Selon les paramètres utilisés dans les simulations, cette bande peut être saisonnière ou pérenne. Les images de New Horizons ne semble pas indiquer la présence de grandes quantités d'azote dans cette bande, qui pourrait donc correspondre à du givre saisonnier.

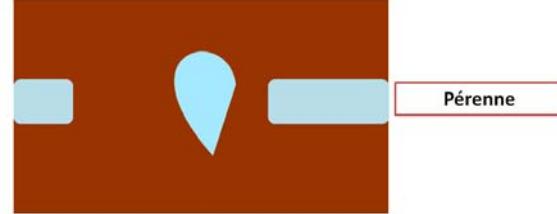
## 2.4 Un scénario pour le cycle de méthane

Nos simulations nous permettent d'identifier trois possibles réservoirs pérennes de glace de méthane : le réservoir piégé dans l'azote dans Sputnik Planitia, les glaciers des « bladed terrains » à l'équateur et le réservoir aux moyennes et hautes latitudes à la condition que beaucoup d'azote s'y accumule pendant l'hiver. Par conséquent, le méthane sur Pluton est peut-être sans cesse transféré entre ces trois réservoirs pérennes.

- A) Albédo CH<sub>4</sub> (BTD et dépôts polaires) < 0.65  
 → Pas de givre d'azote (N<sub>2</sub> reste dans SP)  
 → CH<sub>4</sub> stable à l'équateur au niveau des BTD, permettant d'alimenter l'atmosphère en méthane et de former des givres saisonniers aux pôles.



- B) Albédo BTD > 0.65 (brillants et froids)  
 → Des dépôts d'azote très stables se forment sur les BTD  
 → Le méthane est piégé dans l'azote et l'atmosphère n'est plus alimentée en quantités suffisantes de méthane pour former les givres saisonniers .



- C) Scénario intermédiaire: Albédo BTD ≈ 0.65  
 → Des dépôts d'azote très stables se forment sur les BTD, mais seulement dans les dépressions  
 → La majeure partie des BTD n'est pas recouverte d'azote (car ces terrains forment des hauts plateaux)  
 → L'atmosphère est alimentée en quantités suffisantes de méthane pour former les givres saisonniers .



- D) Albédo BTD ≈ 0.65 et dépôts polaires de CH<sub>4</sub> > 0.7  
 → Les pôles se recouvrent de givre d'azote pendant l'automne/hiver  
 → Ce givre sublime à partir des pôles durant le printemps  
 → En 2015, il n'y a plus d'azote au pôle nord mais il en reste à 45°N : cette bande résiduelle peut être permanente ou saisonnière (sublime durant l'été).  
 → En fonction des quantités d'azote qui se déposent aux pôles, les dépôts aux pôles de CH<sub>4</sub> peuvent subsister ou disparaître pendant l'été.

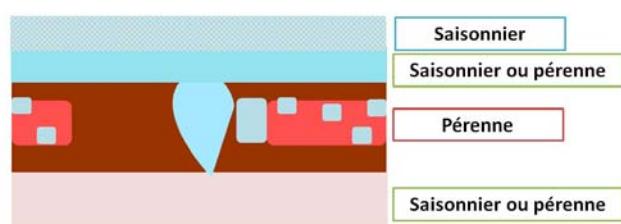


Illustration d'une possible distribution des glaces en 2015

■ Surface sans volatile (sombre) ■ Dépôt de CH<sub>4</sub> peu brillant

■ Dépôt de CH<sub>4</sub> brillant et froid ■ Dépôt de N<sub>2</sub>

**FIGURE 4.17** – Scénarios des différentes distributions des glaces possibles en fonction de l'albédo du méthane

Mais si Sputnik Planitia est un piège froid très efficace de méthane (à cause de sa localisation et son élévation), pourquoi ne contient-il pas tout le méthane ? Nous suggérons que le glacier de Sputnik Planitia libère une grande quantité du méthane piégé, lorsque la glace d'azote sublime intensément, en particulier dans la partie nord du bassin pendant les périodes de forte obliquité (voir Figure 4.6.D et Figure 4.10). D'ailleurs, les observations montrent qu'actuellement, les bords nord de Sputnik Planitia correspondent à des glaces d'azote très riches en méthane (Schmitt et al., 2017; Protopapa et al., 2017), ce qui renforce ce scénario.

De plus, nous suggérons que la partie Est de Tombaugh Regio correspond aux dépôts d'azote à l'équateur, à l'extérieur de Sputnik Planitia, obtenus dans nos simulations lorsque la glace de méthane est brillante et située dans les dépressions. Les « bladed terrains », qui culminent à 4 km au-dessus du niveau moyen, sont trop haut en altitude pour favoriser la condensation d'azote, et peut-être un peu trop sombre également.

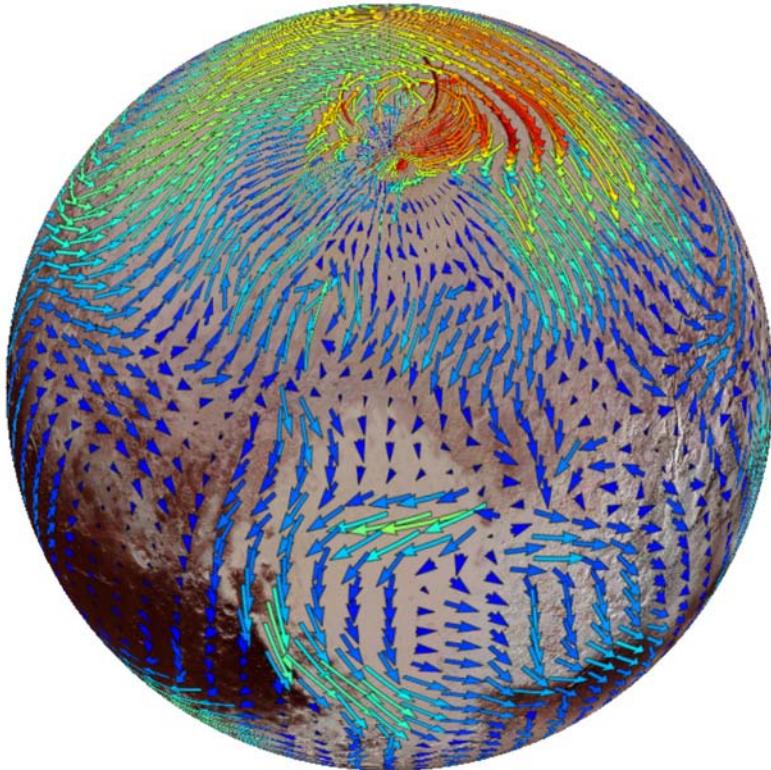


---

# CHAPITRE 5

---

## RÉSULTATS DU GCM : L'ATMOSPHÈRE DE PLUTON EN 2015



### Sommaire

---

1	Motivations et démarche	142
2	Résultats préliminaires du GCM	143
3	Résultats GCM en haute résolution	152

## 1 Motivations et démarche

Seuls six objets telluriques du Système solaire possèdent une atmosphère assez épaisse pour former des brumes et des nuages et être régie par les mêmes équations de météorologie que sur Terre : Venus, la Terre, Mars, Titan, Triton et Pluton. Pluton est un cas unique, avec une atmosphère beaucoup plus chaude que la surface et une circulation dominée par les cycles de sublimation et de condensation de l'azote, le composant volatil principal de son atmosphère. Etudier ce climat exotique peut apporter un éclairage nouveau sur la physique de l'atmosphère terrestre.

En 2015, les observations faites par la sonde New Horizons ont révélé la nature de la surface de Pluton et ont permis de nouvelles mesures atmosphériques, d'une précision sans précédent ([Stern et al., 2015](#); [Gladstone et al., 2016](#); [Grundy et al., 2016a](#); [Moore et al., 2016](#)). Ces observations nous ont motivé à développer le GCM de Pluton, un simulateur numérique 3D du climat de Pluton, et d'utiliser cet outil pour interpréter les mesures atmosphériques faites par New Horizons, et même certaines observations géologiques. Le GCM permet en effet d'explorer divers aspects du climat plutoenien. Comment est caractérisée la circulation générale ? Quelles sont les directions et vitesses des vents près de la surface ? Peut-on facilement former des nuages ? Qu'est ce qui contrôle le profil de température ? Pourquoi les deux profils de température mesurés par l'instrument REX sont-ils différents ?

Dans le Chapitre 2, nous décrivons en détails le GCM. Comme nous l'avons évoqué, les résultats du GCM sont très sensibles aux conditions initiales, qui doivent donc contenir un état équilibré des distributions des glaces et des espèces volatiles, ainsi que des températures de sous-surface et surface. Le modèle de transport des glaces volatiles, version simplifiée du GCM, est donc tout d'abord utilisé pour simuler les cycles d'azote, de méthane et de CO sur des dizaines de milliers d'années et permettre de créer un état initial équilibré pour le GCM. Les Chapitres 3 et 4 explorent le comportement de Pluton avec le modèle de transport des glaces volatiles. A partir de cet état équilibré obtenu avec le modèle réduit, nous pouvons nous intéresser de plus près à l'atmosphère de Pluton en simulant son climat avec le GCM tridimensionnel complet, minutes après minutes.

Ce chapitre est divisé en deux parties : La première partie présente les résultats du GCM qui ont fait l'objet d'un article, soumis en mars 2016 et publié dans Icarus en janvier 2017 ([Forget et al., 2017](#)). Ces premiers résultats ont été obtenus avec une ancienne version du GCM et permettent de comprendre de nombreux aspects du climat de Pluton. La deuxième partie présente de nouveaux résultats, obtenus avec des simulations GCM haute résolution prenant en compte la topographie mesurée par New Horizons. Les états initiaux sont également plus réalistes et prennent en compte la présence des glaciers de méthane à l'équateur (« bladed terrains »).

## 2 Résultats préliminaires du GCM

Cette première partie présente les résultats de l'article de [Forget et al. \(2017\)](#) sur lequel j'ai intensément travaillé en 2015-2016. L'article a été soumis en mars 2016 et publié en mai 2017 dans Icarus.

### 2.1 Etat initial : distribution des glaces à la surface et topographie

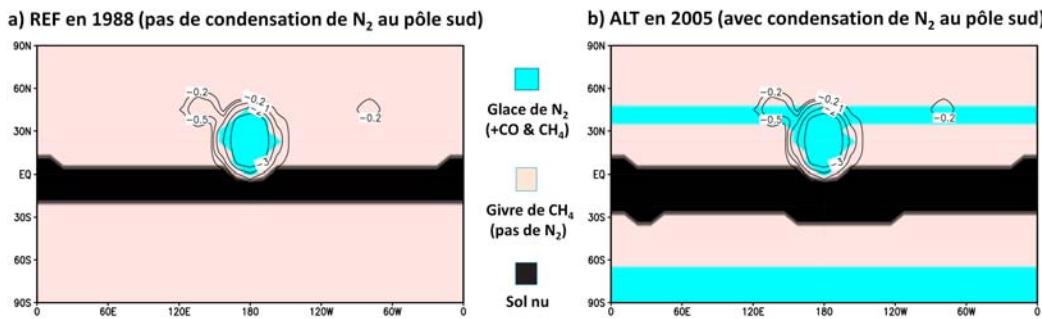
Les résultats présentés dans cette partie sont issus de deux simulations de référence, qui diffèrent par leur distribution des glaces à la surface. La [Figure 5.1](#) montre les deux scénarios de distribution des glaces en 1988 (date de départ de la simulation de référence) et 2005 (date de départ de la simulation alternative).

Pour la première simulation GCM, nous utilisons la simulation de référence décrite dans le Chapitre 3 pour créer l'état initial. Nous simulons environ 40 000 ans terrestres avec le modèle de transport des glaces volatiles et nous utilisons directement l'état obtenu à la date correspondant à 1988 comme état initial pour le GCM. Les propriétés de la surface sont choisies de façon à reproduire l'évolution de la pression observée entre 1988 et 2015 (facteur 3) et la valeur de la pression de surface de 1.1 Pa mesurée en 2015 par New Horizons ([Sicardy et al., 2016](#); [Gladstone et al., 2016](#)). Les propriétés de surface choisies sont celles présentées dans le Chapitre 3 ([Bertrand and Forget, 2017](#)), avec un albédo pour la glace d'azote  $A_{N_2} = 0.67$  et une émissivité  $\epsilon_{N_2} = 0.85$ . L'albédo de la glace de méthane est  $A_{CH_4} = 0.5$  et son émissivité est  $\epsilon_{CH_4} = 0.85$ . Ces paramètres restent les mêmes pour la simulation GCM. Dans la simulation de transport des glaces volatiles, le méthane forme des dépôts saisonniers de givre de méthane dans les deux hémisphères, sauf à l'équateur où aucun composé volatil ne condense (voir Chapitre 3). En 1988, le givre de méthane dans le modèle couvre les deux hémisphères ([Figure 5.1](#)). En 2015, on retrouve la même distribution des glaces, en accord avec les observations ([Stern et al., 2015](#); [Grundy et al., 2016a](#)), mis à part qu'il n'y a pas de glacier de méthane à l'équateur.

La simulation a été réalisée avec une inertie thermique saisonnière pour le sous-sol égale à  $800 \text{ J.s}^{-1/2}.\text{m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ . Cette valeur permet à l'hémisphère sud de stocker de la chaleur durant l'été sud. Lorsque l'hémisphère sud est ensuite plongé dans la nuit polaire (été nord), cette chaleur stockée permet de garder des températures de surface au-dessus du point de condensation de l'azote. Il en résulte que la glace d'azote est seulement présente dans le bassin Sputnik Planitia. Cette simulation GCM de référence est la simulation sans condensation d'azote au pôle sud (« No N<sub>2</sub> condensation at the South pole »)

Nous avons également exploré un deuxième scénario GCM, dans lequel l'azote condense dans les régions polaires sud en 2015 (simulation alternative). Dans ce scénario, un flux de condensation nord-sud de N<sub>2</sub> se crée et impacte fortement la circulation atmosphérique (voir Section 2.5). Pour étudier ce cas mais garder des pressions cohérentes en 2015, il faut contrebalancer la condensation dans le pôle d'hiver par une sublimation de givre d'azote dans l'hémisphère nord, située à l'extérieur de Sputnik Planitia (sinon la pression s'écroule avant 2015 à cause du fort flux de condensation au pôle sud). Les observations de New Horizons suggèrent justement la présence en 2015 d'une bande latitudinale de givre d'azote à 45°N ([Grundy et al., 2016a](#)).

Pour créer l'état initial du GCM pour ce scénario, nous avons utilisé l'état modélisé en 2005 à partir de la première simulation de référence, et nous l'avons modifié de la façon suivante : premièrement, nous avons ajouté une couche de glace d'azote entre les latitudes 35°N et 48°N pour reproduire la bande latitudinale de givre observée. Deuxièmement, nous avons diminué de 0.5 K les températures de sous-sol en dessous des latitudes 65°S de façon à entraîner la condensation de l'azote au pôle sud dans le modèle. Ce réglage a été choisi de façon à maintenir des pressions de surface similaires au premier cas de référence (sans condensation d'azote au pôle sud).



**FIGURE 5.1** – Cartes de la distribution des glaces à la surface et topographie de l'état initial des simulations GCM de référence et alternative. Les lignes noires montrent les contours de topographie (en km). **a)** : Etat initial de la simulation de référence (en 1988). Simulation sans condensation de N<sub>2</sub> dans les régions polaires sud. **b)** : Etat initial de la simulation alternative (en 2005). Simulation avec condensation de N<sub>2</sub> dans les régions polaires sud.

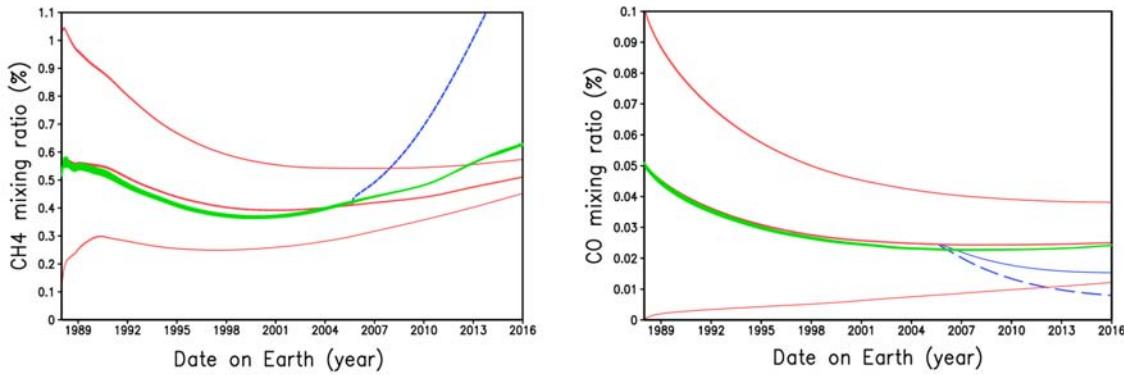
Les données sur la topographie de Pluton n'étant pas encore disponibles au moment de cette étude, nous avons considéré une topographie très simple pour les deux simulations de référence (avec et sans condensation d'azote au pôle sud), comme le montre la Figure 5.1. La surface est principalement plate sauf au niveau de Sputnik Planitia, où nous avons modélisé un cratère circulaire de 3800 m de profondeur (en accord avec Moore et al., 2016), ainsi que deux petits cratères correspondant aux cratères Burney (1000 m de profondeur) et Guest (800 m de profondeur).

## 2.2 Les cycles de CH<sub>4</sub> et de CO

### 2.2.a Le cycle de CH<sub>4</sub>

Une fois que la distribution des glaces et les températures de surface et du sous-sol ont été équilibrées avec le modèle de transport des glaces volatiles, le GCM 3D complet doit simuler plusieurs années terrestres avant d'atteindre un régime réaliste insensible aux conditions initiales choisies pour la température et la composition de l'atmosphère. Des études de sensibilités du GCM réalisées avec différentes conditions initiales montrent qu'il faut simuler au moins 20 ans terrestres afin que deux simulations lancées avec deux profils initiaux de températures séparés de 30 K ne diffèrent plus que de 2 K à la fin. Cette lenteur à atteindre l'équilibre est due aux constantes radiatives très longues sur Pluton et au temps requis pour établir l'équilibre des cycles de méthane et de CO avec leur réservoir respectif à la surface. Par conséquent, pour analyser la période 2010-2015 avec le GCM, la simulation est démarrée en 1988 (les simulations réalisées avec les plus récentes versions du modèle démarrent en 1984). La Figure 5.2 montre l'évolution temporelle de la moyenne globale du rapport de mélange atmosphérique de méthane dans les simulations de référence. Le rapport de mélange du méthane est initialisé en 1988 à 0.1%, 0.5% and 1%. En 2015, les résultats sont toujours sensibles à l'initialisation, bien que les 3 simulations aient convergé vers une valeur moyenne proche de 0.5%.

La Figure 5.3 montre la moyenne zonale du rapport de mélange atmosphérique du méthane obtenu en 2015 dans les deux simulations de référence. Le méthane n'est pas distribué de façon homogène dans l'atmosphère, notamment parce que les dépôts de méthane pur aux hautes latitudes sont de plus en plus chauffés et subliment à mesure que le point sub-solaire se déplace vers le nord. Par conséquent, la basse atmosphère a tendance à être enrichie en méthane au niveau des hautes latitudes nord. Ailleurs, le méthane atmosphérique est plutôt bien mélangé avec un rapport de mélange avoisinant 0.5% jusqu'à la haute



**FIGURE 5.2** – Evolution du rapport de mélange volumique (%) du méthane (à gauche) et du CO (à droite), moyennés sur l'ensemble du globe pour différentes initialisations (rouge). Le rapport de mélange apparent vu depuis la Terre est en vert. La courbe en pointillé bleu correspond à la simulation alternative avec condensation d'azote au pôle sud, démarrée en 2005.

atmosphère, ce qui est cohérent avec les analyses d’observations faites par Lellouch et al. (2015). Cependant, pour comparer avec les observations de Pluton effectuées depuis la Terre, il faut prendre en compte le fait que les observations mesurent la colonne de méthane proche du point sub-Terre-sub-solaire, pour des raisons géométriques et parce que l’insolation y est maximale.

En supposant que le point sub-Terre et sub-solaire sont toujours très proches, nous pouvons estimer le rapport de mélange apparent vu depuis la Terre, en pondérant le rapport de mélange moyen sur la colonne sub-Terre par le cosinus au carré de l’angle solaire incident sur la colonne. Ce rapport de mélange apparent est tracé en vert sur la Figure 5.2, pour la simulation de référence démarrant avec 0.5% de CH<sub>4</sub> atmosphérique. Les différences avec la moyenne globale restent faibles mais sont devenues plus importantes récemment avec l’augmentation locale de méthane atmosphérique au-dessus du pôle nord.

Dans la simulation alternative, la quantité de méthane atmosphérique en 2015 est plus importante que dans la simulation de référence sans condensation d’azote au pôle sud (courbe bleue sur la Figure 5.2 et panel de droite sur la Figure 5.3). Cela est dû aux forts vents proches de la surface induits par le flux de condensation d’azote, qui transportent et mèlagent plus efficacement le méthane sublimant au pôle nord. De plus, le flux de sublimation du méthane est directement proportionnel aux vents horizontaux (voir équation 2.6), qui sont plus intenses dans la simulation alternative.

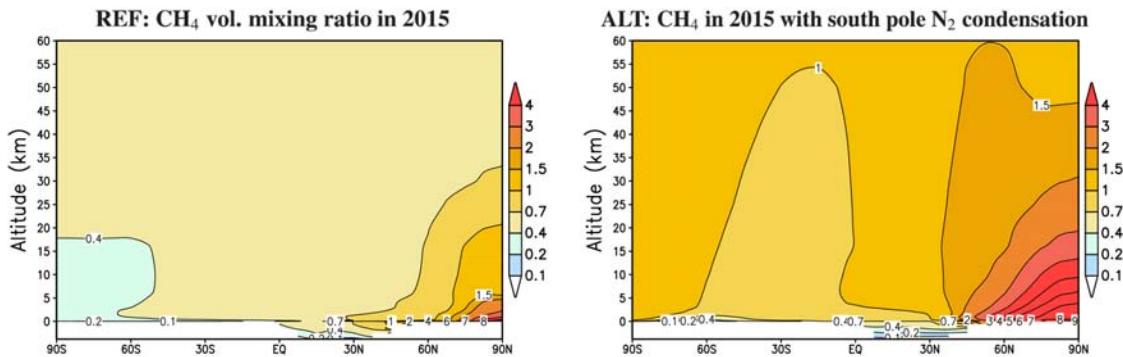
## 2.2.b Le cycle de CO

La Figure 5.2 montre également l’évolution de la moyenne globale du rapport de mélange de CO obtenue avec le GCM depuis 1988, avec différentes valeurs initiales (0%, 0.05%, 0.1%). La figure montre clairement que les 3 simulations n’ont pas convergées même si on peut estimer que le cycle évolue vers une valeur avoisinant 0.03%. Cette valeur est proche des valeurs mesurées par Lellouch et al. (2011a) à partir d’occultations télescopiques en 2010 ( $0.05^{+0.01}_{-0.025}$  %) et de celles de Lellouch et al. (2016) obtenues à l’aide de l’interféromètre ALMA les 12-13 juin 2015 ( $0.0515 \pm 0.004\%$ ).

Le cycle de CO est dominé par un cycle de condensation-sublimation à l’intérieur de Sputnik Planitia. Le CO présent dans les givres d’azote peut aussi influencer ce cycle. En 2015, il y a un flux net de CO de la partie nord de Sputnik Planitia vers la partie sud, où il condense, tout comme l’azote. Nous trouvons que le CO est très bien mélangé dans l’atmosphère. Le rapport de mélange apparent depuis la Terre est donc très proche de la moyenne globale du rapport de mélange.

Dans la simulation alternative, le rapport de mélange atmosphérique de CO décroît rapidement sous les 0.03%. Cela est dû au flux de condensation d'azote au pôle sud, entraînant une intense condensation de CO au pôle sud également.

Des enquêtes approfondies seront nécessaires pour comprendre pleinement le fonctionnement du cycle de CO sur Pluton, et caractériser son équilibre à long terme, son évolution, et son rapport de mélange dans l'atmosphère et dans la glace d'azote.



**FIGURE 5.3 –** Moyenne zonale du rapport de mélange volumique (%) du méthane en 2015 dans le cas de la simulation de référence (à gauche) et alternative (à droite). Le rapport de mélange initial [CH<sub>4</sub>] est égale à 0.5% in 1988).

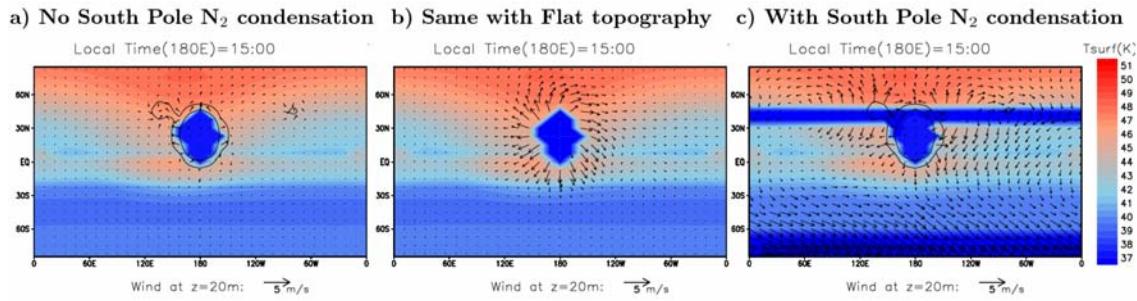
## 2.3 Températures de surface et vents de basse altitude

### 2.3.a Températures de surface

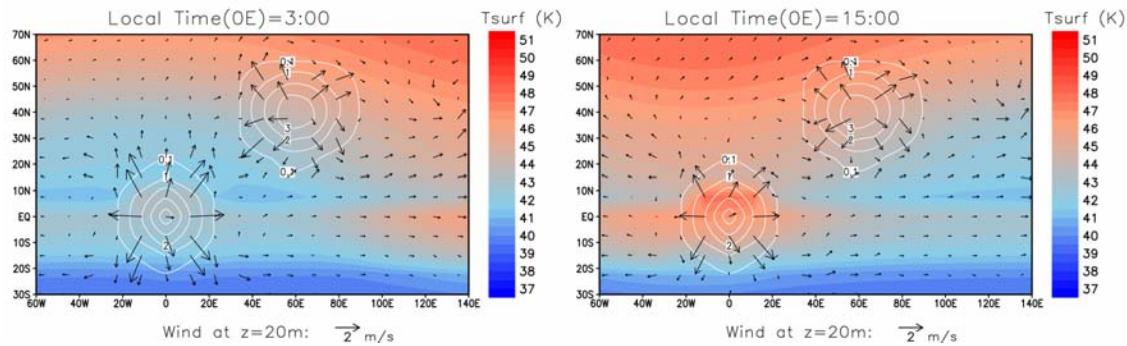
La Figure 5.4 montre les températures de surface et les vents à 20 m au-dessus de la surface, obtenus avec le GCM en juillet 2015 à l'heure locale 15 :00 (à la longitude 180°) pour trois simulations (référence, référence avec topographie plate, alternative). Dans ces simulations, les températures de surface sont comprises entre 36.6 and 48 K. Les valeurs les plus faibles correspondent au point d'équilibre solide-gaz de l'azote à 1 Pa. Les valeurs les plus élevées dépendent un peu plus des conditions de surface choisies. Elles varient notamment avec l'inertie thermique diurne de la surface  $I_{\text{day}}$ . Le jour, les températures de surface atteignent 57 K dans les simulations GCM en supposant  $I_{\text{day}} = 20 \text{ J.s}^{-1/2} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$  (en accord avec mesures de Lellouch et al., 2011b).

### 2.3.b Les vents de pente

Les vitesses de vent à 20 m au-dessus de la surface restent en dessous de 1 m.s<sup>-1</sup> pour les surfaces planes ou les surfaces où le flux de condensation-sublimation d'azote est négligeable. En particulier, les gradients de température de surface n'induisent pas de circulation thermique significative. Par contre, les pentes sur Pluton créent presque inévitablement des vents catabatiques (orientés vers le bas). En effet, la surface étant beaucoup plus froide que l'atmosphère, l'air proche des pentes est refroidit et tend à s'écouler vers le bas de la pente puisqu'il est plus dense que l'air situé au même niveau mais éloigné de la pente. La Figure 5.5 illustre la formation des vents catabatiques sur deux montagnes hypothétiques de 4 km de haut et de 800 km de large. Le vent à 20 m au-dessus des montagnes atteint 4 m.s<sup>-1</sup>.



**FIGURE 5.4** – Cartes de températures de surface et vents à 20 mètres au dessus de la surface en juillet 2015, à l'heure locale 15 :00 (à la longitude 180°), pour 3 simulations : **a)** La simulation de référence sans condensation d'azote au pôle sud, **b)** La même simulation avec une topographie plate (démarrée à partir de la simulation de référence le 1er janvier 2015 et analysée le 14 juillet 2015), **c)** La simulation alternative avec condensation d'azote au pôle sud.



**FIGURE 5.5** – Cartes de températures de surface et vents à 20 mètres au dessus de la surface en juillet 2015 dans l'hémisphère sub-Charon où deux montagnes artificielles hautes de 4 km ont été ajoutées pour illustrer la formation inévitable sur Pluton de vents de pentes orientés vers le bas (vents catabatiques). La topographie est montrée en contours blancs. L'heure locale à la longitude 0° est 3 :00 (nuit, à gauche) et 15 :00 (jour, à droite).

### 2.3.c Vents de surface induits par les flux de condensation-sublimation de N<sub>2</sub>

Des vitesses de vent supérieures à quelques mètres par seconde sont néanmoins possibles à grandes échelles s'ils résultent de la condensation et de la sublimation d'azote. Dans notre simulation de référence (sans condensation d'azote au pôle sud), cela se produit à l'intérieur du bassin Sputnik Planitia seulement. Si on suppose une topographie totalement plate (Figure 5.4, colonne du milieu), des flux intenses de sublimation dirigés vers l'extérieur de la calotte se forment l'après-midi. Inversement, des flux intenses de condensation dirigés vers l'intérieur de la calotte se forment la nuit.

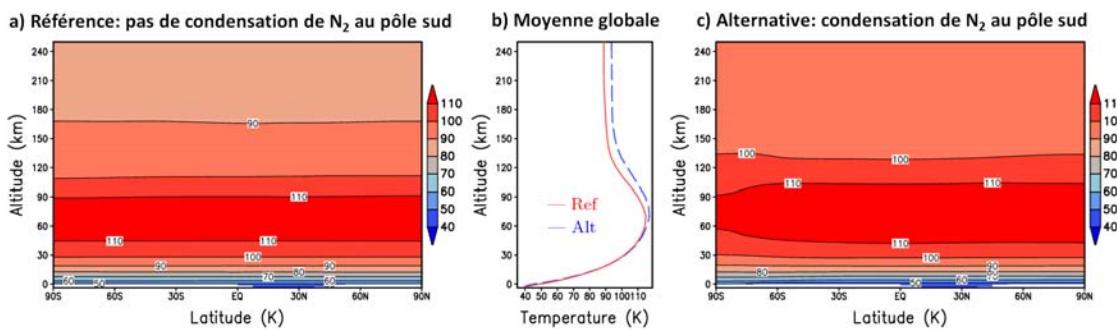
Si on prend en compte la topographie (Figure 5.4, colonne de gauche), cet effet est combiné avec les vents de pente sur les bords du bassin. La nuit, lorsque N<sub>2</sub> condense, les vents catabatiques et les flux de condensation contribuent à créer des vents s'écoulant vers l'intérieur du bassin. Par contre, le jour, le flux de sublimation d'azote dirigé vers l'extérieur est atténué par les vents catabatiques.

Dans la simulation alternative (Figure 5.4, colonne de droite), N<sub>2</sub> sublime dans l'hémisphère nord et condense dans la région polaire sud. Cela crée un flux de condensation à l'échelle planétaire de l'hémi-

sphère d'été vers l'hémisphère d'hiver et de l'hémisphère jour vers l'hémisphère nuit. Le vent à 20 m atteint plusieurs mètres par seconde sur une grande partie du globe. Sa direction est affectée par la force de Coriolis, qui empêche l'atmosphère de s'écouler directement vers le sud.

## 2.4 Températures atmosphériques

La Figure 5.6 montre les moyennes zonales et globales des températures atmosphériques. Comme l'a constaté Toigo et al. (2015), les gradients thermiques de température sont très faibles à cause des longues échelles de temps radiatives, et la température est donc très homogène. En particulier, les variations méridionales en températures sont inférieures à 1 K. Dans notre simulation de référence, la concentration de méthane étant assez réaliste (voir Section 2.2.a), le profil de température moyen est en accord avec les observations (Hinson et al., 2017; Gladstone et al., 2016; Dias-Oliveira et al., 2015), sauf au-dessus de 160 km où les températures modélisées sont plus élevées de 10 à 15 K. Dans la simulation alternative, la structure thermique est encore plus chaude, à cause des concentrations excessives de méthane dans cette simulation (voir Section 2.2.a).



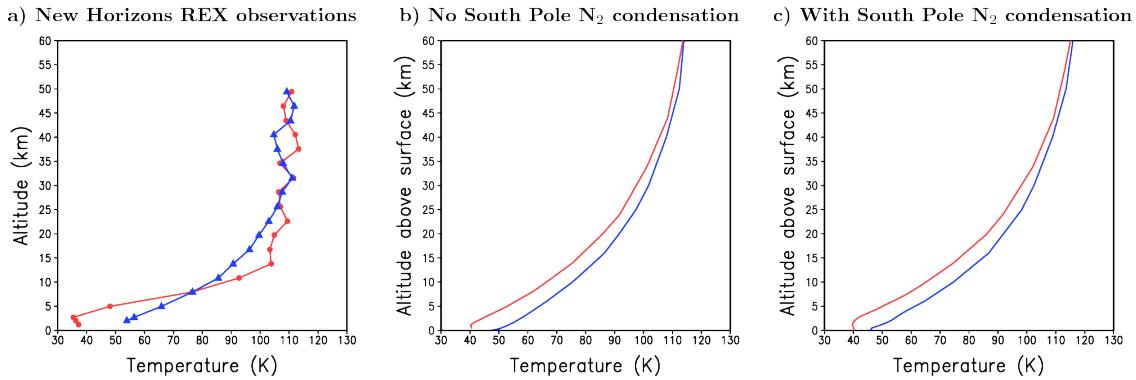
**FIGURE 5.6** – Moyenne zonale des températures atmosphériques (K) en juillet 2015 dans la simulation (a) de référence et (c) alternative. La figure centrale (b) montre le profil de température en moyenne globale pour les deux scénarios.

Parmi les énigmes majeures de Pluton figure la question suivante : pourquoi les deux profils de températures mesurés par l'instrument REX de New Horizons (Figure 1.39) sont-ils différents ? Tous les calculs théoriques menés avant New Horizons montraient en effet que les propriétés radiatives de l'atmosphère sont telles que, aux températures plutoïennes, le profil de température devait être le même partout sur Pluton, caractérisé par une forte augmentation de la température dès les premiers mètres au-dessus de la surface, résultant de l'absorption du rayonnement solaire par le méthane gazeux.

La Figure 5.7 compare les profils d'entrée et de sortie mesurés par REX par occultation radio avec ceux obtenus dans le GCM aux mêmes heures locales (attention, les profils sont plus similaires qu'ils en ont l'air lorsqu'ils sont montrés en coordonnées de pression ou par rapport au niveau moyen de la surface, comme sur la Figure 1.39).

Le profil d'entrée du GCM montré sur cette figure n'est pas pris aux mêmes coordonnées que le profil d'entrée mesuré par REX. En effet, dans les simulations GCM, le bassin Sputnik Planitia n'est pas bien représenté et il ne s'étend pas dans l'hémisphère sud. Dans les simulations, le point d'entrée n'est ni dans un bassin, ni au-dessus d'une surface recouverte de glace d'azote. Ainsi, on compare ici le profil mesuré par REX, avec un profil du GCM situé dans Sputnik Planitia à 7.5°N.

Nous pouvons noter que les premiers kilomètres au-dessus de la surface dans le profil d'entrée simulé



**FIGURE 5.7** – Figure publiée dans [Forget et al. \(2017\)](#) comparant les deux profils de température obtenus par New Horizons REX ([Hinson et al., 2017; Gladstone et al., 2016](#)) aux points d'entrée (193.5°E, 17.0°S, heure locale 16 :31, en rouge) et de sortie (15.7°E, 15.1°N, heure locale 04 :42, en bleu) avec les résultats du GCM. Les données du modèle sont pris aux mêmes coordonnées et heure locale sauf pour le profil d'entrée, pris à 7.5°N afin de se placer dans le bassin Sputnik Planitia rempli de glace d'azote.

montrent une faible température similaire à celles obtenues dans le profil d'entrée observé par REX. L'analyse préliminaire présentée dans [Forget et al. \(2017\)](#) a mis en évidence que :

- La topographie impacte le profil : l'air au-dessus d'une surface non recouverte d'azote tend à être plus froid dans les dépressions.
- La sublimation de la glace d'azote dans l'après-midi injecte de l'azote froid dans l'atmosphère, permettant la formation d'une couche d'air froid au-dessus de la surface sur plusieurs centaines de mètres.
- De l'azote fraîchement sublimé transporté par les vents peut accentuer le phénomène de la couche froide, en particulier dans les dépressions.

Cette étude préliminaire des profils de température est reprise dans la Section 3.5, où nous menons une enquête approfondie des profils de température atmosphériques avec les nouvelles simulations GCM, plus réalistes.

## 2.5 Les régimes possibles de circulation atmosphérique

La circulation générale est très sensible à la distribution des glaces. La [Figure 5.8](#) montre les différents régimes obtenus avec le GCM, selon le scénario de simulation considéré (de haut en bas : pôles recouverts de glace d'azote ; simulation alternative avec condensation d'azote au pôle sud ; simulation de référence sans condensation d'azote au pôle sud). Selon qu'il y ait du givre de glace d'azote aux pôles, aux moyennes latitudes ou que tout l'azote soit piégé dans le bassin Sputnik Planitia, la circulation atmosphérique peut être dominée par une super-rotation (des vents plus rapides que la rotation de Pluton), ou inversement une rétro-rotation (des vents orientés dans le sens opposé à la rotation de Pluton).<sup>1</sup>

Dans la simulation de référence sans condensation d'azote au pôle sud, la circulation est relativement faible avec de faibles vents zonaux rétrogrades dans l'hémisphère nord et les régions équatoriales ([Figure 5.8](#), panel du bas). La circulation reste inchangée si on utilise une topographie plate, ou si on désactive le cycle diurne ou la condensation et la sublimation de N<sub>2</sub>. La circulation peut être expliquée par le gradient latitudinal nord-sud des taux de chauffage. Ce dernier induit un léger contraste de tem-

<sup>1</sup>Malgré les apparences et son cœur de glace, Pluton est donc d'une grande sensibilité.

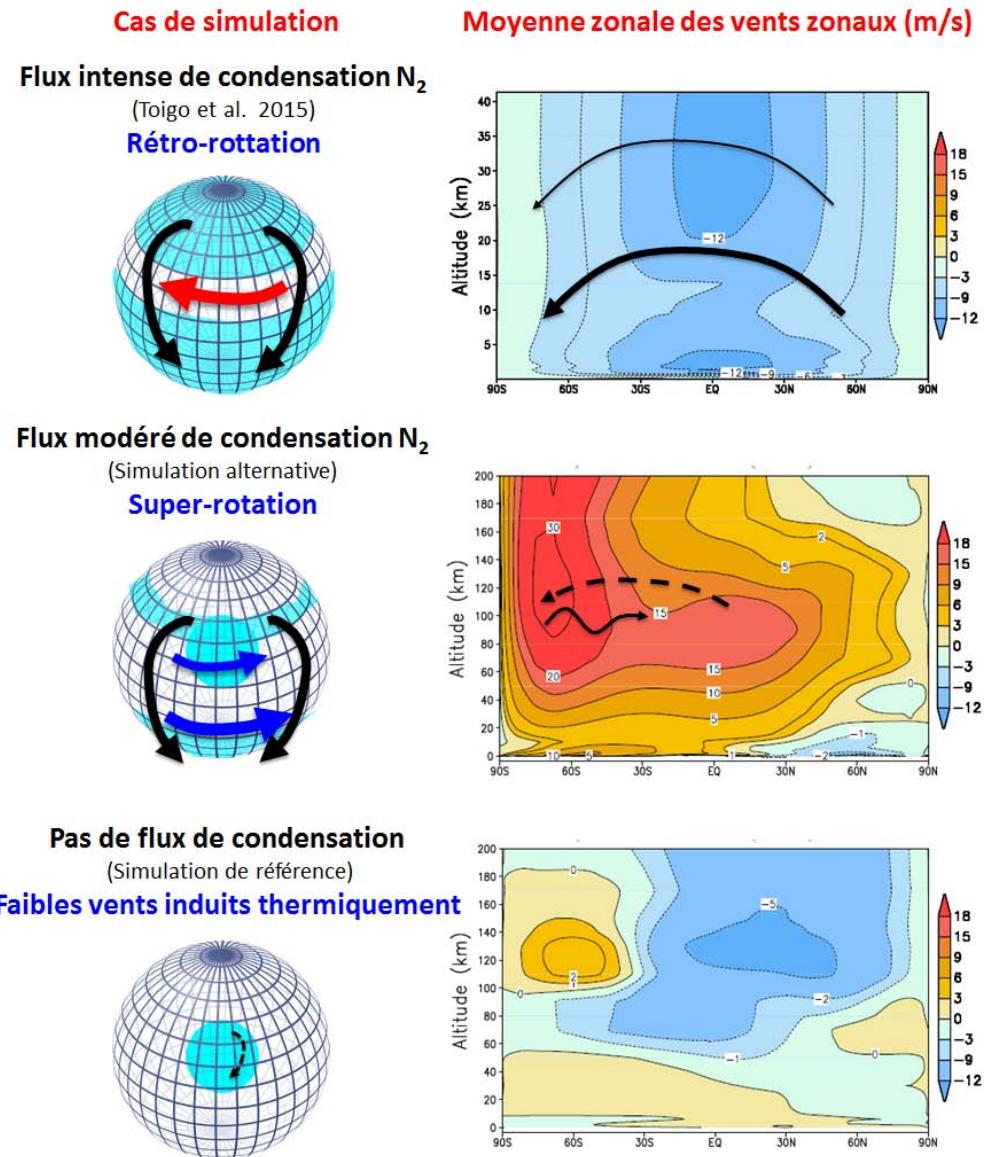
pératures entre l'hémisphère de printemps et l'hémisphère d'automne et provoque un faible vent zonal correspondant à l'équilibre thermique du vent.

La circulation est profondément influencée par le flux de condensation nord-sud si N<sub>2</sub> condense dans les régions polaires sud. Si des dépôts de glace d'azote recouvriraient entièrement les régions polaires nord (ce qui n'est pas observé) et sud, le flux de condensation serait encore plus intense. Dans ce cas la circulation méridienne serait caractérisée par un flux global partant de l'hémisphère nord et dirigé vers l'hémisphère sud (résultat obtenu dans certaines de nos anciennes simulations, et montré dans [Toigo et al., 2015](#)). Dans de telles conditions, la circulation zonale est caractérisée par une rétro-rotation avec des vents rétrogrades à presque toutes les latitudes ([Figure 5.8](#), panel du haut). De tels vents résultent de la conservation du moment cinétique. Lorsque les particules d'air s'écoulent de l'hémisphère nord ensoleillé vers l'hémisphère sud plongé dans la nuit polaire, elles passent par l'équateur et s'éloignent de l'axe de rotation, ce qui provoque des vents rétrogrades.

Dans la simulation alternative, la condensation d'azote au pôle sud est limitée par rapport au cas extrême où les deux hémisphères sont recouverts d'azote. La circulation méridionale reste faible et fortement modulée par les ondes. Le transport d'air et de particules se fait globalement vers le sud (voir Chapitre 6). Le vent zonal est caractérisé par un courant jet intense et prograde en dessous de 40°S et par une super-rotation prograde à presque toutes les autres latitudes ([Figure 5.8](#), panel du milieu).

Le jet de haute latitude est une caractéristique classique des atmosphères des corps telluriques et résulte ici probablement du flux de condensation vers le pôle sud et de la conservation du moment cinétique. La super-rotation est plus surprenante. Elle est observée sur Venus et Titan et est au cœur de nombreuses études (voir par exemple [Lebonnois et al., 2010](#), et les références incluses). Sur ces objets, la super-rotation résulterait du mécanisme dit de Gierasch-Rossow-Williams ([Gierasch, 1975](#); [Rossow and Williams, 1979](#)). Dans ce mécanisme, des ondes, possiblement générées par des instabilités barotropiques provoquées par les jets de hautes latitudes, redistribuent le moment cinétique vers l'équateur. Des analyses détaillées dans [Forget et al. \(2017\)](#) suggèrent que le même mécanisme est à l'œuvre dans notre simulation alternative.

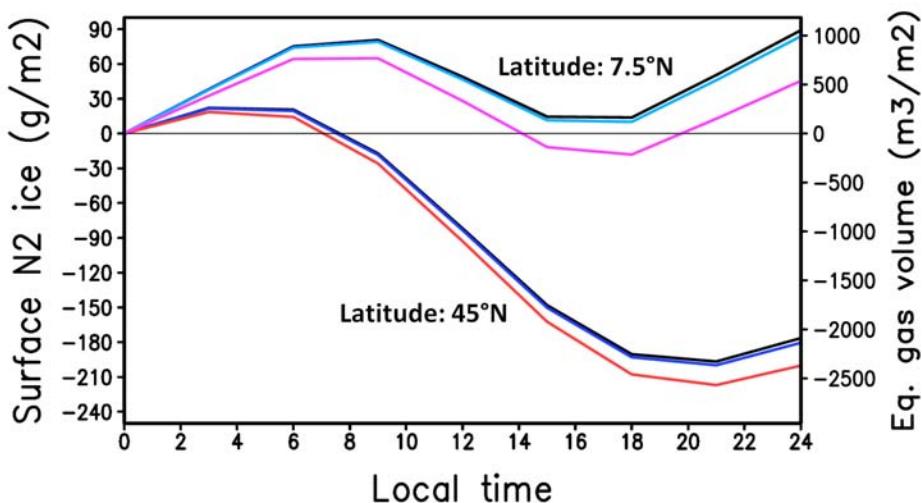
Dans l'article de [Forget et al. \(2017\)](#), nous avions écarté le scénario de la rétro-rotation car il correspondait au scénario des deux pôles entièrement recouverts de glace d'azote, peu réaliste. En effet, les observations montrent que les dépôts de givre d'azote sont limités à des parcelles entre 45-60°N ([Grundy et al., 2016a](#)). De plus, la condensation au pôle sud ne peut pas être très intense en 2015, car sinon la pression diminuerait au lieu d'augmenter. Ainsi, la simulation alternative ([Figure 5.8](#), panel du milieu) et la super-rotation nous paraissaient plus réalistes. Cependant, ces simulations avaient été réalisées en supposant un cratère circulaire situé entre 0°N et 45°N pour représenter Sputnik Planitia. En réalité, le bassin (et donc la distribution de glace d'azote) est beaucoup plus étendu au sud, jusqu'à 25°S. Le fait de considérer cette partie sud du bassin change considérablement nos résultats. De nouvelles simulations ont été réalisées avec la nouvelle topographie. Dans tous les cas explorés (avec ou sans N<sub>2</sub> à l'extérieur du bassin), la circulation générale est une rétro-rotation, parfois très intense (rétro-rotation). Ces résultats sont décrits dans la Section 3.2.



**FIGURE 5.8** – Exemples de circulations générales possibles en fonction de la distribution de la glace d'azote à la surface de Pluton. **En haut :** La sublimation d'azote au pôle nord suivie de la condensation au pôle sud entraîne une rétro-rotation. **Au milieu :** La sublimation d'azote dans Sputnik Planitia et aux moyennes latitudes nord suivie de la condensation au pôle sud entraîne une super-rotation. Ce résultat a été obtenu avec le bassin Sputnik Planitia modélisé simplement par un cratère circulaire. Si on utilise la topographie réelle, la circulation change et on retrouve une rétro-rotation (voir Section 3.2). **En bas :** La sublimation et la condensation d'azote se font au niveau de Sputnik Planitia seulement. Il n'y a pas d'autre réservoir d'azote ailleurs que dans Sputnik Planitia. Cela induit une faible circulation zonale, avec un jet prograde dans l'hémisphère sud et rétrograde dans l'hémisphère nord, au dessus de 100 K d'altitude. Ce résultat a été obtenu avec le bassin Sputnik Planitia modélisé simplement par un cratère circulaire. Si on utilise la topographie réelle, la circulation change et on retrouve une rétro-rotation (voir Section 3.2).

## 2.6 Cycle diurne de sublimation de N<sub>2</sub>

Le volume de gaz impliqué dans le cycle de condensation-sublimation est considérable dans le GCM. La Figure 5.9 montre le budget de glace d'azote dans le bassin Sputnik Planitia à 7.5°N et 45°N. A cette dernière latitude, environ 230 g.m<sup>-2</sup> de glace sublime chaque jour Pluton en 2015. Comme le montre l'axe à droite de la figure, cela correspond à environ 2500 m<sup>3</sup> de gaz de N<sub>2</sub> par mètre carré. A 7.5°N, le flux solaire est plus faible en 2015 et le budget de glace d'azote correspond à un net gain (condensation nette). Cependant, chaque après-midi, l'équivalent de 800 m<sup>3</sup> par mètre carré est injecté dans l'atmosphère.



**FIGURE 5.9** – Variation diurne de la quantité de glace de N<sub>2</sub> en juillet 2015 à deux latitudes différentes dans le bassin Sputnik Planitia modélisé. L'axe à droite correspond au volume de gaz d'azote, en supposant une pression de 1 Pa et une température de 40 K. Les courbes correspondent à différentes simulations (à 45°N / 7.5°N) : simulation de référence (bleu/bleu clair), simulation alternative (noir/gris, partiellement cachée par la courbe bleue), et simulation de référence avec topographie plate (rouge/rouge clair).

## 3 Résultats GCM en haute résolution

Cette partie présente nos derniers résultats obtenus avec des simulations plus réalistes et utilisant une plus grande résolution horizontale et verticale. Les résultats préliminaires présentés dans la partie précédente restent valides (équilibre et mélange du méthane et du CO dans l'atmosphère, températures atmosphériques homogènes, vents catabatiques, cycle diurne de sublimation-condensation d'azote...), et ne sont pas montrés à nouveau, hormis la circulation générale qui a changée. Nous explorons ici de nouveaux aspects du climat de Pluton. Certains aspects de ces nouvelles simulations GCM n'ont pas encore été explorés en détails et il reste de nombreuses analyses à faire.

### 3.1 Les nouveaux scénarios GCM pour 2015

Par rapport aux résultats préliminaires de la section précédente, publiés dans Forget et al. (2017), les nouvelles simulations ont été effectuées avec une meilleure résolution horizontale et verticale et avec différentes améliorations. Nous présentons ci-dessous la démarche qui nous a permis de définir nos simulations GCM de référence.

Tout d'abord, nous avons ajouté les améliorations suivantes :

- Nous utilisons la topographie mesurée par New Horizons (l'hémisphère non observé garde une topographie plate), illustrée par la [Figure 1.24](#) et la [Figure 1.25](#).
- Nous prenons en compte la présence de réservoirs pérennes de glace de méthane à l'équateur dans la région de Tartarus Dorsa. Ces glaciers aux crêtes accérées (« bladed terrains ») pourraient s'étendre vers l'est jusqu'à 45°E et être également présents dans l'hémisphère sud ([Moore et al., 2017](#)), comme le suggèrent les images de basse résolution de Pluton obtenues par New Horizons avant le survol, lors de la phase d'approche (ces régions ont des couleurs et aspects comparables à Tartarus Dorsa). Cependant, dans nos simulations GCM, nous ne représentons que les glaciers de méthane de Tartarus Dorsa, à l'est de Tombaugh Regio. L'état initial de la simulation est créé en ajoutant une source de glace de méthane (inépuisable sur les échelles de temps considérées) dans la région Tartarus Dorsa, là où la topographie excède 600 m d'altitude (les « bladed terrains » forment les plus hauts reliefs observés sur la carte de topographie, voir [Figure 1.24](#)).
- Nous considérons deux albédos différents pour le méthane : nous choisissons un albédo autour de 0.5 pour le réservoir équatorial de méthane dans Tartarus Dorsa, et un albédo autour de 0.65-075 pour les dépôts polaires brillants, en accord avec les cartes d'albédos de Pluton ([Figure 1.38](#), [Buratti et al. \(2017\)](#)).

Ensuite, nous avons simulé Pluton sur des dizaines de milliers d'années avec le modèle de transport des glaces volatiles, en prenant en compte ces améliorations, et en testant différentes conditions à la surface (en particulier les albédos de la glace d'azote et de méthane). Nous avons obtenus de nouveaux états d'équilibres pour la distribution des glaces à la surface. Nous avons choisi 3 simulations parmi les plus réalistes, et nous avons créé les états initiaux correspondants pour les explorer ensuite avec le GCM complet à haute résolution (64x48x47 pour la période 2010-2015 et 180x90x100 pour 2015).

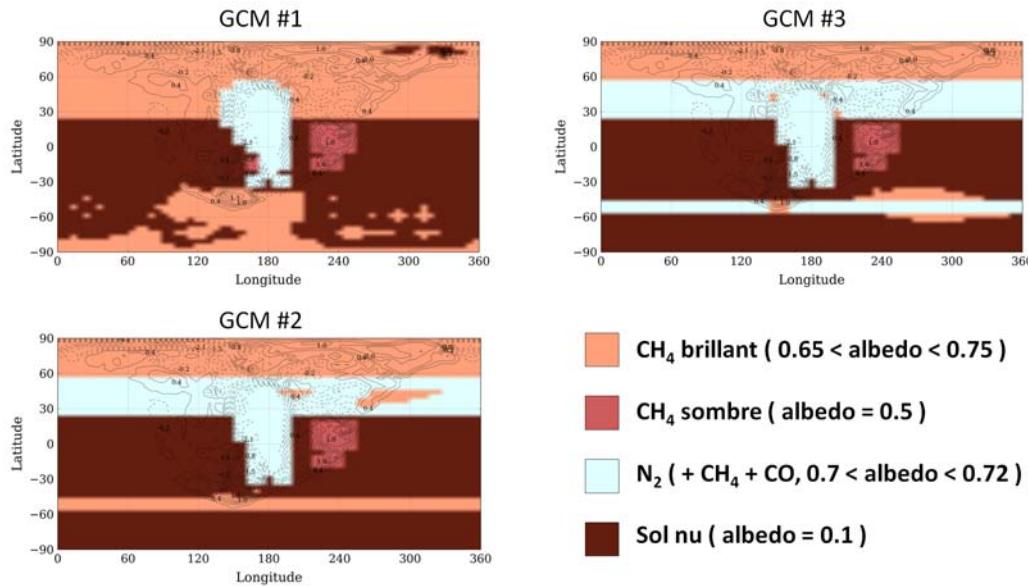
Les simulations « réalistes » sont celles reproduisant les observations suivantes : augmentation d'un facteur 3 de la pression entre 1988 et 2015, pressions de surface de 1-1.2 Pa en 2015, distribution des glace cohérente avec les observations de l'instrument LEISA et quantité de méthane atmosphérique raisonnable (0.5-1%). Nous avons trouvé 3 simulations en accord avec ces observations mais qui se diffèrent par leur distribution des glaces à la surface. Les différents scénarios obtenus sont :

- #1 Réservoir de glace d'azote dans Sputnik Planitia seulement. Pas de givre d'azote ailleurs.
- #2 Réservoir de glace d'azote dans Sputnik Planitia et givre d'azote sur une bande latitudinale au nord seulement à 45°N.
- #3 Réservoir de glace d'azote dans Sputnik Planitia et givre d'azote sur une bande latitudinale au nord à 45°N et au sud à 50°S.

Nous explorons ces scénarios avec le GCM 3D complet. Nous démarrons la simulation en 1984 pour obtenir un état équilibré de l'atmosphère avant 2015, en doublant la résolution spatiale à partir de 2010. L'année 2015 est quant à elle analysée avec une résolution horizontale de 180x90, soit 2°, avec 100 niveaux verticaux. La [Figure 5.10](#) montre la distribution des glaces en 2015 pour les trois scénarios. Cette distribution ne varie pas de façon significative entre 1984 et 2015 et correspond donc aussi à l'état initial du GCM.

### 3.2 La circulation générale en juillet 2015

Nous avons vu dans la Section [2.5](#) que la circulation générale sur Pluton est très sensible à la distribution de la glace d'azote à la surface. Dans nos nouvelles simulations, nous obtenons des résultats fondamentalement différents. La [Figure 5.11](#) montre la moyenne zonale des vents zonaux obtenue pour les trois simulations de référence en 2015. Dans les trois scénarios, une rétro-rotation domine la circulation générale avec, à l'équateur, un courant-jet rétrograde avec des vents jusqu'à 10 m.s<sup>-1</sup> entre 50 et

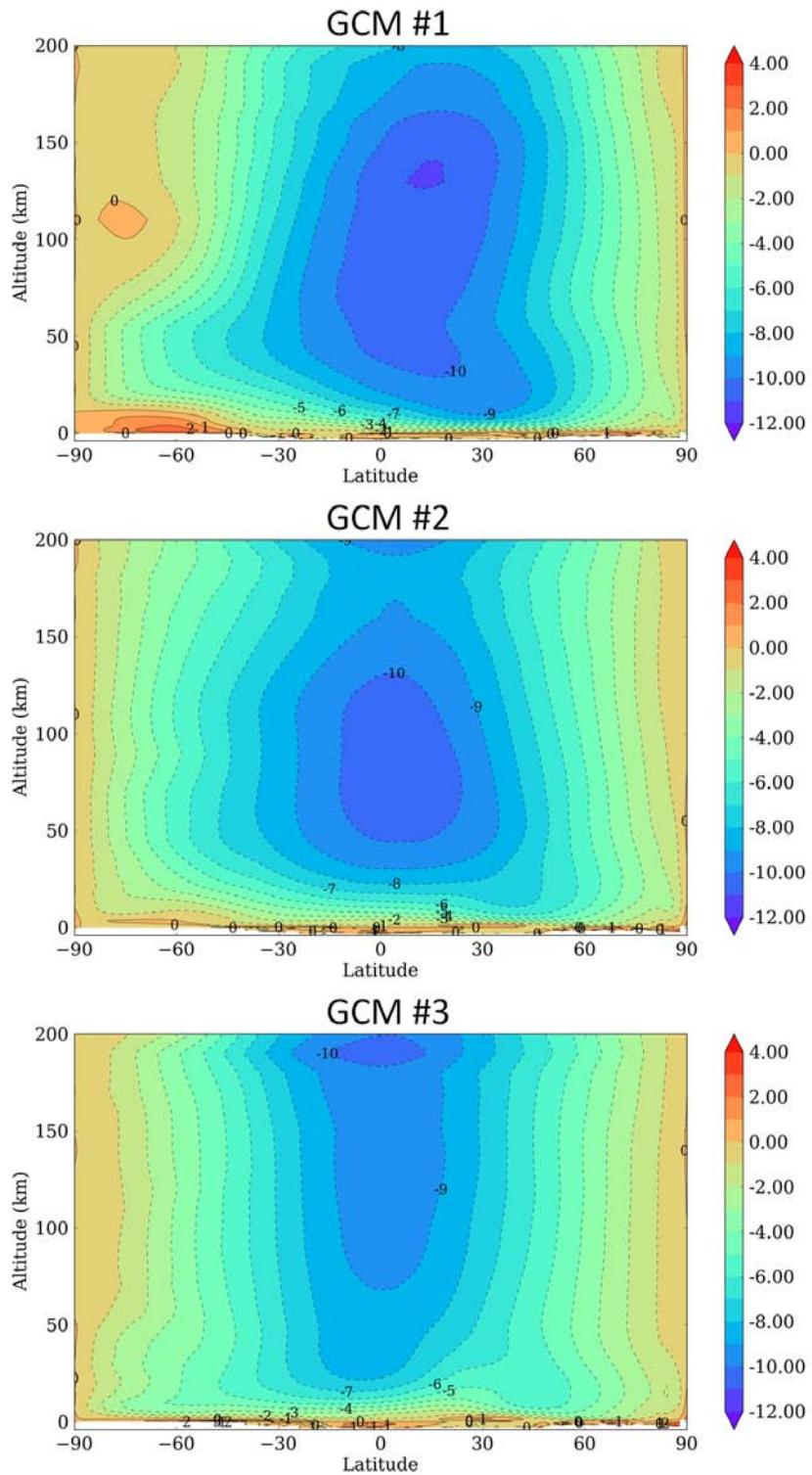


**FIGURE 5.10** – Cartes de distribution des glaces volatiles en 2015 pour les trois scénarios GCM. Les albédos des différentes glaces ont été réglés de façon légèrement différente pour chaque simulation afin de correspondre au mieux aux observations de pression et de rapport de mélange de méthane.

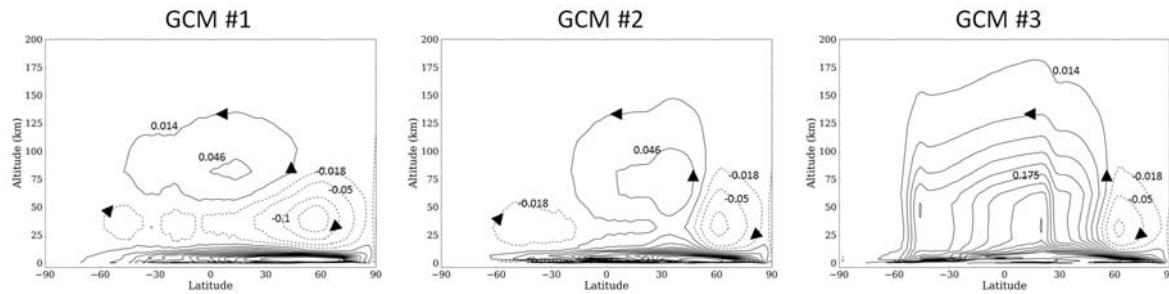
200 km d'altitude. Au fur et à mesure que l'on se rapproche des pôles, les vents diminuent d'intensité ( $4 \text{ m.s}^{-1}$  aux moyennes latitudes) mais restent rétrogrades.

Malgré des distributions de glace d'azote à la surface différentes, les 3 simulations GCM possèdent le même régime de circulation en 2015. Par rapport aux simulations préliminaires de la Section 2, la principale différence provient de la représentation du bassin Sputnik Planitia. En effet, dans les simulations préliminaires, ce bassin était représenté par un cratère circulaire entre  $0^\circ$  et  $45^\circ\text{N}$ , alors qu'en réalité il est beaucoup plus étendu au sud, jusqu'à  $25^\circ$ . Cela a été corrigé dans nos nouvelles simulations. Il en résulte que dans les 3 nouvelles simulations GCM, l'azote sublime au nord et condense au sud de Sputnik Planitia. En passant l'équateur, l'air s'éloigne de l'axe de rotation de Pluton et est ralenti, entraînant la rétro-rotation observée. Les bandes latitudinales de glace d'azote des scénarios #2 et #3 sont relativement fines et situées à peu près aux mêmes latitudes où l'azote condense et sublime dans Sputnik Planitia, et n'impactent donc que peu la circulation zonale mise en place par Sputnik Planitia.

La Figure 5.12 montre la circulation méridionale moyenne obtenue pour le 14 juillet 2015 avec nos simulations GCM de référence. De façon générale, la circulation méridienne est relativement faible, ce qui avait déjà été remarqué dans les simulations préliminaires (Forget et al., 2017). Dans nos nouvelles simulations, les vents méridiens au-dessus de 10 km sont inférieurs à  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Dans le cas de la simulation #3, le flux d'air se fait du nord vers le sud où l'azote condense dans la nuit polaire. Dans les cas #1 et #2, l'azote condense seulement au sud de Sputnik Planitia et la nuit dans l'hémisphère nord. Le cycle d'azote entraîne une cellule d'air anti-horaire au niveau des latitudes de Sputnik Planitia, et horaire aux plus hautes latitudes. A noter que les lignes de courant près de la surface et dans le bassin Sputnik Planitia ne sont pas tracées, car les vents à ces altitudes-là sont impactés localement par les pentes et les flux de condensation-sublimation d'azote. Nous analysons ces vents dans la section suivante.



**FIGURE 5.11** – Moyenne zonale des vents zonaux en juillet 2015 pour les trois nouvelles simulations GCM de référence haute résolution.



**FIGURE 5.12** – Circulation mérnidionale moyenne en juillet 2015, illustrée par les fonctions de courant de masse ( $10^6 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ).

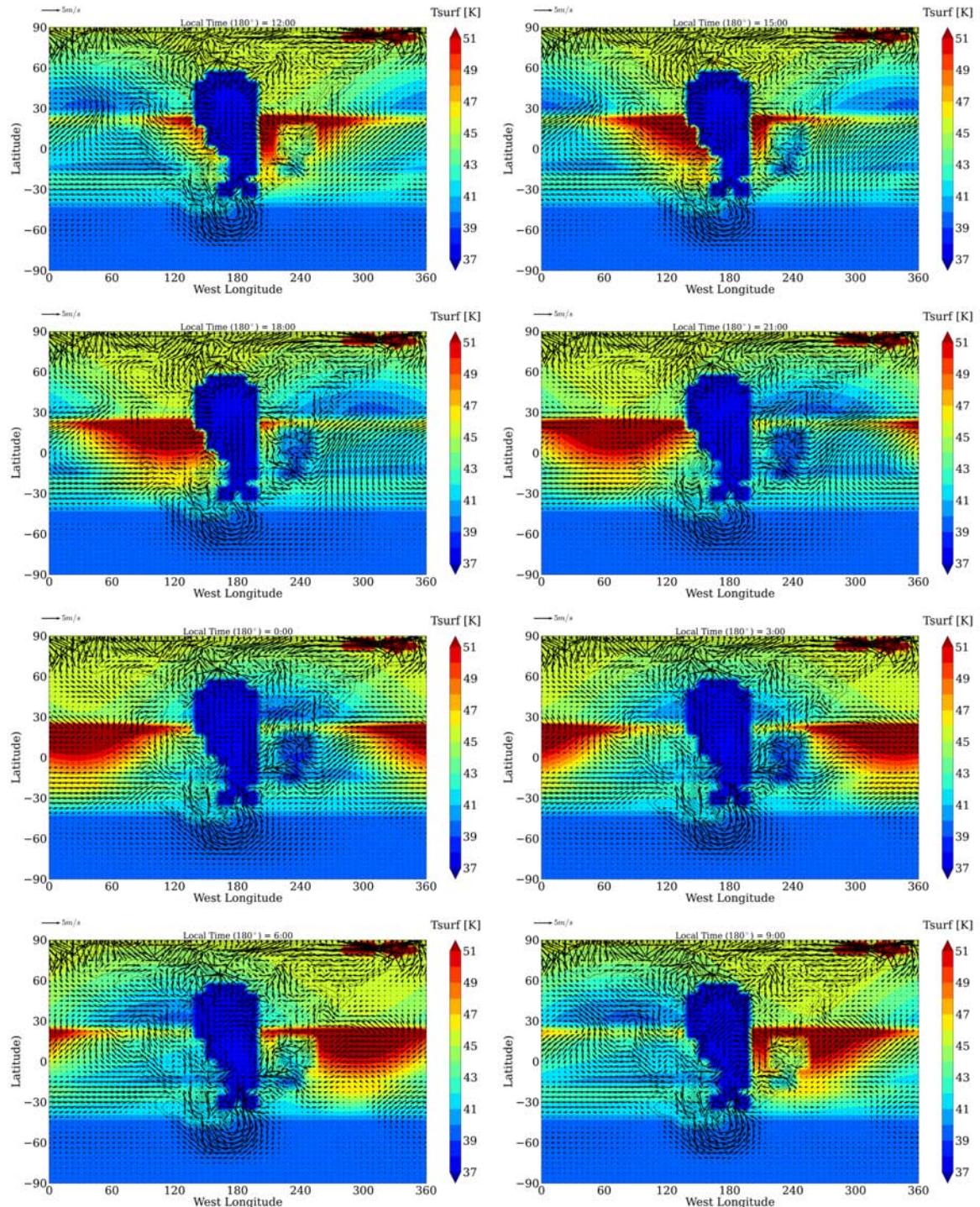
### 3.3 Vents proches de la surface

Les Figure 5.13, Figure 5.14, et Figure 5.15 montrent les vents proches de la surface obtenus avec nos simulations, à 100 m d'altitude, ainsi que les températures de surface, en fonction de l'heure locale pour les différents scénarios GCM. La Figure 5.16 montre les vents 100 m moyennés sur un jour Pluton en juillet 2015. La Figure 5.17 montre les mêmes vents mais zoome sur la région de Sputnik Planitia.

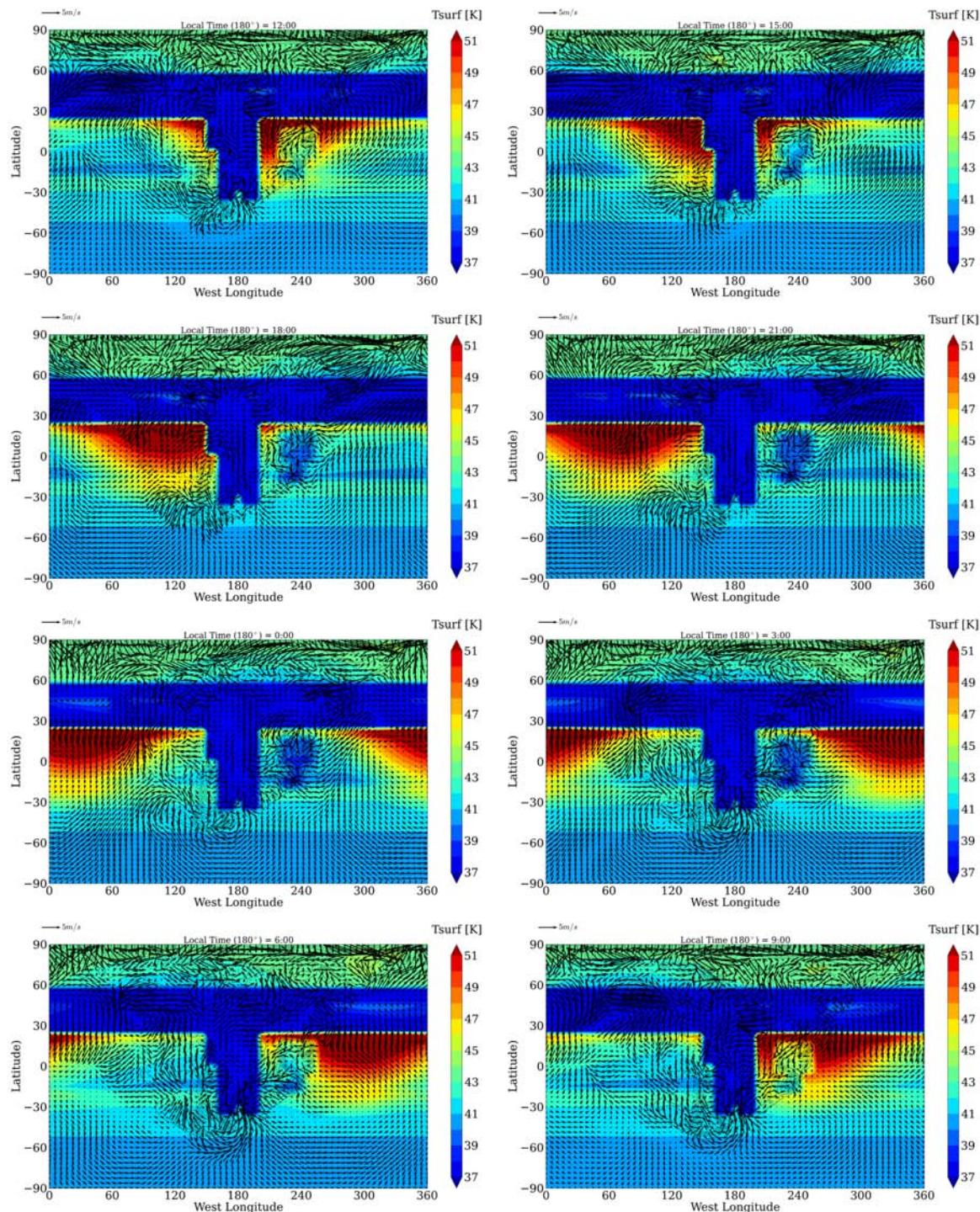
On remarque tout d'abord la forte influence de la topographie sur la direction et la vitesse des vents à 100 m. Les vents catabatiques sont particulièrement dominants aux hautes latitudes nord (dénuées d'azote), au niveau des hauts glaciers de méthane dans Tartarus Dorsa et des bords de Sputnik Planitia, où les gradients de topographie sont significatifs. Dans toutes nos simulations GCM, les vents à 100 m contournent les montagnes situées au sud-ouest de Sputnik Planitia (par le sud d'ouest en est). Dans les simulations sans givre d'azote à l'extérieur de Sputnik Planitia (GCM #1), les vents à l'extérieur du bassin sont très faibles ( $< 5 \text{ m.s}^{-1}$  au niveau des pentes,  $< 1 \text{ m.s}^{-1}$  sinon), en particulier dans l'hémisphère sud, où il n'y a pas de vents de pente puisque nous considérons une topographie plate.

Dans les deux autres simulations, la condensation et la sublimation d'azote entraînent des vents plus intenses à l'extérieur de Sputnik Planitia, en particulier au niveau du point sub-solaire, où l'azote sublime fortement, et à l'opposé côté nuit ainsi qu'au niveau de la bande d'azote plongée dans la nuit polaire, où l'azote condense fortement. Dans la simulation GCM #3, la présence des deux bandes d'azote aux latitudes  $45^\circ\text{N}$  et  $50^\circ\text{S}$  entraînent des vents orientés nord-sud entre ces deux bandes (circulation de la bande jour vers la bande nuit). La Figure 5.17 montre les vents moyennés sur un jour Pluton, à 100 m au-dessus de la surface dans le bassin Sputnik Planitia. Dans les trois simulations de référence, le bord nord du bassin est sujet à de forts vents dirigés vers l'intérieur du bassin. Dans la partie nord du bassin, au-dessus de  $20^\circ\text{N}$ , le vent est plutôt dirigé d'est en ouest, puis s'oriente du nord au sud, en longeant le bord ouest du bassin. Ce courant traverse tout le glacier du nord au sud.

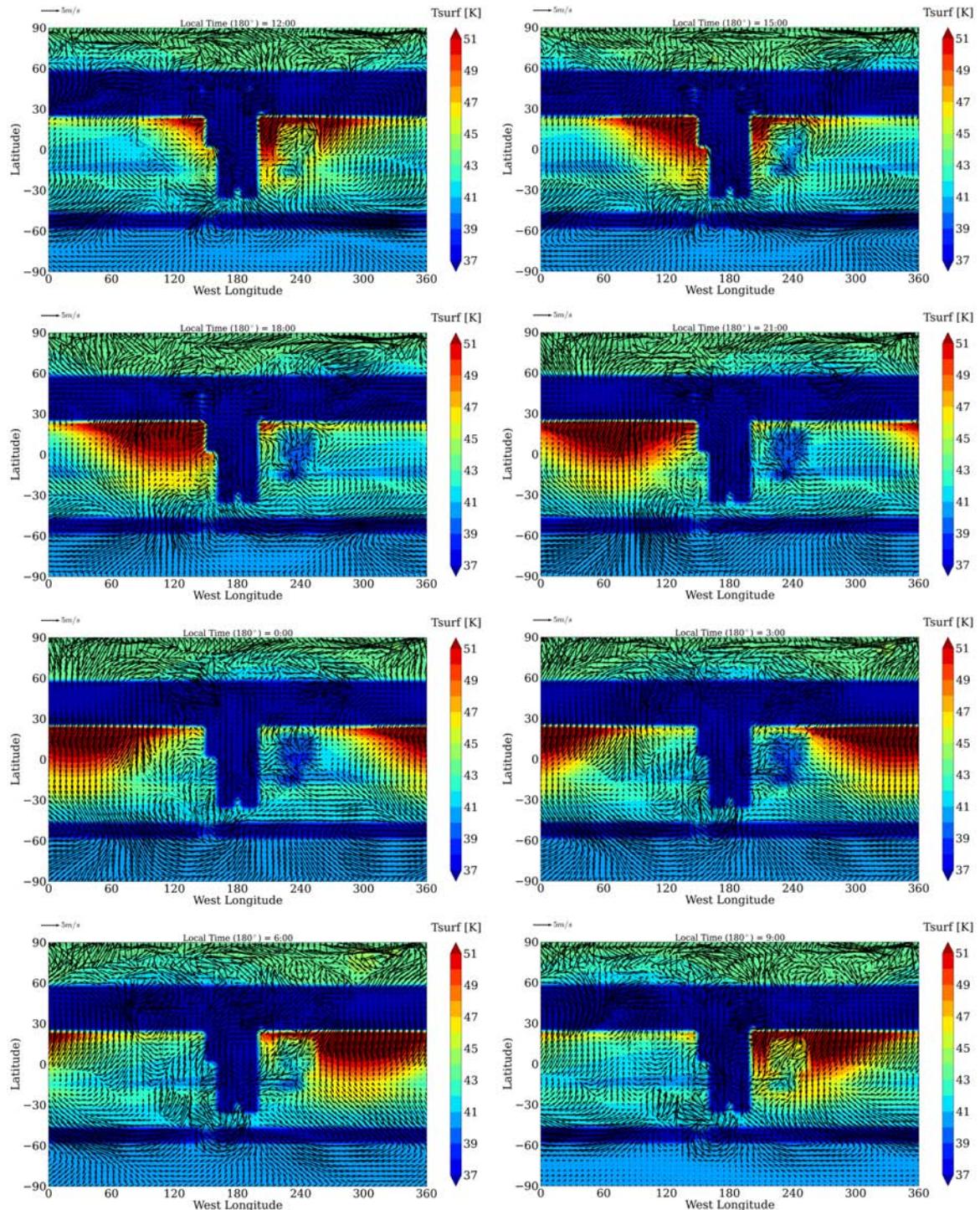
Dans la simulation GCM #3, les vents obtenus à l'intérieur de Sputnik Planitia sont plus intenses. La présence de la bande d'azote dans l'hémisphère sud intensifie le courant nord sud dans Sputnik Planitia qui arrive même à remonter les pentes du bassin au sud-est. Ces résultats sont en accord avec des observations de New Horizons indiquant de possibles traces de transport éolien à la surface. La Figure 1.33 suggère un vent dominant orienté vers le Sud-Est à l'ouest de Sputnik Planitia, au sud des montagnes Al-Idrisi, ce qui est bien reproduit par le GCM.



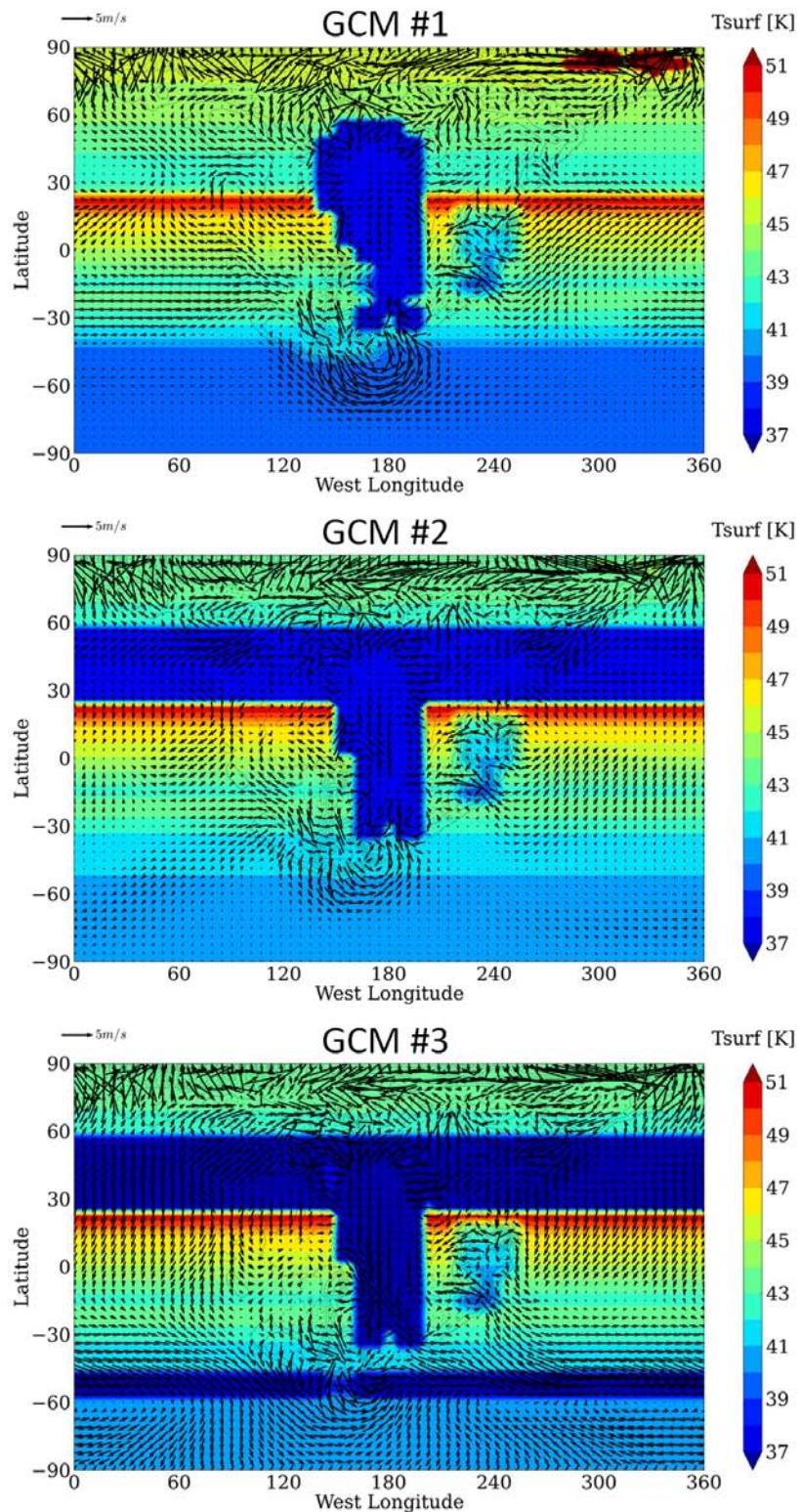
**FIGURE 5.13** – Cartes des vents et des températures de surface en fonction de l'heure locale, obtenues avec la simulation GCM #1 pour le 14 juillet 2015.



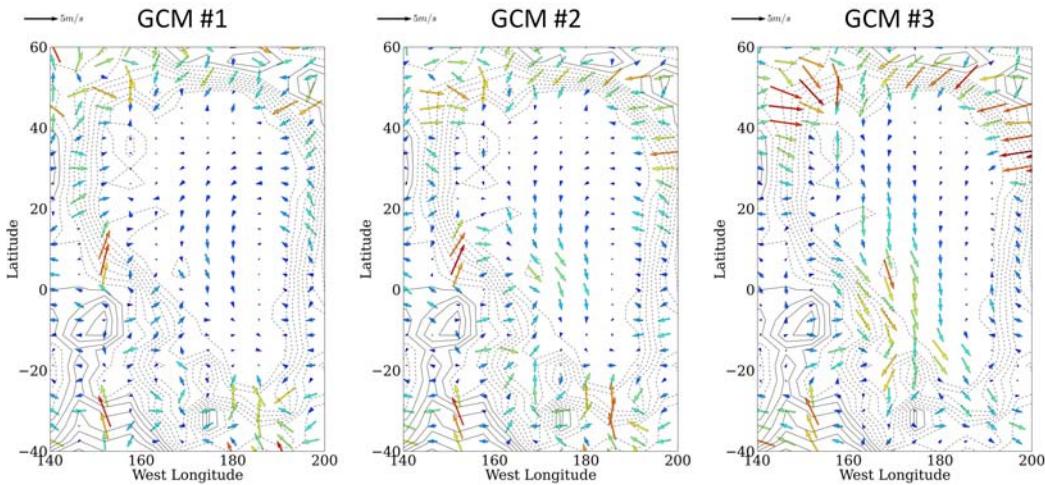
**FIGURE 5.14** – Cartes des vents et des températures de surface en fonction de l'heure locale, obtenues avec la simulation GCM #2 pour le 14 juillet 2015.



**FIGURE 5.15** – Cartes des vents et des températures de surface en fonction de l'heure locale, obtenues avec la simulation GCM #3 pour le 14 juillet 2015.



**FIGURE 5.16** – Cartes des vents et des températures de surface moyennés sur un jour Pluton, obtenus pour juillet 2015 avec les 3 simulations GCM de référence.



**FIGURE 5.17** – Cartes des vents dans Sputnik Planitia moyennés sur un jour Pluton en juillet 2015 avec les trois simulations GCM de référence.

### 3.4 Impact des vents sur les particules de brume et le méthane

Dans les trois simulations GCM de référence, la circulation zonale est dominée par une rétro-rotation, couplée à une circulation méridienne relativement faible. Au niveau du bassin Sputnik Planitia, la circulation dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface est plus compliquée, à cause de l'influence de la topographie et des flux de condensation-sublimation d'azote. De façon générale, les vents dominants dans la partie nord du bassin sont orientés vers l'ouest et vers le sud dans la partie centrale et sud (voir Section 3.3). L'impact de la circulation atmosphérique sur les particules de brume est analysé dans le Chapitre 6, à l'aide des simulations GCM préliminaires. L'impact de la circulation atmosphérique et des vents proches de la surface sur les particules de brume et sur le méthane atmosphérique peut être exploré plus en détails avec les nouvelles simulations GCM. Ces travaux sont encore en cours. Néanmoins, les paragraphes suivants de cette section listent plusieurs idées à ce sujet, qui n'ont pas encore été examinées en détails avec les nouvelles simulations GCM haute résolution.

Comme nous l'avons vu dans la partie Discussion du Chapitre 4, la glace de méthane a tendance à s'accumuler dans les régions équatoriales sur des échelles de temps de millions d'années. Ces résultats sont en accord avec les observations indiquant la présence d'épais glaciers de méthane à l'est de Tombaugh Regio (« Bladed terrains »).

Dans nos simulations, les glaciers de méthane sont obtenus à toutes les longitudes au niveau de l'équateur. Or, les observations montrent clairement une asymétrie de la distribution du méthane puisqu'il n'y a pas de « Bladed terrains » à l'ouest de Sputnik Planitia, où la surface est noircie par de grandes étendues de tholins. D'où peut provenir cette asymétrie ?

On peut imaginer que la rétro-rotation induite par les flux de condensation-sublimation d'azote dans Sputnik Planitia pousse le méthane atmosphérique vers l'ouest, forçant l'accumulation de glace de méthane le plus à l'ouest avant Sputnik Planitia (c'est-à-dire justement à l'est du bassin). Son activité diurne bloque la circulation rétrograde dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface. Une fois qu'un peu de méthane s'est accumulé à cet endroit, plusieurs mécanismes peuvent renforcer cette tendance. Premièrement, une certaine quantité de particules de brumes poussées à l'ouest de Sputnik Planitia, dans la région Chtulhu, aurait tendance à noircir la surface et empêcher la condensation de méthane, qui conden-

serait alors plus à l'ouest, sur les parcelles déjà recouvertes de glace de méthane. En résumé, la circulation pourrait pousser les tholins et le méthane vers l'ouest et favoriser la formation des glaciers de méthane à l'est de Sputnik Planitia.

Dans ce scénario, on pourrait alors imaginer que du méthane se sublimant des « Bladed terrains » condenserait dans la partie Est de Tombaugh Regio, formant un givre de méthane brillant sur lequel pourrait se condenser l'azote, ce qui expliquerait pourquoi cette région est d'apparence très brillante et recouvertes de parcelles d'azote. Cependant, la condensation de méthane à l'ouest des « Bladed terrains » n'est pas universellement vraie. Par exemple, il y a des « Bladed terrains » à l'est de la région Krun Macula, mais cette région n'est pas recouverte de givre brillant.

Dans nos simulations GCM, les particules de brumes aspirées dans Sputnik Planitia pendant les phases de sublimation et de condensation de l'azote ont tendance à sédimentier en plus grande quantité dans la partie ouest du bassin. Ceci est bien illustré par la [Figure 6.19](#) dans le Chapitre 6. Ce résultat est intéressant puisqu'il permettrait de comprendre pourquoi la glace dans Sputnik Planitia est plus sombre dans sa partie ouest que dans sa partie ouest, entre les latitudes  $0^{\circ}$  et  $30^{\circ}\text{N}$  (voir [Figure 1.27](#)). Des analyses supplémentaires seront nécessaires pour bien comprendre les mécanismes à l'origine de la sédimentation des brumes dans la partie ouest du bassin. Il semblerait que le régime des vents à l'intérieur du bassin ait un rôle important. Le courant longeant le bord ouest du bassin, illustré par la [Figure 5.17](#), pourrait pousser et forcer les brumes à s'accumuler de ce côté.

### 3.5 Profils de température

Dans cette section, nous reprenons l'étude des profils de température et de la couche d'air froid observée par REX au profil d'entrée (voir Section 2.4). Dans les simulations GCM préliminaires, le bassin Sputnik Planitia n'était pas assez étendu au sud et nous avions notamment comparé le profil d'entrée de REX avec celui du GCM à  $7.5^{\circ}\text{N}$ . Ici, nous utilisons les nouvelles simulations GCM, avec un profil de température d'entrée bien situé dans le bassin au-dessus d'une surface recouverte d'azote. Nous explorons tout d'abord la diversité des profils de température obtenus avec le GCM. Puis, nous enquêtons sur les mécanismes à l'origine de la couche d'air froid observée au-dessus de la surface dans le profil d'entrée de REX.

#### 3.5.a La diversité des profils atmosphériques

La [Figure 5.18](#) montre la localisation des profils explorés avec les simulations GCM, dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface. Ici, nous ne montrons que les résultats obtenus avec la simulation GCM #3. Nos conclusions sont les mêmes pour les profils des deux autres simulations.

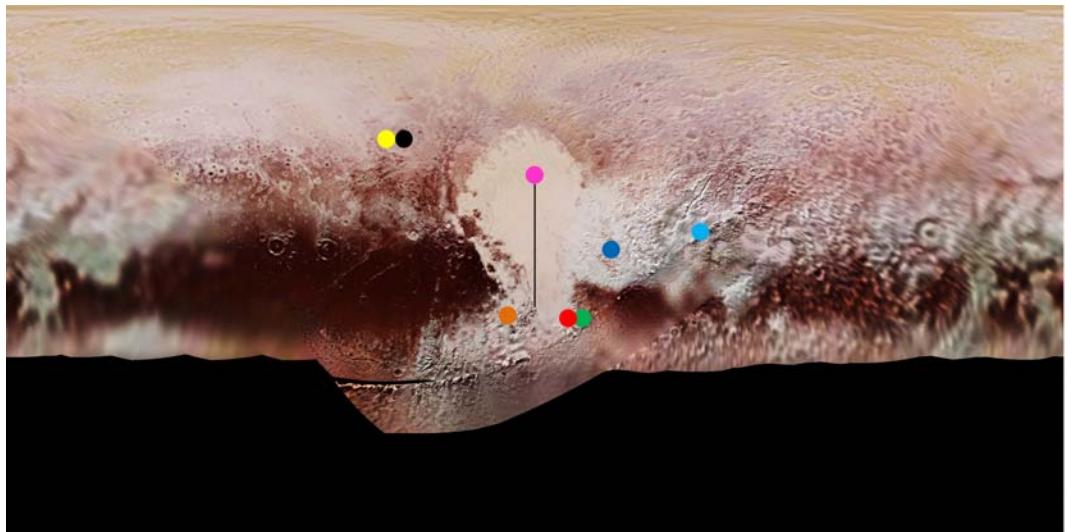
La [Figure 5.19](#) montre les profils obtenus à différentes heures locales de l'après-midi avec la simulation GCM #3. Les températures sont tracées en fonction de l'altitude par rapport au niveau moyen.

De façon générale, les profils où l'azote sublime à la surface ont tendance à avoir une couche froide proche de la surface, et les profils où l'azote est “pompé” à la surface lors de la condensation ont tendance à avoir un fort gradient (profil « écrasé ») proche de la surface. Les profils présentant une couche de température froide, voire une inversion, sur les premiers kilomètres sont le profil d'entrée, celui du cratère Burney, de Sputnik Planitia, et de Tombaugh Regio. Parmi ces profils, seul celui de Tombaugh Regio n'est pas obtenu au-dessus d'une surface recouverte de glace d'azote.

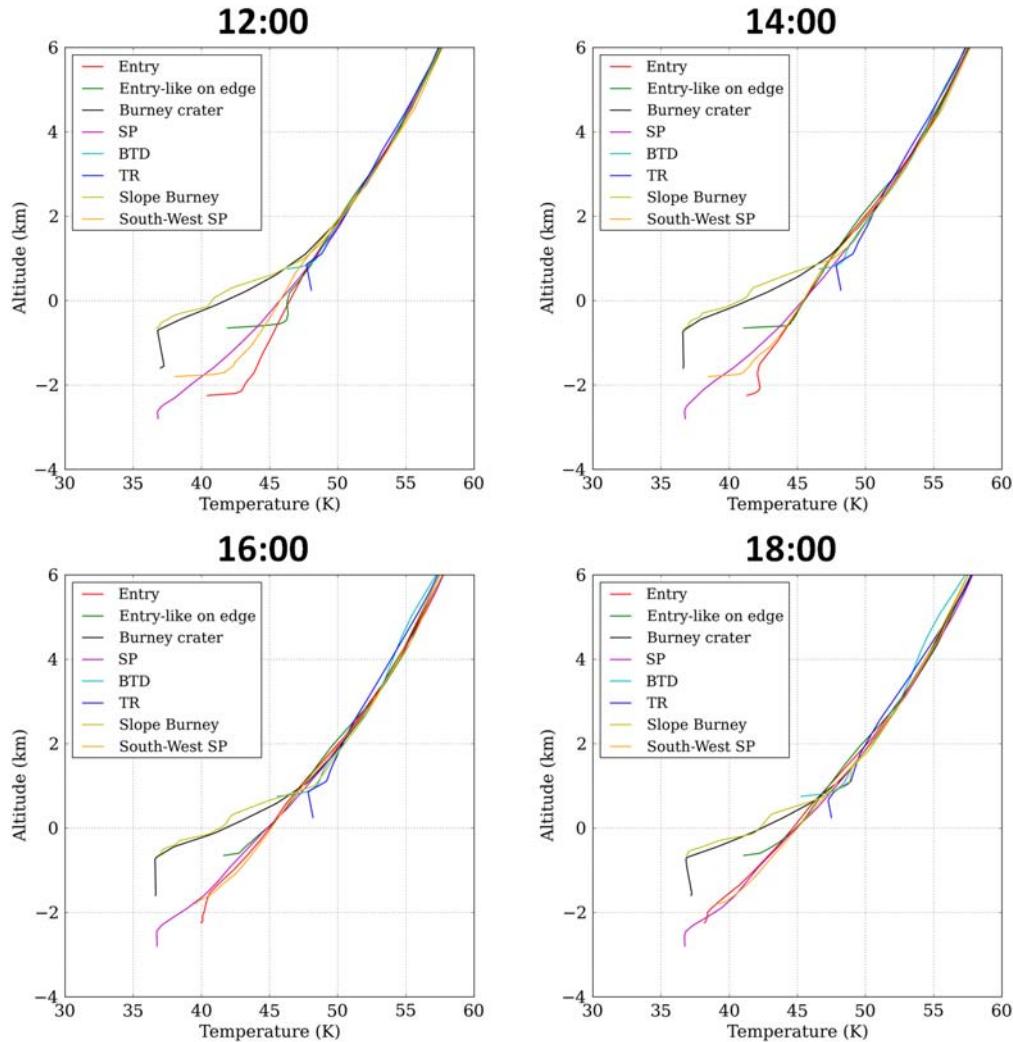
La [Figure 5.20](#) montre les profils obtenus dans Sputnik Planitia, à différentes latitudes et heures locales de l'après-midi avec la simulation GCM #3. Tous ces profils présentent une couche d'air froid au-dessus de la surface. On remarque qu'en début d'après-midi, la couche d'air froid est plus profonde au nord du bassin, alors qu'en fin d'après-midi, la couche d'air froid devient plus profonde au sud du bassin,

où pourtant peu d'azote sublime. Ceci est dû aux vents dans Sputnik Planitia (voir Section 3.3), qui transportent efficacement l'azote froid sublimé au nord du bassin vers le sud du bassin.

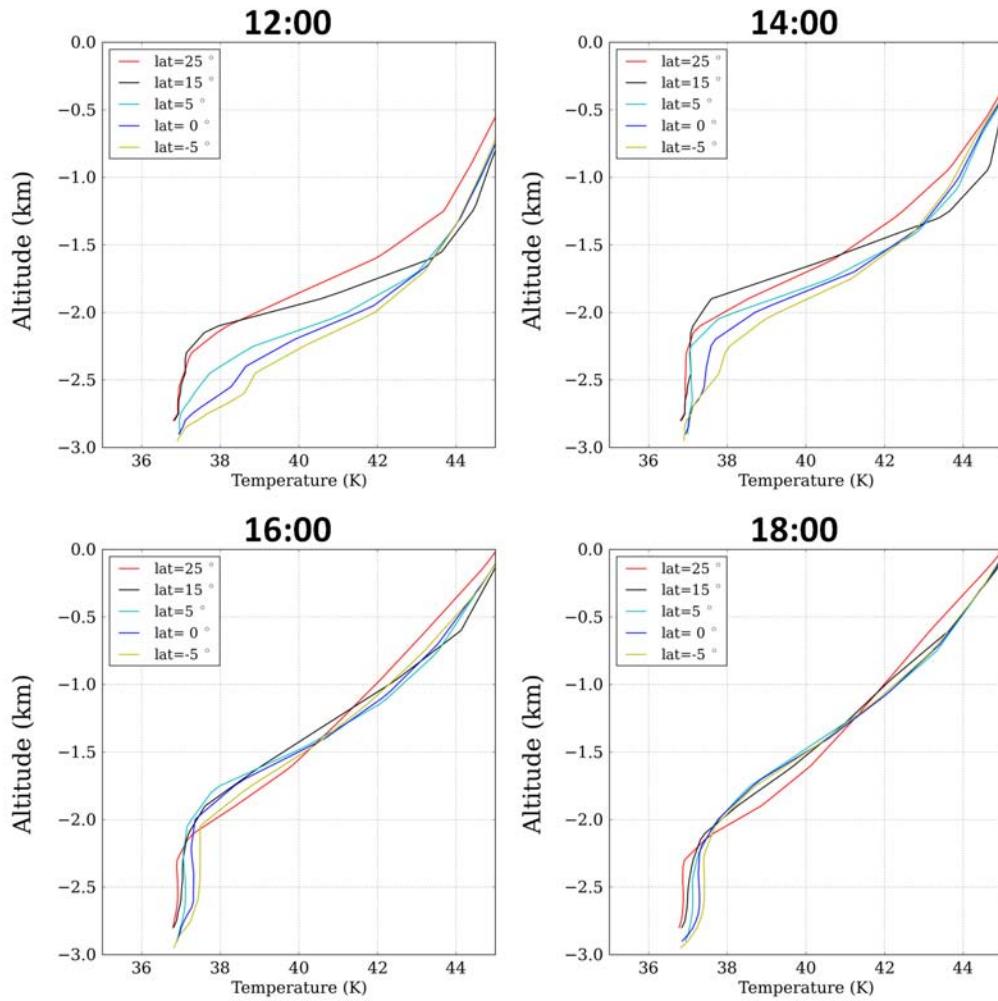
Nous pouvons également comparer le profil d'entrée modélisé dans les nouvelles simulations GCM (Figure 5.19, 16 :00) avec celui mesuré par REX (Figure 1.39). Le profil mesuré par REX correspond à un emplacement au sud de Sputnik Planitia, sur le bord du bassin, au-dessus d'une surface recouverte de glace d'azote. Il en est de même pour le profil modélisé d'entrée dans nos simulations GCM. En comparant les deux profils, on remarque qu'on ne reproduit pas bien l'inversion observée au-dessus de la surface. Le profil d'entrée mesuré par REX ressemble plus aux profils obtenus plus au nord dans Sputnik Planitia (Figure 5.20), ou au profil obtenu dans le cratère Burney (Figure 5.19), où la couche d'air froid est la plus profonde. On remarque également que le profil d'entrée modélisé présente un aspect proche d'une inversion autour des heures locales 16 :00 et 18 :00, ce qui correspond environ à l'heure locale où REX a effectué sa mesure (16 :31). Le profil à 18 :00 est le plus froid, ce qui n'est pas le cas des autres profils obtenus dans le cratère Burney et plus au nord dans Sputnik Planitia (Figure 5.19, 16 :00, 18 :00). A nouveau, ceci est en accord avec les vents dans Sputnik Planitia transportant l'azote sublimé au nord du bassin dans l'après-midi vers le sud du bassin en fin d'après-midi (Figure 5.15, Figure 5.17).



**FIGURE 5.18** – Carte des coordonnées des profils de température explorés dans les simulations GCM, montrés par la Figure 5.19 en utilisant la même échelle de couleur. La ligne noire dans Sputnik Planitia indique les coordonnées des profils montrés par la Figure 5.20.



**FIGURE 5.19** – Profils de température obtenus en juillet 2015 avec la simulation GCM #3, à différentes heures locales dans l'après-midi (les profils de chaque panel ont été obtenus à la même heure locale). La localisation des profils est donnée par la Figure 5.18 : **Entry** : profil d'entrée. **Entry-like on edge** : à l'est du profil d'entrée, surplombant le bassin. **Burney crater** : au centre du cratère Burney, au nord-ouest de Sputnik Planitia. **SP** : au centre de Sputnik Planitia. **BTD** : Bladed Terrain Deposits, à l'est de Tombaugh Regio. **TR** : au centre de la partie est de Tombaugh Regio. **Slope Burney** : sur la pente du cratère Burney. **South-West SP** : au sud-ouest de Sputnik Planitia, près de Wright Mons.

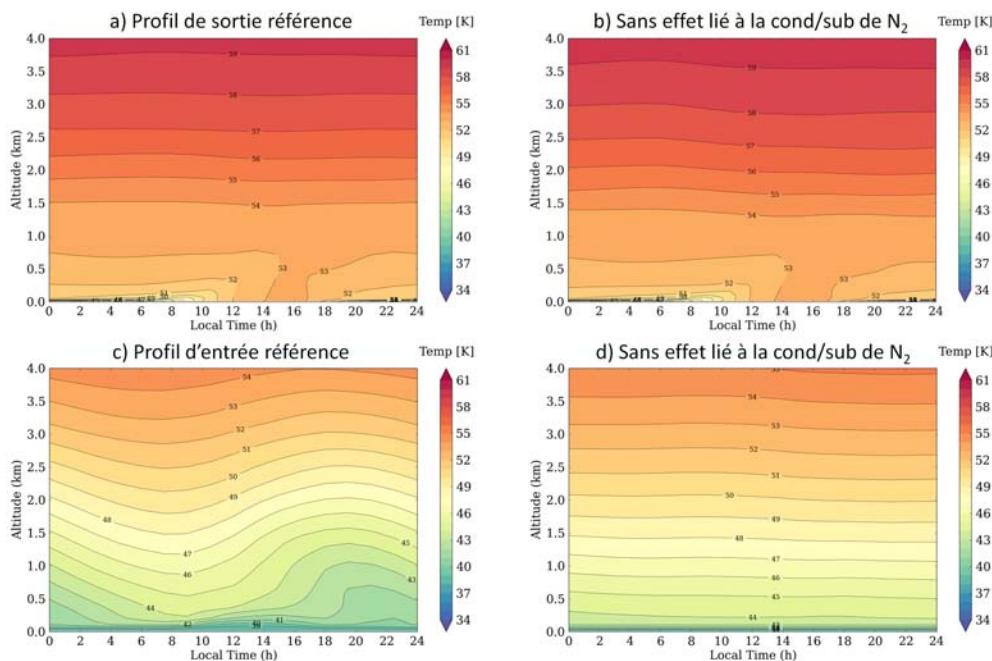


**FIGURE 5.20** – Profils de température obtenus en juillet 2015 avec la simulation GCM #3, dans Sputnik Planitia (longitude  $180^\circ$ ) à différentes latitudes et heures locales dans l'après-midi.

### 3.5.b Analyse de la couche d'air froid au-dessus de la surface

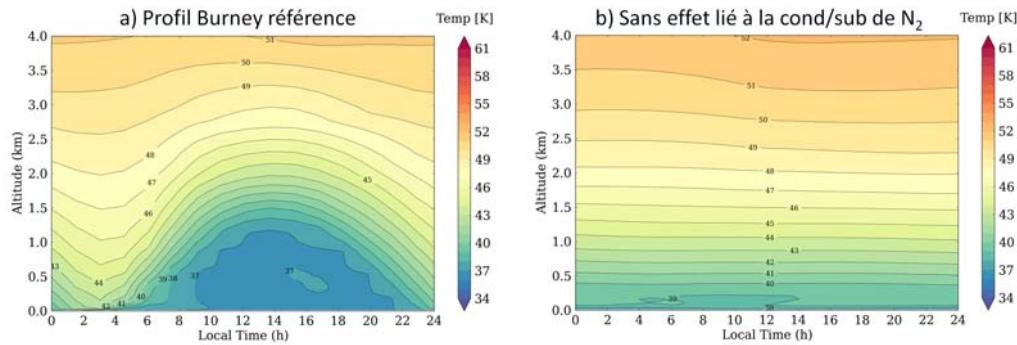
Pour mieux comprendre le comportement des profils observés, nous montrons sur la Figure 5.21 l'évolution diurne des profils atmosphériques d'entrée et de sortie modélisés dans le GCM, dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface. Les profils sont montrés pour le cas de la simulation GCM #1 de référence, et pour le même cas mais dans lequel nous avons désactivé tous les effets liés à la condensation et la sublimation d'azote à la surface et dans l'atmosphère.

A une même altitude au-dessus de la surface, les températures au profil de sortie sont plus chaudes de 5-10 K que celles au profil d'entrée, en accord avec les observations et les résultats GCM préliminaires. La température varie avec l'heure locale, en particulier si il y a de la glace d'azote à la surface. Dans l'après-midi, les températures au point d'entrée sont légèrement plus froides, dû à une faible sublimation d'azote (en moyenne, c'est la condensation d'azote qui domine au point d'entrée). Les températures sont les plus froides vers 18 :00, en accord avec les résultats précédent : ce sont les vents qui transportent de l'air froid provenant du nord de Sputnik Planitia qui sont à l'origine de ces variations de températures à 18 :00.



**FIGURE 5.21** – Variations diurnes de la température atmosphérique dans la basse atmosphère au point de sortie (en haut) et d'entrée (en bas) pour juillet 2015 (simulation GCM #1), dans le cas de référence (à gauche) et dans le cas où tous les effets liés à la condensation et la sublimation de l'azote ont été désactivés dans le GCM.

Si on désactive les effets liés à la sublimation et la condensation d'azote, nous n'obtenons plus de variation diurne de température, qui sont moins froides dans l'après-midi car il n'y a notamment plus d'injection d'azote froid lié à la sublimation de la glace à la surface. Le volume de gaz impliqué lors de la sublimation est considérable. Nous avons vu avec la Figure 5.9 que chaque après-midi, l'équivalent de 2000 m<sup>3</sup> par mètre carré est injecté dans l'atmosphère à la latitude du cratère Burney, soit 45°N. Ce processus permet de refroidir de plus de 2 K l'atmosphère l'après-midi, dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface. Comme prévu, l'effet est nul pour le profil de sortie, où il n'y a pas d'azote à la surface.



**FIGURE 5.22** – Variations diurnes de la température atmosphérique dans la basse atmosphère au fond du cratère Burney ( $45^{\circ}\text{N}, 135^{\circ}\text{O}$ ) obtenues avec la simulation GCM #3 de référence pour juillet 2015 (a). La simulation a été dupliquée et relancée quelques jours auparavant en désactivant dans le GCM tous les effets liés à la condensation et la sublimation de l'azote ont été désactivés dans le GCM (b).

Il est intéressant de remarquer que même sans les effets liés à la sublimation et la condensation d'azote, les températures au point d'entrée sont plus froides que celles au point de sortie. Ceci s'explique par un effet de topographie : sur les pentes qui entourent les dépressions (par exemple le profond bassin de Sputnik Planitia), l'atmosphère se refroidit au contact de la surface. Plus dense qu'ailleurs à la même hauteur, elle a tendance à s'écouler vers le fond du bassin (effet des vents catabatiques) jusqu'à le remplir d'un air froid, et ce de manière permanente.

En plus de ce phénomène et du simple équilibre radiatif, l'inversion de température proche de la surface peut également être renforcée par :

- Le mélange de l'air par le cisaillement des vents, qui forcent le profil de température vers un profil adiabatique.
- Le réchauffement de l'air juste au-dessus de la surface dû à une légère compression adiabatique (l'effet est surtout rencontré au niveau des pentes, où se fait la compression). Sur Pluton, le réchauffement adiabatique est de  $0.62 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ .
- L'apport d'azote fraîchement sublimé par les vents.
- Le confinement de l'air froid par la topographie.

Ce dernier point s'illustre avec le cas du cratère Burney, où la couche froide au-dessus de la surface est la plus profonde de toutes. Nous montrons l'évolution diurne de la température au fond du cratère Burney (Figure 5.22) pour la simulation GCM #3. Le cratère Burney est relativement profond et entouré de parois qui l'aident à confiner l'air froid. Dans cet exemple, l'azote sublimé à la surface et de l'azote fraîchement sublimé de la bande à  $45^{\circ}\text{N}$  est apporté au fond du cratère. Dans Sputnik Planitia, même si beaucoup d'azote frais est sublimé dans l'après-midi, il est rapidement transporté à d'autres latitudes dans le bassin. Il en résulte que le profil modélisé du cratère Burney est plus profond que celui modélisé dans Sputnik Planitia.

Ces mécanismes peuvent aussi expliquer pourquoi certains profils montrent une inversion proche de la surface, alors qu'ils ne sont ni dans un profond bassin, ni au-dessus d'une surface recouverte d'azote (par exemple, le profil de Tombaugh Regio Est de la Figure 5.19).

En résumé, le GCM montre que plusieurs mécanismes doivent se combiner pour expliquer la différence observée entre le profil étonnamment froid observé dans Sputnik Planitia en fin d'après-midi et celui acquis de l'autre côté de la planète en fin de nuit, plus conforme aux prévisions théoriques. De façon

générale, l'allure des couches d'air froid dans le modèle sont en accord avec le profil d'entrée observé, mais sont moins profondes. Il semble que la sublimation d'azote dans Sputnik Planitia ou le transport d'air froid du nord vers le sud du bassin dans le GCM ne soient pas assez intenses pour créer une inversion au profil d'entrée aussi profonde que celle observée par REX. Quantitativement, nos résultats ne sont donc pas en accord avec les observations. Nous parvenons à identifier les mécanismes à l'origine de la couche froide, mais nous devrons les explorer de façon plus détaillée pour comprendre les différences observées. Pour cela, des simulations avec une meilleure résolution, couplée à une distribution des glaces plus précise en accord avec les observations, pourront être explorées.

### 3.6 Nuages de glace de méthane

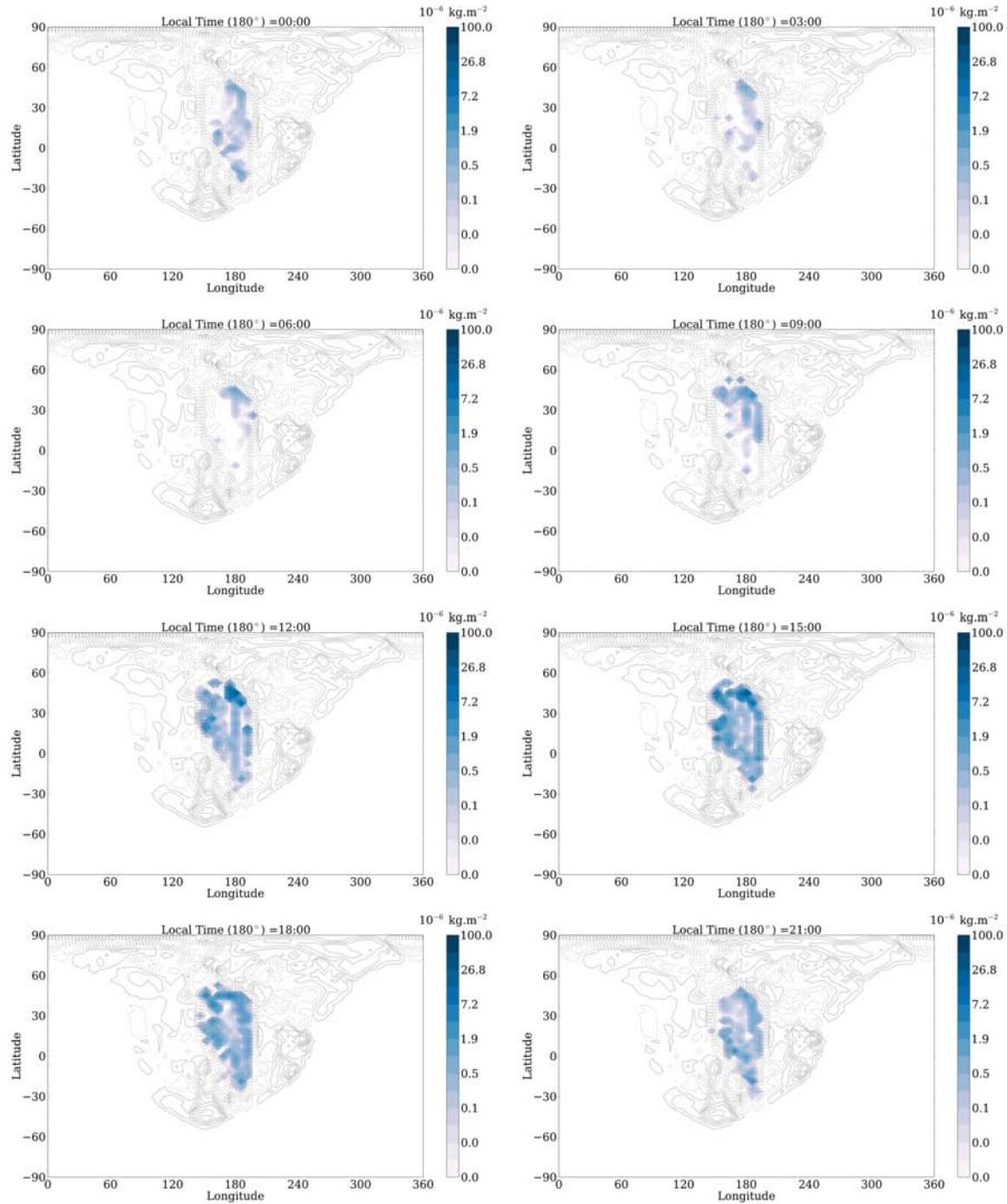
La [Figure 5.23](#) et la [Figure 5.24](#) montrent les cartes de nuages de glace de méthane dans nos simulations GCM #1 et #3 à différentes heures locales.

Dans les deux simulations, la condensation atmosphérique est provoquée par un refroidissement lié à la sublimation de la glace d'azote à la surface. Du côté jour, l'azote fraîchement sublimé tend à refroidir l'atmosphère autour et déclencher la condensation de méthane dans les premières centaines de mètres au-dessus de la surface. L'air froid et les nuages peuvent être transportés par les flux d'azote. On retrouve en effet des nuages de glace de méthane jusqu'à 85°N, au-delà de la bande de glace d'azote, dans la simulation #3. Les nuages sont également transportés au sud du bassin, où ils peuvent subsister pendant une grande partie de la journée.

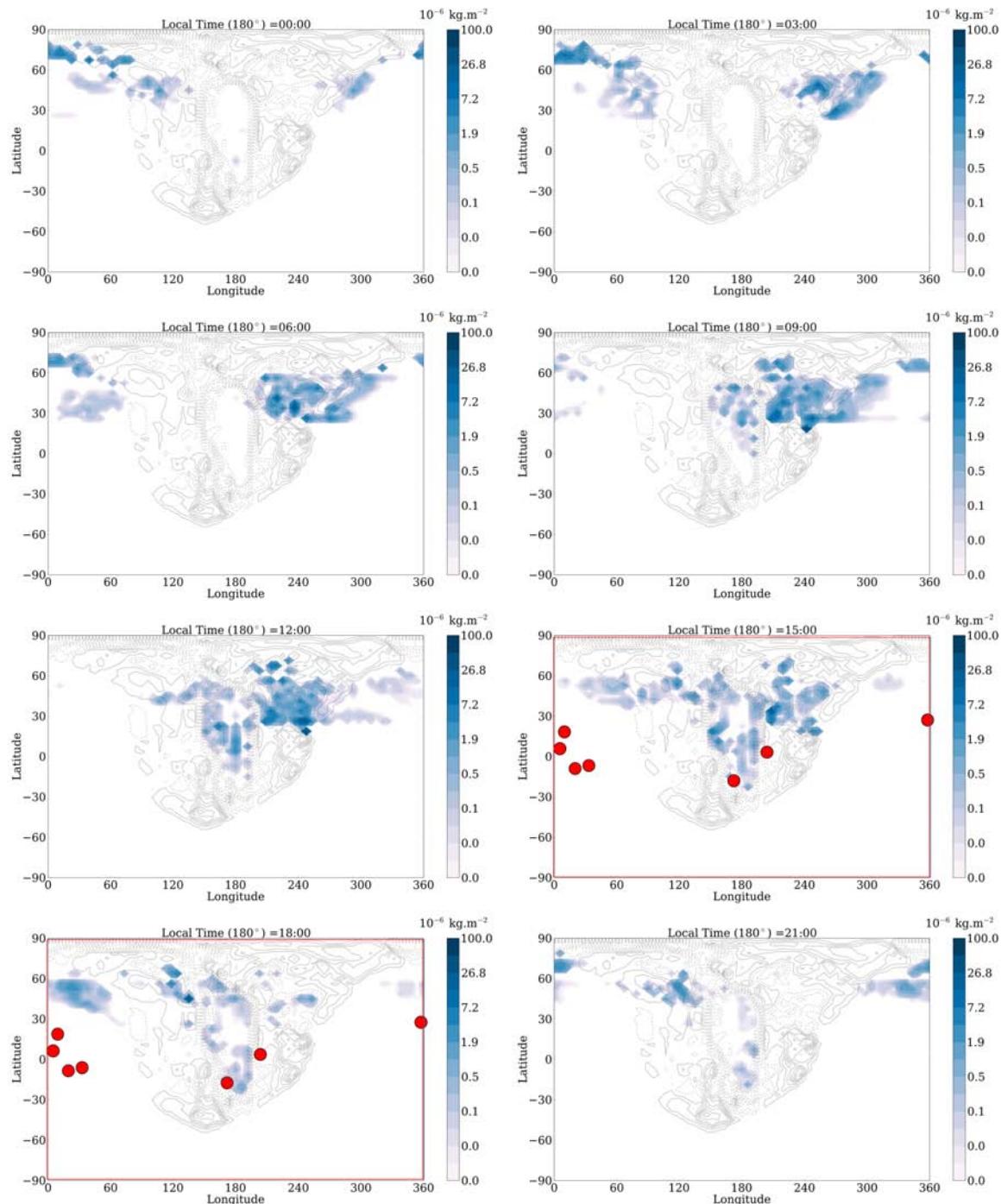
Dans les simulations GCM, les nuages obtenus sont relativement fins, avec un maximum de  $10^{-4}$  kg par mètre carré de colonne atmosphérique, ce qui représente une couche de 0.2  $\mu\text{m}$  si on considère une densité de la glace de  $520 \text{ kg.m}^{-3}$ . [Stern et al. \(2017b\)](#) a recensé des images de New Horizons suggérant la possible présence de nuages de glace de méthane, mais aucune ne peut confirmer réellement que ce sont bien des nuages. En effet, il est possible que ces « candidats » ne soient en fait qu'une illusion d'optique et que l'on observe en fait la brume ou une parcelle de glace brillante à la surface. Nous comparons nos résultats du GCM avec les nuages candidats proposés dans [Stern et al. \(2017b\)](#). Tous les candidats ont été observés à basses altitudes, et proche du terminateur c'est-à-dire à des heures locales entre 4 :00 et 6 :00 ou entre 15 :00 et 18 :00. Rapportées à la longitude 180°, les observations ont toutes été faites entre 15 :00 et 18 :00. Sur la [Figure 5.24](#), nous représentons ces observations avec des points rouges.

De façon générale, les nuages candidats n'ont pas été observés là où le modèle prédit effectivement des nuages de glace de méthane. En effet, nous avons vu précédemment que les nuages se forment préférentiellement lorsque l'azote sublime, proche du point sub-solaire. La majorité des nuages candidats ont été observés à des longitudes opposées.

Deux candidats ont été observés près de Sputnik Planitia, l'un à l'ouest de Wright Mons, l'autre dans la partie Est de Tombaugh Regio. A ces deux endroits, la glace d'azote abonde à la surface, ce qui rend possible la formation de nuage de glace de méthane. De plus, en fin d'après-midi, nous avons vu précédemment que de l'air froid est transporté de la partie nord de Sputnik Planitia vers la partie sud, permettant aux nuages d'être également transporté ou de se former dans la partie sud du bassin où l'azote ne sublime pas. Pour ces deux candidats, il est cependant possible de confondre avec des parcelles d'azote brillant à la surface.

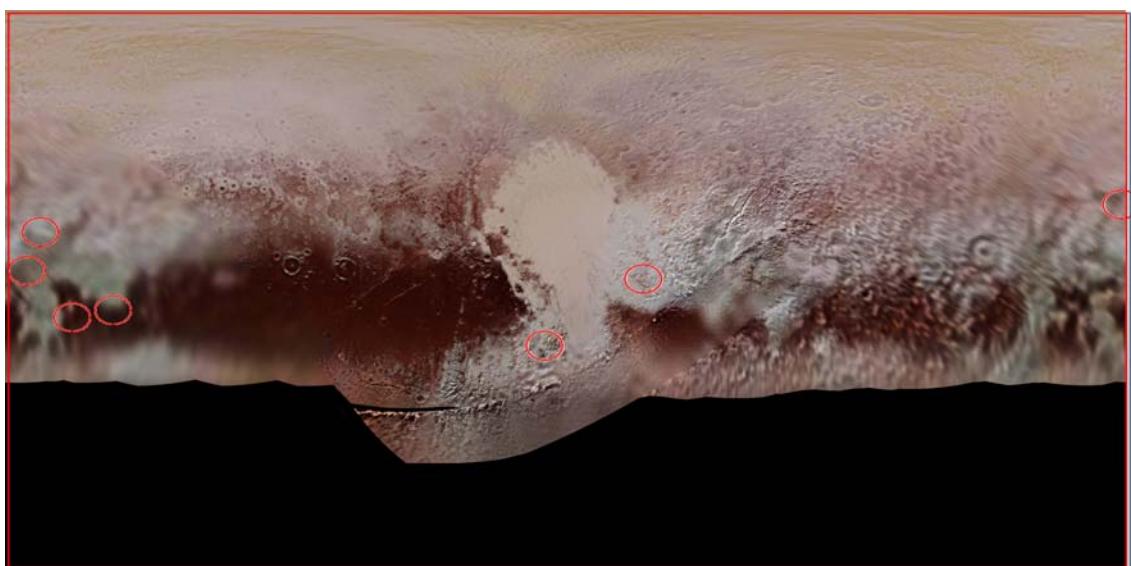


**FIGURE 5.23** – Cartes de la masse des nuages de glace de méthane ( $10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}$  ) en juillet 2015 pour la simulation GCM #1 à différentes heures locales pour la longitude  $180^\circ$ . Les contours en noir montrent la topographie.



**FIGURE 5.24** – Cartes de la masse des nuages de glace de méthane ( $10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}$ ) en juillet 2015 pour la simulation GCM #3 à différentes heures locales pour la longitude  $180^\circ$ . Les contours en noir montrent la topographie. Les points rouges correspondent aux observations de potentiels nuages, dont les coordonnées et heures locales sont données dans Stern et al. (2017b).

Pour les autres candidats, il reste possible que ce soient des nuages transportés par les flux d'azote, ou formé à proximité de petites parcelles de glace d'azote non représentées dans les simulations GCM. La Figure 5.25 donne la localisation des nuages candidats sur une carte de Pluton. Il est difficile de trancher, car il n'y a pas d'observations en haute résolution de ces régions, ni d'analyse spectroscopique des glaces à la surface. On peut noter par contre que tous les candidats à l'ouest de la carte sont à proximité d'un glacier de méthane, de couleur verdâtre sur la carte (même couleur que les « Bladed terrains » à l'est de Tombaugh Regio). Il faudrait également savoir si des nuages existent là où on en attend le plus, c'est-à-dire au nord de Sputnik Planitia, dans l'après-midi. Cependant, il n'y a pas d'observation au limbe de cette région.



**FIGURE 5.25** – Carte de Pluton en fausse couleur. Les « Bladed terrains » ont une couleur verdâtre. Les cercles rouges correspondent aux observations des potentiels nuages de glace de méthane (Stern et al., 2017b).



---

## CHAPITRE 6

---

# MODÉLISATION 3D DE LA BRUME ORGANIQUE DE PLUTON



Pluton vs Titan. Crédits : NASA/Michael Benson, NASA/JPL/Space Science Institute

---

### Sommaire

---

1	Motivations et démarche	174
2	Article : 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere	177
3	Discussions des résultats et perspectives	200

---

## 1 Motivations et démarche

La fine brume bleutée de Pluton observée à grand angle de phase par New Horizons a soulevé de nombreuses questions. Quels points communs retrouve-t-on avec la brume de Titan ? La brume est-elle la principale responsable de la présence de tholins à la surface de Pluton ? Pourquoi est-elle observée de façon globale et légèrement plus étendue dans l'hémisphère Nord ? Comment impacte-t-elle le climat de Pluton ? Comment a-t-elle évolué depuis 1988 et peut-on relier certains de ses aspects à des observations terrestres effectuées depuis ? Pour répondre à ces questions, nous avons implémenté dans le GCM un schéma de formation de brume organique basé sur nos connaissances de la brume de Titan. Ce couplage entre le modèle de formation de la brume et le GCM permet de comprendre où est formée, transportée et déposée la brume, et quel est son impact radiatif sur le climat (ce dernier point est en cours de développement et non traité dans ce chapitre).

La Figure 6.1 montre les différentes étapes du schéma de formation des brumes. Premièrement, on calcule le flux UV au sommet de l'atmosphère. Le flux UV est issu des rayons solaires et de leur diffusion par l'hydrogène du milieu interplanétaire (non négligeable sur Pluton, cette diffusion représente 30% du flux UV reçu). On estime que ce flux UV est majoritairement dominé par la longueur d'onde du Lyman- $\alpha$  (Figure 6.2). Cette bande à 121.6 nm est 100 fois plus intense que les autres bandes UV et est essentiellement absorbée par le méthane (Figure 6.3), dont la section efficace est continue autour de cette longueur d'onde (ce n'est pas le cas des sections efficaces de N<sub>2</sub> et CO). Dans le modèle, on néglige la photolyse du CO et de N<sub>2</sub> devant celle du méthane.

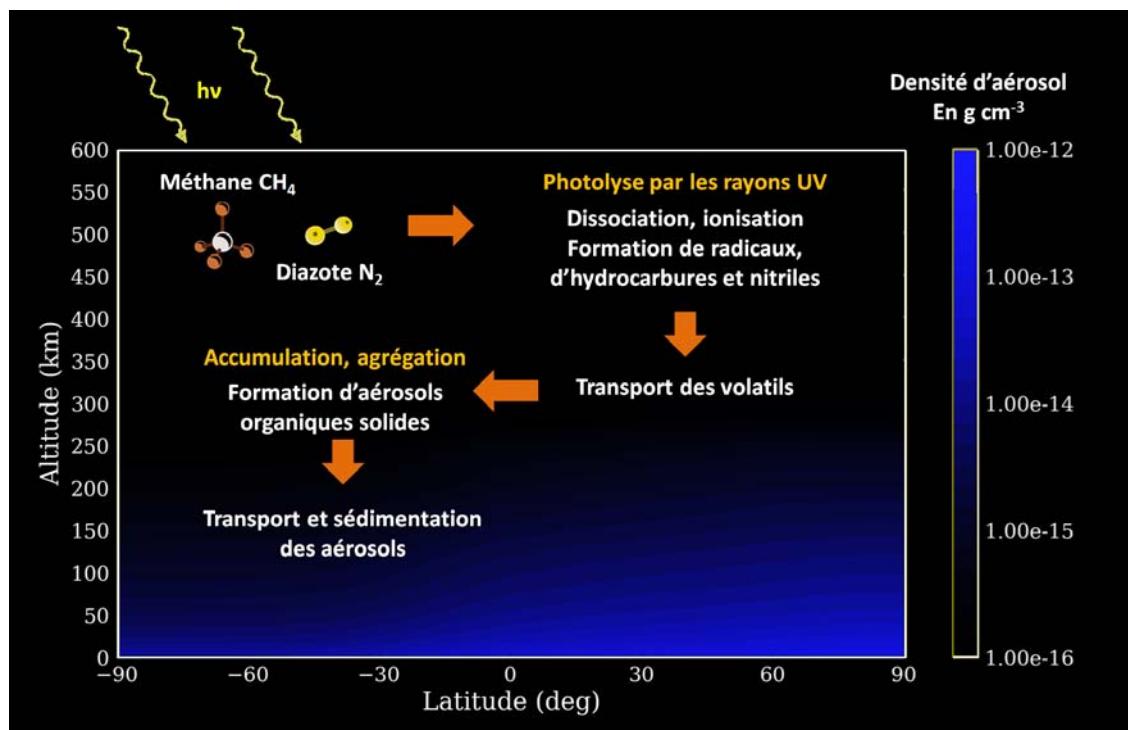
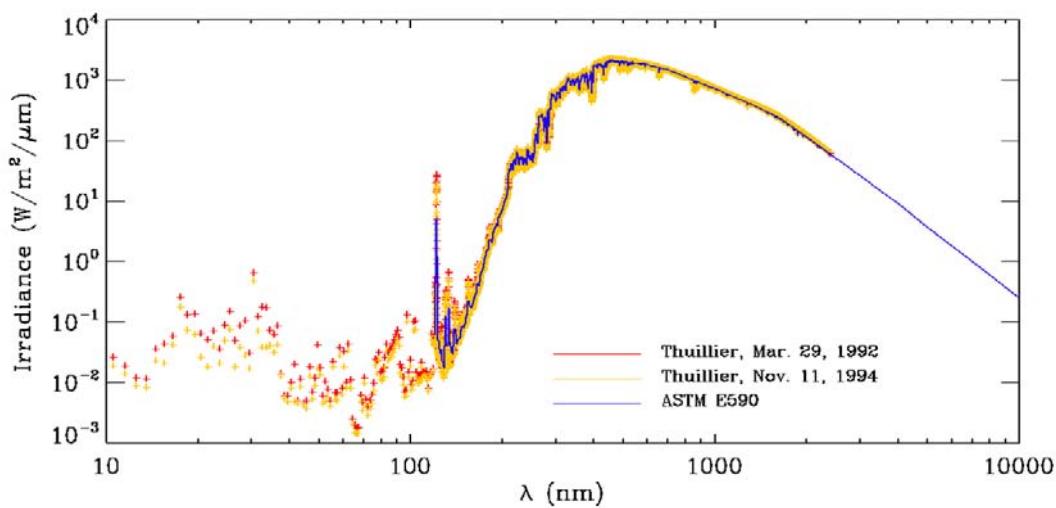
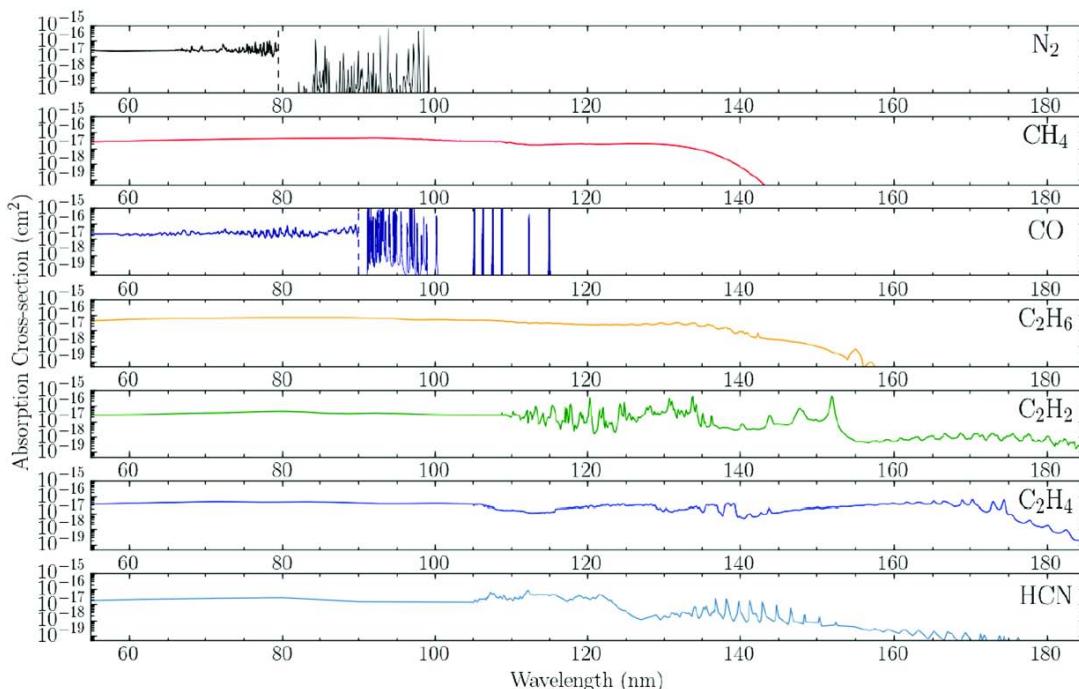


FIGURE 6.1 – Schéma de formation de la brume organique implémenté dans le GCM



**FIGURE 6.2** – Spectre d’irradiation solaire (superposition des résultats de 3 modèles différents). L’absorption du Lyman- $\alpha$  à 121.6 nm domine le spectre UV. Sources : NASA, [https://www.nasa.gov/mission\\_pages/sdo/science/solar-irradiance.html](https://www.nasa.gov/mission_pages/sdo/science/solar-irradiance.html)

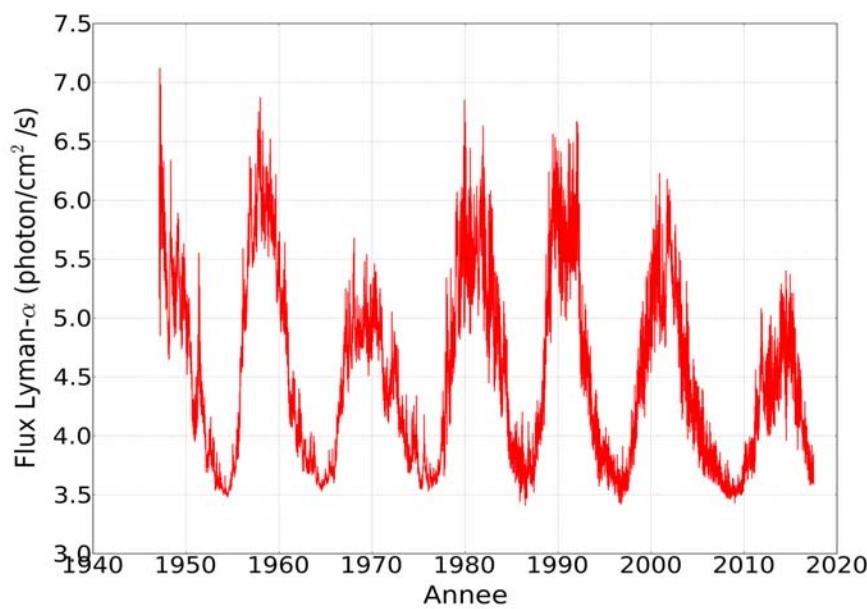


**FIGURE 6.3** – Sections efficaces d’absorption dans le domaine UV de  $N_2$ , CO,  $CH_4$ , HCN et des principaux hydrocarbures de l’atmosphère de Pluton (Young et al., 2017).

On utilise les mesures terrestres du flux Lyman- $\alpha$  au niveau de la Terre (Figure 6.4) et on divise les valeurs par la distance Soleil-Pluton au carré (en unités astronomiques) pour retrouver la valeur du flux au niveau de Pluton. La diffusion par le milieu interplanétaire est ensuite estimée à l'aide des calculs de Gladstone et al. (2015).

On considère ensuite qu'un photon casse une molécule de méthane, puis que la masse totale de méthane photolysé est recombinée pour former des gaz précurseurs des brumes. Dans le modèle ces gaz ne sont pas quantifiés indépendamment (il faudrait un modèle photochimique pour cela) et sont tous modélisés par un traceur « précurseur », qui n'a pas d'impact radiatif et est seulement transporté par la circulation générale. On remarque également sur la Figure 6.3 que ces gaz absorbent dans l'UV et à la longueur d'onde du Lyman- $\alpha$ , ce qui peut leur permettre d'être dissociés à leur tour et former de nouvelles combinaisons. Ces processus photochimiques sont négligés ici dans le schéma des brumes du GCM.

Au bout d'un certain temps, après des processus d'accumulation et de coagulation, les différents gaz précurseurs peuvent former des aérosols solides, qui vont commencer à sédimentier. Dans le modèle, on considère que tous les précurseurs deviennent des aérosols solides à partir d'un certain temps caractéristique  $\tau$ . En réalité, le passage d'un gaz précurseur à un aérosol solide est plus complexe et généralement modélisé avec un modèle microphysique. Ici, nous gardons un schéma simple, au vu des incertitudes et du manque de données sur les brumes de Pluton. On néglige également la condensation des gaz dans l'atmosphère. L'impact radiatif des brumes est en cours de développement et n'est pas traité dans cette thèse. Malgré la faible densité de particule, il est possible que les taux de chauffage et de refroidissement soient significatifs, ce qui pourrait expliquer le refroidissement à 70 K de la haute atmosphère de Pluton (D. Strobel, communication personnelle).



**FIGURE 6.4** – Evolution du flux Lyman- $\alpha$  au niveau de la Terre (données composites issues de plusieurs instruments). Sources : <http://lasp.colorado.edu/lisird/lya>

## 2 Article : 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere

L'article qui suit a été publié dans *Icarus*, en ligne en janvier 2017 et en version papier dans la Special Issue sur Pluton en Mai 2017. La référence complète est : Bertrand, T. and Forget, F. (2017). **3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere**, *Icarus*, 287 :72–86. 59, 85.

Une version préliminaire avait été préparée et présentée à l'équipe New Horizons avant le survol de Pluton en 2015.

**Abstract** The New Horizons spacecraft, which flew by Pluto on July 14, 2015, revealed the presence of haze in Pluto's atmosphere that were formed by CH<sub>4</sub>/N<sub>2</sub> photochemistry at high altitudes in Pluto's atmosphere, as on Titan and Triton. In order to help the analysis of the observations and further investigate the formation of organic haze and its evolution at global scales, we have implemented a simple parametrization of the formation of organic haze in our Pluto General Circulation Model. The production of haze in our model is based on the different steps of aerosol formation as understood on Titan and Triton : photolysis of CH<sub>4</sub> in the upper atmosphere by Lyman- $\alpha$  UV radiation, production of various gaseous species, and conversion into solid particles through accumulation and aggregation processes. The simulations use properties of aerosols similar to those observed in the detached haze layer on Titan. We compared two reference cases : with, and without South Pole N<sub>2</sub> condensation, and we discuss the impact of the particle radius and the lifetime of the precursors on the haze distribution. We simulate CH<sub>4</sub> photolysis and the haze formation up to 600 km above the surface. Results show that CH<sub>4</sub> photolysis in Pluto's atmosphere in 2015 occurred mostly in the sunlit summer hemisphere with a peak at an altitude of 250 km, though the interplanetary source of Lyman- $\alpha$  flux can induce some photolysis even in the Winter hemisphere. We obtained an extensive haze up to altitudes comparable with the observations, and with non-negligible densities up to 500 km altitude. In both cases, the haze density is not strongly impacted by the meridional circulation. With no South Pole N<sub>2</sub> condensation, the maximum nadir opacity and haze extent is obtained at the North Pole. With South Pole N<sub>2</sub> condensation, the descending parcel of air above the South Pole leads to a latitudinally more homogeneous haze density with a slight density peak at the South Pole. The visible opacities obtained from the computed mass of haze, which is about  $2\text{--}4 \times 10^{-7}$  g cm<sup>-2</sup> in the summer hemisphere, are similar for all simulation cases and in the range of 0.001–0.01, which is consistent with recent observations of Pluto and their interpretation.

### 2.1 Introduction

Pluto, Titan and Triton all have a nitrogen-based atmosphere containing a significant fraction of methane, an efficient recipe known to lead to the formation of organic haze in the atmosphere, as confirmed by observations (Tomasko et al., 2005; Rages and Pollack, 1992; Herbert and Sandel, 1991; Stern et al., 2015) and laboratory experiments (Trainer et al., 2006; Rannou et al., 2010; Lavvas et al., 2008). Here, we use the Global Climate Model of Pluto (herein referred to as GCM), developed at the Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) and designed to simulate the atmospheric circulation and the methane cycle on Pluto and to investigate several aspects of the presence of haze at a global scale on Pluto (Forget et al., 2016; Bertrand and Forget, 2016). What controls haze formation on Pluto ? At which altitudes and latitudes does it form and where does sedimentation occur ? What amount of particles forms the haze, and what is its opacity ? To address those key questions we have developed a simple parametrization of haze in the GCM. The parametrization is based on a function of aerosols production, which directly depends on the amount of the Lyman- $\alpha$  UV flux. The photolysis reaction of CH<sub>4</sub> is photon-limited. That is, all incident photons are absorbed by the CH<sub>4</sub> molecules present in Pluto's atmosphere.

During the flyby of the Pluto system on July 14, 2015, the New Horizons spacecraft recorded data about the structure, composition and variability of Pluto's atmosphere. In particular, Alice, the UV spectrometer on-board, observed solar occultations of Pluto's atmosphere which help to determine the vertical profiles of the densities of the present atmospheric constituents and provide key information about the haze. Within this context, our work aims to help the analysis of the New Horizons observations with model predictions of the possible evolution, spatial distribution and opacity of haze in Pluto's atmosphere and on its surface.

We begin in Section 2.2 with a background on haze formation processes as understood on Titan, Triton and Pluto. In Section 2.3 we describe the GCM.

The parametrization of organic haze, as well as its implementation in the model are described step by step in Section 2.4. Finally, results are shown in Section 2.5 for the two reference simulations : with and without South Pole N<sub>2</sub> condensation.

## 2.2 Background on planetary haze formation

One of Titan's most fascinating features is the dense and widespread organic haze shrouding its surface and containing a large variety of molecules which strongly impact the global climate. This makes Titan a perfect place to study organic chemistry and the mechanisms involved in a planetary haze formation. Since 2004, the exploration of Titan's haze by the Cassini/Huygens mission has provided a large amount of observational data, revealing complex chemistry, particularly at high altitudes. This has stimulated more interest in understanding this phenomenon. The haze on Titan is vertically divided into two regions : a main haze up to 300 km altitude, and a thinner, overlying detached haze typically between 400-520 km (Lavvas et al., 2009), whose origin is thought to be dynamic (Rannou et al., 2002), although other scenarios were suggested (Larson et al., 2015). Both layers contain solid organic material resulting from photochemistry and microphysical mechanisms, some of which remain unknown (Lebonnois et al., 2002; Wilson and Atreya, 2003; Lavvas et al., 2008).

First, methane and nitrogen molecules are dissociated and ionized in the upper atmosphere (up to 1000 km above the surface) by solar UV radiation, cosmic rays and energetic electrons from Saturn's magnetosphere (Sittler et al., 2010). It is commonly thought that the molecules resulting from photolysis chemically react with each other, which leads to the formation of larger and heavier molecules and ions such as hydrocarbons, nitriles and oxygen-containing species (Niemann et al., 2010; Cravens et al., 2006; Coates et al., 2007; Waite et al., 2007; Crary et al., 2009, e.g.). While CH<sub>4</sub> is easily destroyed by photolysis and provides most of the organic materials, N<sub>2</sub> is dissociated as well by extreme UV radiation which explains the rich composition of Titan's upper atmosphere. In particular, observations from Cassini and Huygens spacecrafts show the presence of hydrocarbons and nitriles, such as C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, C<sub>4</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>, and HCN, as well as other more complex organics (Shemansky et al., 2005). These species, formed after photolysis in the upper atmosphere, are the precursors of the haze. Then, through multiple processes of sedimentation, accumulation and aggregation, the precursors are thought to turn into solid organic aerosols which become heavy enough to form the orange haze surrounding the moon as seen in visible wavelengths (West and Smith, 1991; Rannou et al., 1995; Yelle et al., 2006; Lavvas et al., 2009). These aerosols are thought to be aggregates (modeled as fractal-like particles) composed of many spherical particles (monomers) that bond to each other. On Titan, the aerosols start to become large enough to be visible in the detached haze layer around 500 km altitude. Typically, they grow spherical up to radius 40-50 nm and then form fractal particles with monomer sizes of around 50 nm (Lavvas et al., 2009).

What are the haze's dominant pathways ? What are the chemical natures of complex haze particles ?

Several microphysical models (Toon et al., 1992; Rannou et al., 1997; Lavvas et al., 2009) and photochemical models (Wilson and Atreya, 2004; Lavvas et al., 2008; Hébrard et al., 2013) have been de-

veloped, combining both transport and chemistry effects. The formation mechanisms of aerosol particles in Titan's atmosphere have also been investigated using laboratory experiments. By performing UV irradiation of CH<sub>4</sub> in a simulated Titan atmosphere, several experiments have been successful in producing solid particles and have found that they contain mostly high-molecular-weight organic species (e.g., Khare et al., 1984, 2002; Coll et al., 1999; Imanaka et al., 2004; Szopa et al., 2006; Gautier et al., 2012). Experimental results from Trainer et al. (2006) also show a linear relationship between the rate of aerosol production and the rate of CH<sub>4</sub> photolysis. In addition, they found that an increased CH<sub>4</sub> concentration could lead to a decrease in aerosol production in photon-limited reactions (this could be due to reactions between CH<sub>4</sub> and precursors forming non-aerosol products).

Titan's atmosphere is not the unique place where organic haze can form. First, similar processes of haze formation are also thought to occur on Triton but yield less haze. During the Voyager 2 flyby in 1989, evidence of a thin haze was detected in Triton's atmosphere from limb images taken near closest approach (Smith et al., 1989; Pollack et al., 1990; Rages and Pollack, 1992) and from Voyager 2 UVS solar occultation measurements (Herbert and Sandel, 1991; Krasnopolsky et al., 1992; Krasnopolsky, 1993). These data enabled the mapping of the horizontal and vertical distribution of CH<sub>4</sub> and haze as well as estimation of radiative and microphysical properties of the haze material. Analyses showed that the haze is present nearly everywhere on Triton, from the surface up to 30 km at least (Pollack et al., 1990), where it reached the limit of detectability. Vertical optical depth derived from observations were found to be in the range 0.01-0.03 at UV wavelength 0.15 μm, and 0.001-0.01 at visible wavelength 0.47 μm. Haze particle sizes were estimated to be spherical and small, around 0.1-0.2 μm (Krasnopolsky et al., 1992; Rages and Pollack, 1992; Pollack et al., 1990). As on Titan, complex series of photochemical reactions may be involved in the formation of this haze, starting with CH<sub>4</sub> photolysis by the solar and the interstellar background Lyman-α radiation in the atmosphere of Triton at altitudes between 50-100 km, producing hydrocarbons such as C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> (Strobel et al., 1990; Krasnopolsky and Cruikshank, 1995a). Dissociation of N<sub>2</sub> molecules is also suggested in the upper atmosphere around 200-500 km. Transitions between haze precursors to solid organic particles are still incompletely known, but it is commonly thought that it involves similar mechanisms to those on Titan. Secondly, organic chemistry has also been studied in the Early Earth climate context, where a scenario of a N<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> atmosphere is plausible to form a hydrocarbon haze (Trainer et al., 2006).

Finally, the presence of a haze on Pluto was suspected (Elliot et al., 1989; Stansberry et al., 1989; Forget et al., 2014) and confirmed in 2015 by New Horizons.

At high phase angles, Pluto's atmosphere revealed an extensive haze reaching up to 200 km above the surface, composed of several layers (Stern et al., 2015). Observations show that the haze is not brightest to the sub solar latitude, where the incoming solar flux is stronger, but to Pluto North Pole. The haze is strongly forward scattering in the visible with a blue color, while at the same time there is haze extinction optical depth exceeding unity in the UV. The blue color and UV extinction are consistent with a small size of about 10 nm for monomers, whereas the high forward scatter to back scatter ratio in the visible suggests a much larger overall size of at least 200 nm. Although the haze may contain particles of diverse sizes and shapes depending on the altitude, these properties may also be consistent with fractal aggregate particles composed of 10 nm monomers (Gladstone et al., 2016; Cheng et al., 2016).

Although the specific mechanisms of haze formation are not fully understood, it seems that the main parameters controlling the formation of haze in a N<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> atmosphere are the fractional amount of CH<sub>4</sub> (enough CH<sub>4</sub> is required to avoid CH<sub>4</sub>-limited reactions, that is when the CH<sub>4</sub> concentration in the atmosphere is not sufficient to absorb all incoming photons) and the UV flux available to photolyze it.

One can compare the UV flux and the fraction of methane for Titan, Triton and Pluto to estimate the haze formation rate to first order. Here we assume that the impact of cosmic rays and energetic electrons from Saturn's magnetosphere is negligible for this first order comparison. As shown on Table 6.1 and

	Titan	Triton	Pluto (2015)
<b>Distance from Sun (UA)</b>	9.5	30	32.91
<b>Solar Flux (ph m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	$4.43 \times 10^{13}$	$4.44 \times 10^{12}$	$3.69 \times 10^{12}$
<b>CH<sub>4</sub> mixing ratio</b>	1.5% <sup>a</sup>	0.02% <sup>b</sup>	0.6% <sup>c</sup>
<b>CO mixing ratio</b>	0.0045%	0.07% <sup>b</sup>	0.05% <sup>c</sup>
<b>P<sub>est</sub> (kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	$2.94 \times 10^{-13}$	$7.47 \times 10^{-14}$	$5.98 \times 10^{-14}$
<b>P<sub>lit</sub> (kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)</b>	$0.5 - 3 \times 10^{-13}$ <sup>d</sup>	$6.0 \times 10^{-14}$ <sup>e</sup>	$9.8 \times 10^{-14}$ <sup>f</sup>

<sup>a</sup>above the tropopause, [Niemann et al. \(2010\)](#)  
<sup>b</sup>[Lellouch et al. \(2010\)](#)  
<sup>c</sup>[Lellouch et al. \(2011a\)](#)  
<sup>d</sup>[Wilson and Atreya \(2003\); McKay et al. \(2001\)](#)  
<sup>e</sup>[Strobel and Summers \(1995\)](#)  
<sup>f</sup>[Gladstone et al. \(2016\)](#)

**TABLE 6.1** – Comparison of the incident UV flux and fraction of methane for a first order estimation of aerosol production rates on Titan, Triton and Pluto. The estimated rate P<sub>est</sub> is compared to the observed rate P<sub>lit</sub>, as detailed in the literature.

	Titan (at 400km)	Triton	Pluto
<b>Gravity (m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>)</b>	1.01	0.779	0.62
<b>Pressure (Pa)</b>	1.5	1.4-1.9	1-1.1 <sup>a</sup>
<b>Visible normal opacity</b>	0.07 <sup>b</sup>	0.003-0.008 <sup>c</sup>	0.004 <sup>a</sup>

<sup>a</sup>[Stern et al. \(2015\)](#)  
<sup>b</sup>[Cours et al. \(2011\)](#)  
<sup>c</sup>[Rages and Pollack \(1992\); Krasnopolsky et al. \(1992\)](#)

**TABLE 6.2** – Gravity, surface pressure and visible aerosol opacity on Pluto and Triton, compared to the values encountered in the detached haze layer on Titan

**Table 6.2.** Pluto's atmosphere contains 10 times less CH<sub>4</sub> and receives 10 times less solar UV flux than Titan (relative to the atmospheric mass). Consequently, it is likely that CH<sub>4</sub> photolysis on Pluto leads to the formation of haze aerosols (and precursors) in lower quantities than on Titan. Compared to Triton, Pluto has similar surface pressure and gravity and its atmosphere contains 10 times more CH<sub>4</sub>, for a comparable UV flux. Thus, similar amounts of haze are expected on Pluto and Triton, depending on the accelerating or decelerating role of larger CH<sub>4</sub> amount. [Stern et al. \(2015\)](#) reported a visible normal opacity of 0.004 on Pluto, which is in the range of what has been observed on Triton, although it also depends on the scattering properties of haze particles. On Titan, the pressure corresponding to the location of the detached haze layer at about 400 km altitude is about 1 Pa, which is similar to the surface pressure on Pluto in 2015. While [Rannou et al. \(2003\)](#) predicted the peak of production of haze in Titan's GCMs at a pressure around 1.5 Pa, Cassini observations ([Waite et al., 2005; Teanby et al., 2012](#)) pointed to active chemistry and haze formation at lower pressures. In addition, the amounts of methane at these altitudes on Titan and in Pluto's atmosphere are of the same order of magnitude. Thus, Pluto has sufficient pressure and material in its atmosphere so that complex and opaque organic aerosols form, in a manner similar to the detached

haze layer on Titan. Consequently, in this paper, we use the microphysical and single scattering optical properties of Titan detached haze around 400 km altitude as a reference to define the haze properties on Pluto while the mass of aerosols is calculated by the model without any empirical assumption.

## 2.3 Model description

The LMD Pluto General Circulation Model (GCM) contains a 3D Hydrodynamical core inherited and adapted from the LMD Mars GCM ([Forget et al., 1999](#)). It is described in more details in [Forget et al. \(2016\)](#). The large-scale atmospheric transport is computed through a "grid point model" composed of 32 longitude and 24 latitude points. A key difference with the [Forget et al. \(2016\)](#) version of the model is that we use 28 layers instead of 25 to extend the model top up to about 600 km, with most of the layers in the first 15 km in order to obtain a finer near-surface resolution, in the boundary layer. The horizontal resolution at the equator is typically around 170 km. The physical part of the model, which forces the dynamics, takes into account the N<sub>2</sub> and the CH<sub>4</sub> cycles (condensation and sublimation in both the atmosphere and the ground), the vertical turbulent mixing and the convection in the planetary boundary layer, the radiative effect of CH<sub>4</sub> and CO, using the correlated-k method to perform a radiative transfer run and taking into account NLTE effects, a surface and subsurface thermal conduction model with 22 layers and the molecular conduction and viscosity in the atmosphere.

## 2.4 Modeling haze on Pluto

Here we describe our representation of the organic haze formation and transport in the GCM. The driving force of the photochemical reactions occurring in a N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> atmospheric layer is the UV flux received by this layer. First we consider the photolysis of CH<sub>4</sub> by Lyman- $\alpha$  only (Section 2.4.a), using the results from [Gladstone et al. \(2015\)](#) to calculate the incident Lyman- $\alpha$  flux at Pluto (Section 2.4.b). We assume that each incident photon ultimately interacts with one molecule of methane, to form by photolysis haze precursors which can be transported by the circulation (Section 2.4.c). Finally we convert haze precursors into organic haze using a constant characteristic decay time (Section 2.4.d). Haze particles properties used in this study are detailed in Section 2.4.f. In order to validate this approach, we estimate the total aerosol production thus obtained on Pluto, Titan and Triton and compare with literature values in Section 2.4.e.

### 2.4.a Photolysis of CH<sub>4</sub> by Lyman- $\alpha$

We consider only the photolysis of CH<sub>4</sub> by the Lyman- $\alpha$  component of the UV spectrum. This is because the Hydrogen Lyman- $\alpha$  line at 121.6 nm is the strongest ultraviolet emission line in the UV solar spectrum where absorption by CH<sub>4</sub> happens. In fact, the solar irradiance between 0 and 160 nm (far ultraviolet) is dominated by the Lyman- $\alpha$  emission by a factor of 100. The UV solar irradiance grows significantly at wavelengths values higher than 200 nm (middle and near-ultraviolet) but N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO do not absorb at these wavelengths. Both N<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> absorb with similar efficiency in the UV but not at the same wavelengths. N<sub>2</sub> is the primary absorber at wavelength between 10 and 100 nm, while CH<sub>4</sub> absorbs mainly between 100 and 145 nm. Thus the interaction between CH<sub>4</sub> and Lyman- $\alpha$  emission dominates the other interactions between the UV flux and the N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> atmosphere by a factor of 100. On Pluto, CO may also contribute to the formation of haze. It absorbs in the far UV spectrum at similar rates than N<sub>2</sub>. However, at 121.6 nm, it absorbs 10 times less than CH<sub>4</sub>. Here we chose to neglect the effect of N<sub>2</sub> and CO absorption. This first assumption enables us to write Beer's law as the following :

$$I(\lambda, P) = I_0 e^{-\int_0^P \frac{\sigma_{CH_4} N_a q_{CH_4}}{M_{CH_4} g} \frac{dP}{\cos(\theta)}} \quad (6.1)$$

where  $I_0$  is the incident intensity (in  $\text{ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) and  $I(\lambda, P)$  the intensity after absorption for a given wavelength  $\lambda$  and pressure  $P$ ,  $\sigma_{CH_4}$  is the absorption cross section of  $\text{CH}_4$  at wavelength  $\lambda$  (here in  $\text{m}^2 \text{ molec}^{-1}$  but usually given in  $\text{cm}^2 \text{ molec}^{-1}$ ),  $q_{CH_4}$  is the mass mixing ratio of  $\text{CH}_4$  at pressure  $P$  ( $\text{kg kg}_{\text{air}}^{-1}$ ),  $M_{CH_4}$  is the methane molecular mass ( $\text{kg mol}^{-1}$ ),  $N_a$  is the Avogadro constant,  $\theta$  is the flux incident angle and  $g$  the surface gravity. We use  $\sigma_{CH_4} = 1.85 \times 10^{-17} \text{ cm}^2$  at Lyman- $\alpha$  wavelength (Krasnopolsky et al., 2004) and  $q_{CH_4}$  as calculated by the GCM for each vertical layer. The calculation of the Lyman- $\alpha$  flux radiative transfer is performed independently for the solar and the interplanetary medium fluxes in order to take into account different values for the incident flux  $I_0$  and the incident angle  $\theta$  (see Section 2.4.b).

#### 2.4.b Sources of Lyman- $\alpha$

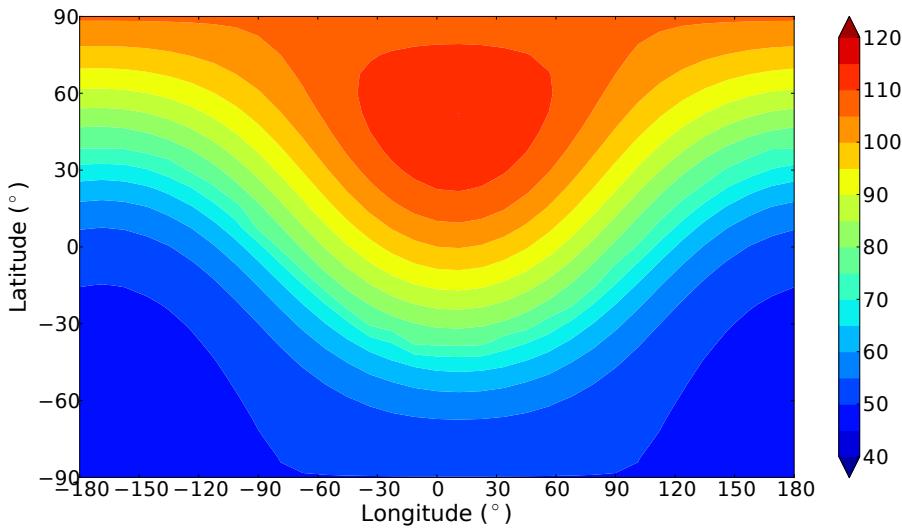
The sources of Lyman- $\alpha$  flux at Pluto are adopted from Gladstone et al. (2015), which takes into account the solar as well as the interplanetary medium (IPM) Lyman- $\alpha$  fluxes. The IPM emission corresponds to interplanetary hydrogen atoms passing through the solar system which resonantly scatter solar Lyman- $\alpha$  photons and thus diffuse Lyman- $\alpha$  emission. Therefore the total Lyman- $\alpha$  flux at any pressure level  $P$  in Pluto's atmosphere is :

$$I_{tot}(P) = I_{sol}(P) + I_{IPM}(P) \quad (6.2)$$

The solar Lyman- $\alpha$  flux at Pluto is inversely proportional to the square of the Sun-Pluto distance. It is obtained by considering a constant solar Lyman- $\alpha$  flux at Earth of  $4 \times 10^{15} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$  and a constant extinction factor of 0.875 due to the interaction with interplanetary hydrogen between Pluto and the Sun, which are values estimated by (Gladstone et al., 2015) for 2015. The solar Lyman- $\alpha$  flux  $I_0^{sol}$  thus estimated at Pluto is  $3.23 \times 10^{12} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . The incident angle  $\theta^{sol}$  corresponds to the solar zenith angle.

The IPM Lyman- $\alpha$  source at Pluto is not isotropic, as shown on figure 4 in Gladstone et al. (2015), which presents the all-sky brightness of IPM emissions at Pluto in Rayleigh units in 2015. The brightness is stronger near the subsolar point and is minimal in the anti-sunward hemisphere. In order to take into account this property in the parametrization and compute the number of photons entering Pluto's atmosphere at a given location, we integrated the all-sky IPM brightness estimated in 2015 from Gladstone et al. (2015) over the half celestial sphere as seen at the considered location. The flux  $I_0^{IPM}$  obtained varies with the local time but does not strongly depend on the Sun-Pluto distance (we use the flux estimated in 2015 for all other years). Figure 6.5 shows the final result : we find a maximum flux at subsolar point of  $1.15 \times 10^{12} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , a minimum flux at anti-subsolar point of  $4.90 \times 10^{11} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$  and an average flux over the planet of  $7.25 \times 10^{11} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . We consider that the incident angle for the IPM flux  $\theta^{IPM}$  is equal to the solar zenith angle during daytime, when the IPM flux is dominated by the forward scattered halo of the solar flux. When the solar zenith angle is greater than  $\pi/3$  (nighttime), we consider that the IPM flux is more isotropic and we set the incident angle to  $\pi/3$ .

At the Sun-Pluto distance during New Horizon flyby (32.91 UA), this IPM source of Lyman- $\alpha$  is significant compared to the solar source. Considering the solar Lyman- $\alpha$  flux, the energy of a photon at Lyman- $\alpha$  wavelength (121.6 nm) and its dissipation over the whole surface of Pluto (the initial flux is divided by a factor of 4), the power of solar Lyman- $\alpha$  source at Pluto obtained is 22.93 MW. The same calculation can be performed for the IPM flux. Gladstone et al. (2015) gives an averaged IPM brightness at Pluto of 145 R ( $1 \text{ R} = 1/4\pi \times 10^{10} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ), which corresponds to a flux of  $1.45 \times 10^{12} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$  once integrated on the celestial sphere. This leads to a contribution of IPM Lyman- $\alpha$  source at Pluto of 10.30 MW. Consequently, solar and IPM sources at Pluto account for respectively 70% and 30% of the total power source.



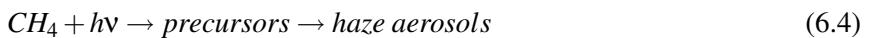
**FIGURE 6.5** – An instantaneous map of interplanetary Lyman- $\alpha$  emission ( $10^{10}$  ph m $^{-2}$  s $^{-1}$ ) on Pluto in July 2015, estimated by integrating the all-sky IPM brightness given by figure 4 in Gladstone et al. (2015) over the half celestial sphere at each point of the map. In this example, the subsolar longitude is the sub Charon longitude (0)

#### 2.4.c Production of haze precursors

In the parametrization, we consider that each absorbed Lyman- $\alpha$  photon destroys one molecule of methane by photolysis, thus forming haze precursors (CH<sub>3</sub>, CH<sub>2</sub>, CH + N, etc.) converted later into aerosols. Using equation 6.1 and 6.2, the precursors production rate (in kg kg $_{air}^{-1}$  s $^{-1}$ ) is calculated as :

$$P_{prec}(P) = \frac{M_{CH4}}{N_a} g \frac{dI_{tot}}{dP} \quad (6.3)$$

In the model, all possible precursors which can form during this reaction are represented by a unique gas. The equation of the reactions is :



This mechanism correlates linearly the rate of haze precursors production with the rate of CH<sub>4</sub> photolysis. It has also been used by Trainer et al. (2006) to estimate aerosols production on Titan and Early Earth. In reality, the reactions are more complex and could lead to the irreversible production of HCN, or to the production of molecules such as C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> or C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> which can later be photolyzed themselves as well. In addition, CH<sub>4</sub> molecules may be chemically dissociated by reacting directly with the precursors. Consequently, these reactions could lead either to an increase in the amount of carbon atoms available as haze material, increasing the haze production, or to non-aerosol products, slowing down the haze production (Trainer et al., 2006).

In the parametrization, the haze production is regulated by a factor  $K_{CH4}$ , that corresponds to the ratio between the total number of carbon atoms in the tholins and the number of carbon atoms coming from CH<sub>4</sub> photolysis.  $K_{CH4}$  would range from 1 to 2 (respectively all or half of the carbon in the tholins are formed by direct CH<sub>4</sub> photolysis) if direct reactions between precursors and CH<sub>4</sub> occur and contribute to

provide tholins with carbon atoms. However, the ratio could be lower than 1 considering the formation of other non-aerosol products (see Section 2.5.c).

Additionally, nitrogen may contribute to the chemical reactions and provide material for aerosol formation. In order to take into account this process, the haze production is also boosted by a factor  $K_N=1+N/C$ ,  $N/C$  representing the mass ratio between nitrogen and carbon atoms contribution observed in the tholins (since molar masses of nitrogen and carbon are quite similar, the mass ratio is close to the number ratio). Different values of this ratio have been observed in laboratory experiments, ranging from 0.25 to 1 depending on the pressure (the higher the pressure, the lower the ratio), the temperature and the amount of methane in the simulated atmosphere (e.g. Coll et al., 1999; Tran et al., 2008; Nna-Mvondo et al., 2013). In the model, we adopt  $N/C = 0.5$ , in line with the values obtained in Nna-Mvondo et al. (2013) at low pressure, and  $K_{CH_4} = 1$ , so that the total production of tholins remains in the range of estimated values on Titan and Pluto (see Section 2.4.e).

#### 2.4.d Conversion of haze precursors to aerosols

As the mechanisms at the origins of formation of organic haze are not well known, another assumption is made in the parametrization : we consider that the precursors become solid organic particles (by a set of processes of aggregation and polymerization that are not represented) after a given time. In practice, the amount of precursors is subject to exponential decay and is converted into aerosols with characteristic decay time  $\tau$  (or characteristic time for aerosol growth). In other words,  $\tau$  is the mean lifetime of the precursors before they become solid aerosols. This time is difficult to estimate as it depends on atmospheric conditions (concentration, pressure...). However, Titan's atmospheric models show that the time needed for precursors to evolve from the photolysis area to the detached layer is typically around  $10^6$ - $10^8$  s (Lavvas et al., 2011; Rannou et al., 1993). Consequently, we used in our baseline GCM simulations a reference value of  $10^7$  s for Pluto aerosols and we examine the sensitivity of the results to this parameter in Section 2.5.c.

Once produced, the aerosols are transported by the atmospheric circulation, mixed by turbulence, and subject to gravitational sedimentation (see Section 2.4.f).

#### 2.4.e Discussion on total aerosol production

Equation 6.4 enables us to estimate the total haze production rate  $P$  ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) in a  $\text{N}_2/\text{CH}_4$  atmosphere :

$$P = (F_{SOL} + F_{IPM}) \frac{M_{CH_4}}{N_a} K_{CH_4} K_N \quad \text{with} \quad F_{SOL} = \frac{I_{Earth}}{4 d_P^2} E_H \quad (6.5)$$

where  $F_{SOL}$  and  $F_{IPM}$  are the solar and IPM Lyman- $\alpha$  flux respectively (in  $\text{ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $M_{CH_4}$  is the molar mass of methane ( $M_{CH_4} = 16 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$ ),  $N_a$  is the Avogadro constant,  $I_{Earth}$  is the initial Lyman- $\alpha$  flux at Earth (we set  $I_{Earth}=4 \times 10^{15} \text{ ph m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $d_P$  is the distance in astronomical units of the considered planet  $P$  to the Sun and  $E_H$  is a constant extinction factor due to interaction with interplanetary hydrogen between the planet  $P$  and the Sun. Here  $E_H$  is set to 0.875 for the case of Pluto (Gladstone et al., 2015) and to 1 for the other cases. The solar flux  $F_{SOL}$  is equal to the incident solar flux  $I_0^{sol}$  divided by a factor of 4 to take into account the distribution on the planetary sphere.

It is important to note that the haze production rate is independent of the  $\text{CH}_4$  concentration, even for  $\text{CH}_4$  concentrations several orders of magnitude lower than on Pluto (see Section 2.5.c). The reactions are photon-limited, i.e. that enough  $\text{CH}_4$  is present in Pluto's atmosphere for all photons to be absorbed by  $\text{CH}_4$ .

In order to validate the approach described by equation 6.4, we apply equation 6.5 to Titan, Triton and Pluto and compare the haze production rates obtained with the literature. The values, obtained with  $K_{CH_4}=1$  and  $K_N=1.5$ , are summarized in Table 6.1. For Titan's case, we consider that the IPM flux is negligible compared to the solar flux. Using an average Sun-Titan distance  $d_{Titan}=9.5$  UA, we find for Titan's atmosphere a Lyman- $\alpha$  flux of  $1.11 \times 10^{13}$  ph m $^{-2}$  s $^{-1}$  (dissipated on the planetary sphere) and a production rate of  $2.94 \times 10^{-13}$  kg m $^{-2}$  s $^{-1}$ . This is comparable to values found by Wilson and Atreya (2003) and McKay et al. (2001), as shown on Table 6.1. For Triton's case, we consider an averaged IPM flux of 340 R (Broadfoot et al., 1989; Krasnopolsky and Cruikshank, 1995b), which correspond to an IPM flux of  $170 \times 10^{10}$  ph m $^{-2}$  s $^{-1}$  distributed on the planetary sphere. Using an average Sun-Triton distance  $d_{Triton}=30$  UA, we find for Triton's atmosphere a total Lyman- $\alpha$  flux (solar and IPM) of  $2.81 \times 10^{12}$  ph m $^{-2}$  s $^{-1}$  and a photolysis rate of  $7.47 \times 10^{-14}$  kg m $^{-2}$  s $^{-1}$ , which is also in line with the literature references. Since this approach provides good estimation of Titan's and Triton's total aerosol production, we used it to estimate the aerosol production rate for Pluto's atmosphere. Equation 6.5 gives a production rate of  $5.98 \times 10^{-14}$  kg m $^{-2}$  s $^{-1}$  using the solar and IPM flux as calculated in Section 2.4.b. This value is one order of magnitude lower than the one on Titan (due to the UV flux one order of magnitude lower) and comparable to the value found on Triton. It is of the same order of magnitude as the value estimated on Pluto from photochemical models (Gladstone et al., 2016) shown in Table 6.1.

#### 2.4.f Properties of haze particles for sedimentation and opacity estimations

Haze precursors and particles are transported in the model by atmospheric circulation and are not radiatively active. In addition, the haze is considered too thin to affect the surface energy balance and does not change its ground albedo (in line with haze and surface observations on Triton as discussed in Hillier and Everka (1994)).

The density of the aerosol material in the model is set to 800 kg m $^{-3}$ , which is in the range of values typically used on Titan (Sotin et al., 2012; Lavvas et al., 2013; Trainer et al., 2006). The size of the haze particles affects their sedimentation velocity and thus the haze distribution in Pluto's atmosphere. In the GCM, we prescribe a uniform size distribution of particles. For the reference run, we assumed spherical particles with a radius of 50 nm, consistent with the properties of the detached haze layer on Titan (see Section 2.2). We also examine the sensitivity of the results to different sizes of particles in Section 2.5.c, in order to bracket the different possible scenarios for Pluto's haze. We consider two lower radii of 30 nm and 10 nm, which is in the range of recent estimations (Gladstone et al., 2016), and one larger radius of 100 nm.

The particles fall with their Stokes velocity  $\omega$ , corrected for low pressures (Rossow, 1978) :

$$\omega = \frac{2}{9} \frac{r^2 \rho g}{v} (1 + \alpha Knud) \quad \text{with} \quad Knud = \frac{k_B T}{\sqrt{2\pi d^2 p r}} \quad (6.6)$$

with  $r$  the particle radius,  $\rho$  the particle density,  $g$  the Pluto's gravitational constant,  $v$  the viscosity of the atmosphere,  $Knud$  the Knudsen number,  $p$  the considered pressure,  $T$  the atmospheric temperature,  $d$  the molecular diameter,  $k_B$  the Boltzmann's constant and  $\alpha$  a correction factor.

On Pluto, the Knudsen number is significant and thus the sedimentation velocity is proportional to the particle radius. Consequently, in an ideal atmosphere without atmospheric circulation, a 100 nm particle will fall twice faster than a 50 nm particle, leading to a twice lower column mass of haze. Assuming an atmospheric temperature of 100 K and a surface pressure of 1 Pa, the sedimentation velocities above Pluto's surface are about  $4.6 \times 10^{-4}$ ,  $1.4 \times 10^{-3}$ ,  $2.3 \times 10^{-3}$  and  $4.6 \times 10^{-3}$  m s $^{-1}$  for an aerosol radius of 10, 30, 50 and 100 nm respectively.

One can note that the Stokes velocity is proportional to the inverse of the pressure. Theoretically, the

lower the pressure, the higher the sedimentation velocity of the aerosol and thus the lower the mass of haze in the atmosphere.

The choice of the size and the shape of aerosol particles is also critical to estimate their optical properties and thus their detectability. In Section 2.5.c, we compare the opacities obtained with different particle radii. In Section 2.5.b, we examine the case of fractal particles by considering that they fall at the velocity of their monomers, due to their aggregate structure, which is only true for a fractal dimension equal to 2 (Lavvas et al., 2011; Larson et al., 2014).

## 2.5 Results

This section presents the results obtained with the GCM coupled with the haze parametrization. All figures and maps are shown using the new IAU convention, spin north system for definition of the North Pole (Buie et al., 1997; Zangari, 2015), that is with spring-summer in the northern hemisphere during the 21th Century. Here we focus on model predictions in July 2015. Two reference simulations, more detailed in Forget et al. (2016), are explored : the case of Sputnik Planitia as the only reservoir of N<sub>2</sub> ice without N<sub>2</sub> condensation elsewhere (referred as No South Pole N<sub>2</sub> condensation), and the case with a latitudinal band of N<sub>2</sub> ice at northern mid latitudes, as an additional reservoir of N<sub>2</sub> ice with Sputnik Planitia, and an initially colder South Pole, allowing the N<sub>2</sub> ice to condense (with South Pole N<sub>2</sub> condensation).

### 2.5.a Reference simulation : No South Pole N<sub>2</sub> condensation

The reference case study is defined as follows. A seasonal volatile model of Pluto is used to simulate the ice cycles over thousands of years and obtain consistent ices distribution, surface and subsurface temperatures as initial conditions for the GCM (see Bertrand and Forget (2016) for more details). Then, GCM runs are performed from 1988 to 2015 included so that the atmosphere has time to reach equilibrium before 2015 (the spin up time of the model is typically 10-20 Earth years). The initial conditions, the settings of the model, as well as discussions about the sensitivity of the predictions to those settings can be found in Forget et al. (2016). The model is run with the haze parametrization using a precursor characteristic time for aerosol growth of 10<sup>7</sup> s (about 18 sols on Pluto), a fraction K<sub>CH4</sub>=1 and K<sub>N</sub>=1.5. The density and sedimentation effective radius of haze particles are set uniformly to 800 kg m<sup>-3</sup> and 50 nm respectively (see Section 2.4.d). Table 6.3 summarizes the surface conditions and haze parameters used in the reference simulations (Forget et al., 2016).

The predictions of the state of the atmosphere in July 2015 remain unchanged compared to what is shown in Forget et al. (2016), since haze particles are not radiatively active and since their sedimentation on Pluto's surface does not impact the surface albedo. These processes could be taken into account in future GCM versions.

In July 2015, the modeled surface pressure is found to be around 1 Pa. The nitrogen reservoir in Sputnik Planitia at mid northern latitudes is under significant insolation during the New Horizon flyby (the subsolar latitude in July 2015 is 51.55N), as well as the mid and high northern CH<sub>4</sub> frosts which sublime and become an important source of atmospheric CH<sub>4</sub>, as described by Forget et al. (2016).

According to equation 6.4, methane photolysis occurs at all latitudes but is more intense at locations where strong incoming flux of Lyman- $\alpha$  photons occurs, that is at high northern latitudes in July 2015. This is confirmed by Figure 6.6, showing the CH<sub>4</sub> photolysis rate as simulated in the GCM. All Lyman- $\alpha$  photons are absorbed above 150 km altitude. The maximum photolysis rate is typically around 1.3×10<sup>-21</sup> g cm<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup> and is obtained at 250 km altitude above the North Pole.

<b>Global Thermal Inertia (<math>\text{J s}^{-0.5} \text{m}^{-2} \text{K}^{-1}</math>)</b>	50 (diurnal)	800 (seasonal)	
<b>Albedo</b>	0.68 ( $\text{N}_2$ ice)	0.50 ( $\text{CH}_4$ ice)	0.15 (Tholins)
<b>Emissivity</b>	0.85 ( $\text{N}_2$ ice)	0.85 ( $\text{CH}_4$ ice)	1 (Tholins)
<b>Characteristic time for aerosol growth <math>\tau</math> (s)</b>			$10^7$
$K_{\text{CH}_4}$		1	
$K_N$		1.5	
<b>Effective radius of haze particles (nm)</b>		50	
<b>Density of haze particles (<math>\text{kg.m}^{-3}</math>)</b>		800	

**TABLE 6.3** – Surface conditions and settings for haze parametrization set for the GCM reference simulation

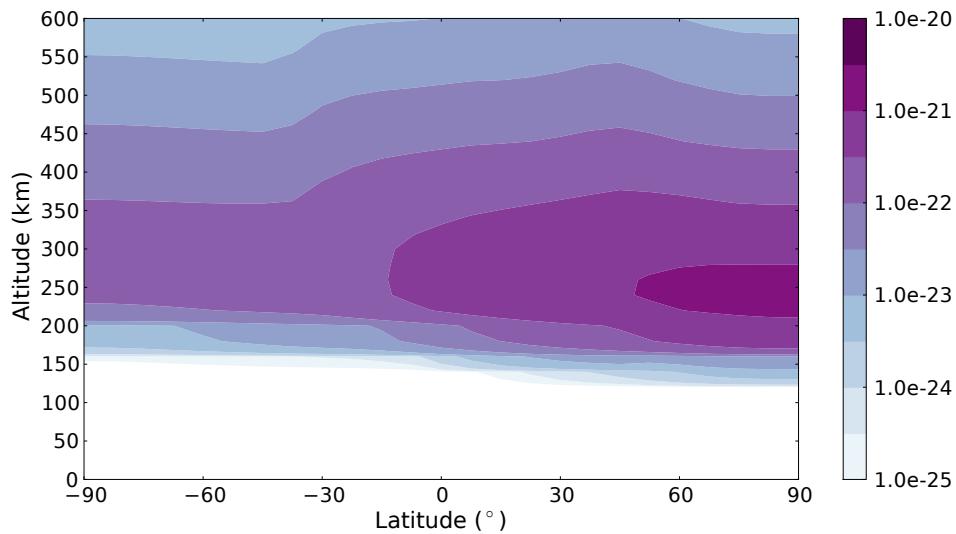
Haze precursors formed by  $\text{CH}_4$  photolysis are then transported by general circulation in the GCM. As shown by Forget et al. (2016), the fact that  $\text{N}_2$  ice is entirely sequestered in the Sputnik Planitia basin and does not condense elsewhere leads to very low meridional wind velocities in the atmosphere and a weak meridional circulation. Consequently, haze precursors are not transported fast towards the surface by circulation. In 2015, with a lifetime of 18 sols, the haze precursors are still confined to high altitudes above 140 km, and are in larger amount in northern latitudes where most of the photolysis of  $\text{CH}_4$  occurs (Figure 6.7).

Figure 6.8 shows the zonal mean latitudinal section of haze density predicted in July 2015. The aerosols formed above 150 km slowly fall towards the surface, and accumulate in the first kilometers above the surface, due to the decrease of sedimentation velocity with atmospheric pressure. The haze obtained extends at high altitudes. The density decreases with the altitude but remains non-negligible with values up to  $4 \times 10^{-19} \text{ g cm}^{-3}$  at 500 km altitude. In this case, the meridional circulation is quite weak : the diurnal condensation and sublimation of  $\text{N}_2$  ice in Sputnik region only impacts the circulation in the first km above the surface, and at higher altitudes, the circulation is forced by the radiative heating (the northern  $\text{CH}_4$  warms the atmosphere, leading to a transport of this warm air from the summer to the winter hemisphere) inducing low meridional winds. Consequently, the general circulation does not impact the haze distribution, which is dominated by the incoming flux and the sedimentation velocity. In other words, the vertical and meridional atmospheric motions are not strong enough to significantly push and impact the latitudinal distribution of the haze composed of 50 nm particles : the haze density in the atmosphere is always higher at the summer pole, where a stronger  $\text{CH}_4$  photolysis occurs.

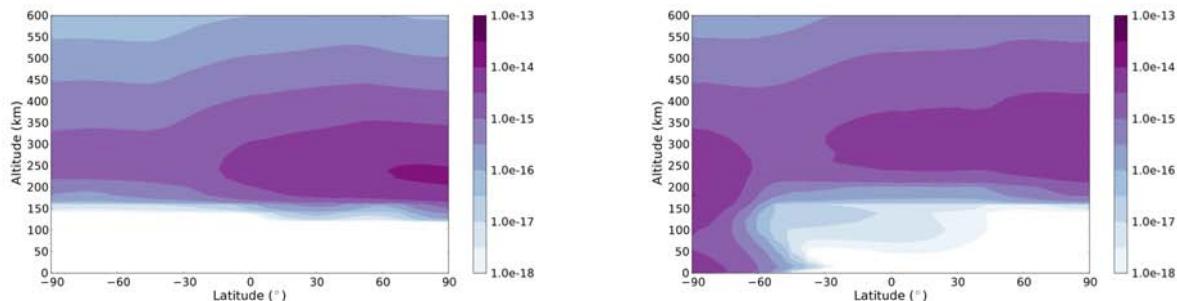
In the summer hemisphere, the haze density is typically  $2-4 \times 10^{-15} \text{ g cm}^{-3}$  at 100 km altitude while it reaches  $1-2 \times 10^{-13} \text{ g cm}^{-3}$  above the surface.

Figure 6.9 shows the evolution of the mean column atmospheric mass of haze aerosols since 1988. Assuming a constant initial flux of Lyman- $\alpha$  (at Earth) and a particle radius of 50 nm, the column mass of haze reaches a peak of  $1.8 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}$  in 2015. Because the transport of haze is dominated by its sedimentation, the column mass of haze directly depends on the sedimentation velocity of the haze particles. As shown by equation 6.6, the sedimentation velocity decreases when pressure increases, hence the increase of column mass of haze, in line with the threefold increase of surface pressure since 1988. Note that this trend still applies when considering the real and variable initial Lyman- $\alpha$  flux at Earth between 1988 and 2015, as shown by Figure 6.9.

Figure 6.10 shows the column atmospheric mass of haze aerosols. In line with the previous results, the column mass obtained is higher at the North Pole than at the South Pole by one order of magni-



**FIGURE 6.6** – Photolysis rate of CH<sub>4</sub> (g cm<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>) obtained with the reference simulation for July 2015 (color bar in log scale).



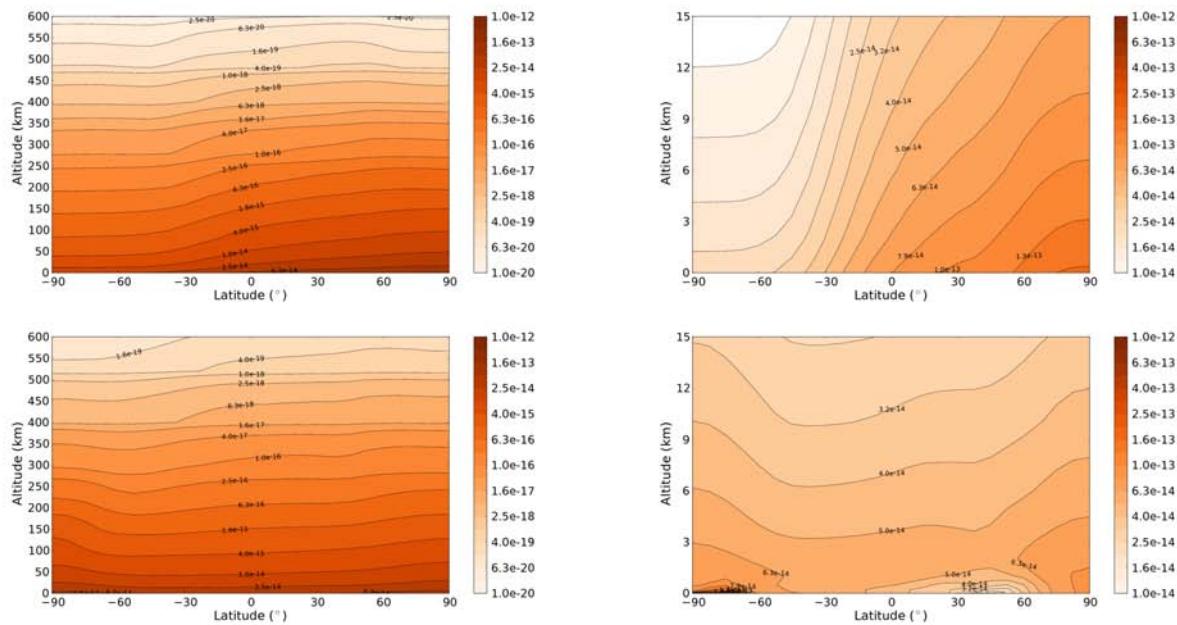
**FIGURE 6.7** – Zonal mean latitudinal section of haze precursor density (g cm<sup>-3</sup>) obtained with the reference simulation without (left) and with (right) South Pole N<sub>2</sub> condensation (color bar in log scale).

tude, due to the maximum haze production in the summer hemisphere. The column mass of haze reaches  $3.9 \times 10^{-7}$  g cm<sup>-2</sup> at the North Pole.

#### Reference simulation : with South Pole N<sub>2</sub> condensation

The sublimation of N<sub>2</sub> in mid northern latitudes (Sputnik region and the latitudinal band) and its condensation in the winter hemisphere induce an atmospheric flow from the northern to the southern hemisphere, and thus a stronger meridional circulation than in the reference case without polar cap, although the latitudinal winds remain relatively weak (Forget et al., 2016). Although the atmospheric methane is more mixed in the atmosphere in this case, the state of the atmosphere remains similar to the reference case without South Pole N<sub>2</sub> condensation. The surface pressure is increasing before 2015 and reaches 1 Pa in 2015.

Because of the condensation flow from the northern to the southern hemisphere, the air in the upper atmosphere is transported along with the haze precursors from the summer atmosphere to the winter



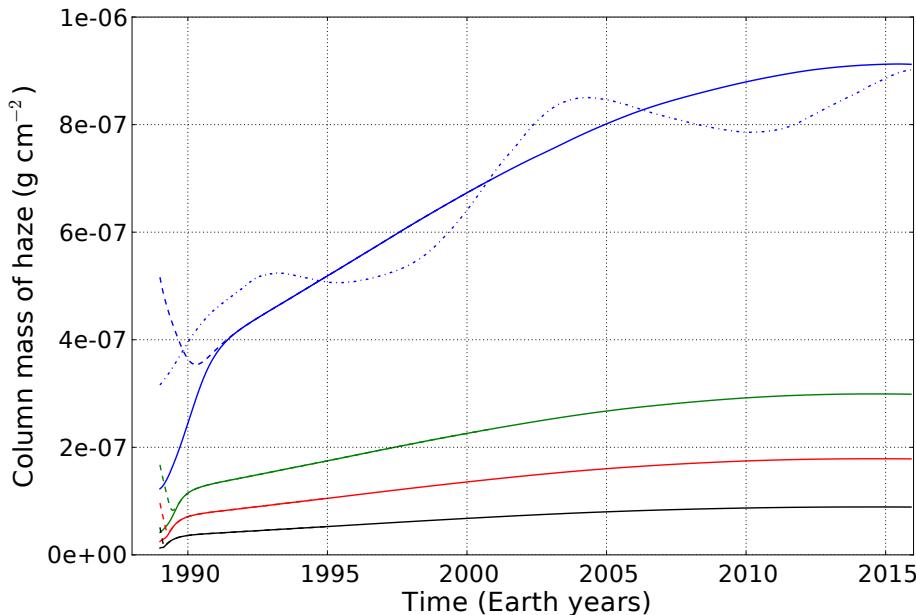
**FIGURE 6.8** – Zonal mean latitudinal section of haze aerosol density ( $\text{g cm}^{-3}$ ) obtained with the reference simulation for July 2015 without (top) and with (bottom) South Pole  $\text{N}_2$  condensation (color bar in log scale). The right panels correspond to a zoom in the lowest 15 km above the surface.

atmosphere. As shown on Figure 6.7, the characteristic decay time of haze precursors (18 sols) is sufficient for some of the precursors to be transported from the summer to the winter hemisphere where the descending branch bring them at lower altitudes down to the surface.

As a consequence of that, more haze is formed in the winter hemisphere than in the reference case without  $\text{N}_2$  condensation flow, which compensates the haze production in the summer hemisphere due to the higher  $\text{CH}_4$  photolysis rate. It leads to a similar haze density at all latitudes, as shown by Figure 6.8. The haze density is typically  $4 \times 10^{-15} \text{ g cm}^{-3}$  at an altitude of 100 km, which is similar to the reference case without the condensation flow. The haze remains latitudinally well dispersed down to 3 km, where the meridional circulation driven by the  $\text{N}_2$  condensation flow affects the haze distribution : the haze is pushed towards southern latitudes by the  $\text{N}_2$  ice sublimation above the  $\text{N}_2$  frost latitudinal band and Sputnik Planitia, avoiding an accumulation of haze at the mid and high northern latitudes. Between -70S and -90S, haze particles in the first layers are suctioned towards the surface of the  $\text{N}_2$  polar cap. The haze reaches a density of about  $5-20 \times 10^{-12} \text{ g cm}^{-3}$  below 1 km in the winter hemisphere, and  $3-6 \times 10^{-14} \text{ g cm}^{-3}$  in the summer hemisphere, which is twice less compared to the reference case without condensation flow.

In line with the previous results, the column mass of haze in the condensation flow case shown on Figure 6.10 (right figure) is well dispersed on Pluto, with small variations : in the summer atmosphere, the mass is about  $2 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-2}$ , but it is slightly less at low and mid latitudes because the haze above the surface is transported towards the south polar cap, and slightly more at the North Pole because the haze is not impacted by the  $\text{N}_2$  ice sublimation and transport which occur at lower latitudes.

As in the previous case without South Pole  $\text{N}_2$  condensation, the mean column mass of haze increases with surface pressure. In 2015, a similar averaged column mass of haze is obtained. Slight discrepancies are found due to slightly different surface pressures to first order (Forget et al., 2016), and to the different circulation to second order.



**FIGURE 6.9** – Evolution of the mean column atmospheric mass of haze aerosols ( $\text{g cm}^{-2}$ ) from 1988 to 2016 obtained with different particle radius : 10 nm (blue), 30 nm (green), 50 nm (red) and 100 nm (black). The dashed lines correspond to similar simulations started with a higher initial amount of haze. In the reference case (50 nm, red), the mass of haze reaches an equilibrium within less than one year. The dash-dotted line corresponds to the 10 nm case with the real variable initial Lyman- $\alpha$  flux (at Earth).

### 2.5.b Haze opacity

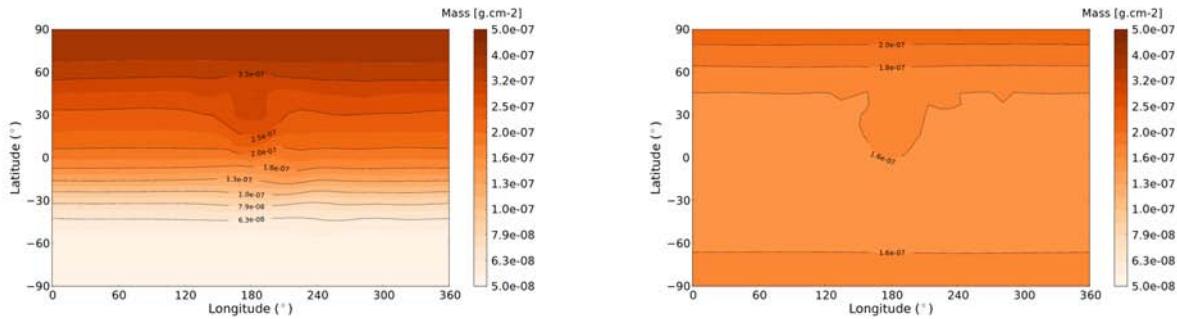
In order to better quantify the amount of haze formed on Pluto and compare with the observations as well as with the Titan and Triton cases, one can compute the total column opacity and the line of sight opacity of the haze (as a diagnostic of the results). Here we focus on the opacity at UV ( $\lambda = 150 \text{ nm}$ ) and visible ( $\lambda = 550 \text{ nm}$ ) wavelengths for sake of comparison with the data recorded by the UV spectrometer Alice and the Ralph and LORRI instruments on board New Horizons. Assuming a homogeneous size and extinction efficiency for the aerosols in Pluto's atmosphere, the opacity  $\tau_\lambda$  for a given wavelength  $\lambda$  is directly proportional to the atmospheric column mass of aerosols :

$$\tau_\lambda = \alpha \cdot M \quad \text{with} \quad \alpha = \frac{3}{4} \frac{Q_{ext,\lambda}}{\rho_{aer} r_{eff}} \quad (6.7)$$

where  $Q_{ext}$  is the aerosol extinction efficiency,  $r_{eff}$  the aerosol particle effective radius,  $\rho_{aer}$  the aerosol density and  $M$  is the atmospheric column mass of aerosol in  $\text{kg m}^{-2}$ .

#### Spherical particles

Assuming that the haze on Pluto is composed of spherical particles and behaves like the detached haze layer on Titan, we used a Mie code to generate single scattering extinction properties for different spherical particle sizes. The code takes into account a modified gamma size distribution of particles with the considered effective radius and an effective variance  $v_{eff} = 0.3$ , as well as the optical indices of Rannou et al. (2010). These indices have been updated from Khare et al. (1984) thanks to new sets of Cassini observations. For 50 nm particles, we obtain an extinction efficiency  $Q_{ext}$  of 2.29 in UV and 0.19



**FIGURE 6.10** – Column atmospheric mass map of haze aerosols ( $\text{g cm}^{-2}$ ) obtained with the reference simulation without (left) and with (right) South Pole  $\text{N}_2$  condensation.

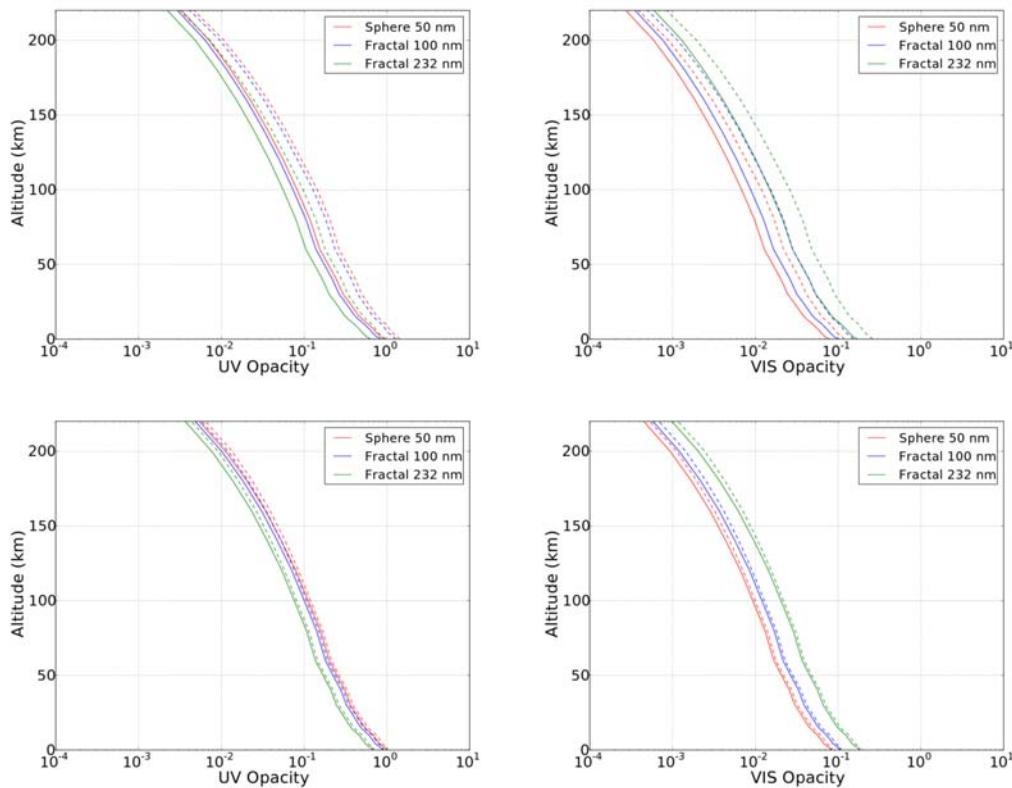
in visible wavelengths. Using equation 6.7 with a density of aerosol material of  $800 \text{ kg m}^{-3}$ , we find that the haze column opacity in July 2015 reaches 0.077-0.17 (UV) and 0.0064-0.014 (VIS) in the summer hemisphere, in the reference case without South Pole  $\text{N}_2$  condensation. In the case with South Pole  $\text{N}_2$  condensation, the opacities are 0.064-0.086 (UV) and 0.0053-0.0071 (VIS) in the summer hemisphere.

### Fractal particles

The case of fractal particles can also be discussed. On Titan, an upper limit of the maximum equivalent mass sphere radius (or bulk radius) of fractal particles in the detached haze layer has been estimated to 300 nm, containing up to 300 monomers (Larson et al., 2014), while larger particles containing a higher number of monomers are mostly found in the main haze atmosphere of Titan, at lower altitudes. In fact, some aerosols of the detached haze layer on Titan are large aggregates that grow within the main haze layer at lower altitudes and that are lift up back to the detached layer by ascending currents occurring in the summer hemisphere (Rannou et al., 2002; Lebonnois et al., 2009). On Pluto, such mechanisms are not likely to occur because of the thin atmosphere, and the size of fractal particles, if formed, should be limited. Consequently, we consider only a small fractal particle with a limited amount of monomers.

Fractal particles have a different optical behavior compared to spherical particles. As shown by the figure 10 in Larson et al. (2014), the optical depth of a  $1 \mu\text{m}$  fractal particle is strongly dependent on the considered wavelength and decreases from the UV to the near infrared, while the optical depth of a similar sized spherical particle remains quite constant with the wavelength. One can use equation 6.7 to calculate the opacity of fractal particles with  $Q_{ext}$  the aerosol extinction efficiency (referred to the equivalent mass sphere),  $r_{eff}$  the equivalent mass sphere radius of the particle and  $\rho_{aer}$  the density of the material (or density of the monomers). Here we used a mean field model of scattering by fractal aggregates of identical spheres (Botet et al., 1997; Rannou et al., 1997) to estimate the extinction efficiency of fractal particles. From the number of monomers  $N$  and the monomers radius  $r_m$ , one can calculate the equivalent mass sphere radius of the corresponding fractal particle, given by  $R_s = N^{\frac{1}{3}} \times r_m$ . Using these parameters and the fractal dimension of the particle, the model computes  $Q_{ext}$  by dividing the extinction cross section of the particle by the geometrical cross section of the equivalent mass sphere ( $\pi R_s^2$ ).

Here we compare the opacities obtained in the reference cases when considering spherical or fractal particles. We consider fractal particles composed of 50 nm monomers, with a fractal dimension equal to 2 and with a bulk radius of 100 nm and 232 nm ( $N=8$  and  $N=100$  monomers respectively). The model gives an extinction efficiency  $Q_{ext}$  of 4.1 in the UV and 0.49 in the visible wavelengths for the 100 nm fractal particle and 7.2 in the UV and 1.93 in the visible wavelengths for the 232 nm fractal particle. The resulting nadir opacities are summarized in Table 6.4 and limb opacities are shown on Figure 6.11. The



**FIGURE 6.11** – Line of sight opacity profiles obtained with the GCM for the spherical and fractal cases, at the ingress (-163E, 17S, solid lines) and egress point (16E, 15N, dashed lines) of Pluto’s solar occultation, for the reference case without (top) and with (bottom) South Pole N<sub>2</sub> condensation. Left and right are the results in UV and VIS wavelength respectively. The red curve is the reference case with 50 nm spherical particles. The blue and green curves correspond to the fractal cases with R<sub>s</sub>=100 nm / N=8 and R<sub>s</sub>=232 nm / N=100 respectively.

opacities obtained for fractal particles are higher than for spherical particles in the visible, with a factor of 1.3 for the 100 nm and 2.2 for the 232 nm particle but lower in the UV with a factor of 0.9 and 0.7 respectively for the 100 nm and the 232 nm particle. This is shown by Figure 6.11.

As shown in Table 6.4, the visible nadir opacity obtained in the summer hemisphere are in the range of what is estimated from New Horizons observations (0.004-0.012, Stern et al. (2015); Gladstone et al. (2016)) in both the spherical and the 100 nm fractal cases, and in both reference cases. Values of the 232 nm fractal case are outside the observational range. The case of fractal particles composed of 10 nm particles is discussed in Section 2.5.c.

### Line of sight opacity profiles

Figure 6.11 shows the line of sight opacity profiles in the UV and in the visible wavelengths obtained for both reference cases at the ingress and the egress points of Pluto’s solar occultation by New Horizons. The profiles are computed using an onion peeling method and considering that the line of sight only crosses one GCM atmospheric column.

Generally speaking, few differences are obtained between both reference cases. The difference of opacity between the egress point (which is above the equator at the latitude 15N) and the ingress point

(which is below the equator at the latitude 17S) are larger for the case without South Pole N<sub>2</sub> condensation, because of the higher haze density in the summer hemisphere shown in [Figure 6.8](#).

### 2.5.c Sensitivity studies

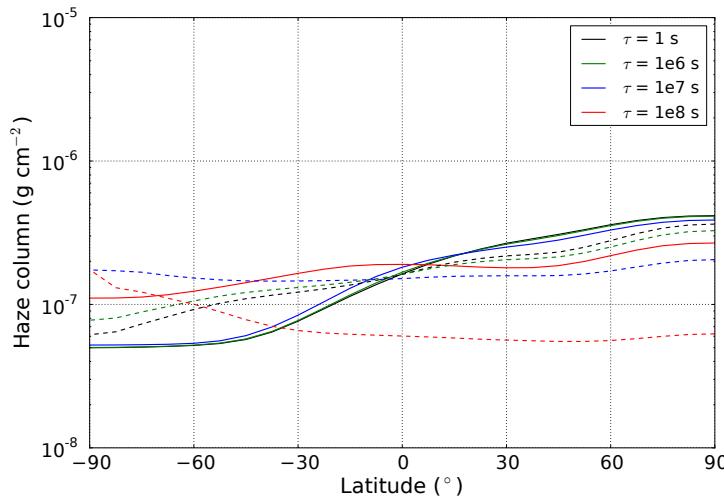
The poor constraint on haze properties on Pluto gives us a flexibility to explore further other scenarios for Pluto's haze. In this section, the haze parametrization is tested with different precursor lifetimes and sedimentation radius. We also discuss the possible values for K<sub>CH4</sub> in the parametrization. One objective is to investigate if another set of haze parameters can cause a more realistic aerosol distribution and concentration in the sunlit equatorial and summer atmosphere, compared to the observations. In addition, the sensitivity study aims to "bracket" the reality of Pluto's haze by analyzing extreme cases and compare them to both reference runs. First, it has been checked that the haze production is insensitive to the amount of CH<sub>4</sub> present in the upper atmosphere. Although the amount of CH<sub>4</sub> molecules decreases in the upper atmosphere due to the absorption of incident photons and photolysis reactions, this loss remains negligible compared to the total amount of CH<sub>4</sub> in Pluto's atmosphere. In addition, the production of haze precursors still occurs at high altitudes above 100 km even for low values of CH<sub>4</sub> mixing ratio. The ratio between the production rate of precursors at 100 km and the rate at 220 km (top of the model) becomes higher than 1% for a mean CH<sub>4</sub> mixing ratio of 0.04%, which is one order of magnitude less than the typical values found on Pluto. This confirms that the reaction is photon-limited and that different (and realistic) CH<sub>4</sub> mixing ratio will not impact haze production and distribution.

**Sensitivity to characteristic time for aerosol growth** The characteristic time for aerosol growth, defined in [Section 2.4.d](#), is challenging to estimate. Here we consider two possible extreme values in the model. If this time is set to 1 second, this means that precursors are instantaneously converted into haze aerosols in the upper atmosphere where CH<sub>4</sub> photolysis occurs. This remains acceptable since photolysis and photochemistry can actually occur at much higher altitudes above the model top. An upper value up to several terrestrial years seems reasonable considering the number of years simulated and will allow precursors to be more mixed in the entire atmosphere. Here we compare simulation results obtained with characteristic times for aerosol growth of : 1 s (haze directly formed from photolysis reactions), 10<sup>6</sup> s (1.81 Pluto sols), 10<sup>7</sup> s (18.12 sols, reference runs), 10<sup>8</sup> s (181.20 sols, that is about 3 terrestrials years). The rest of the settings remain similar to both reference runs.

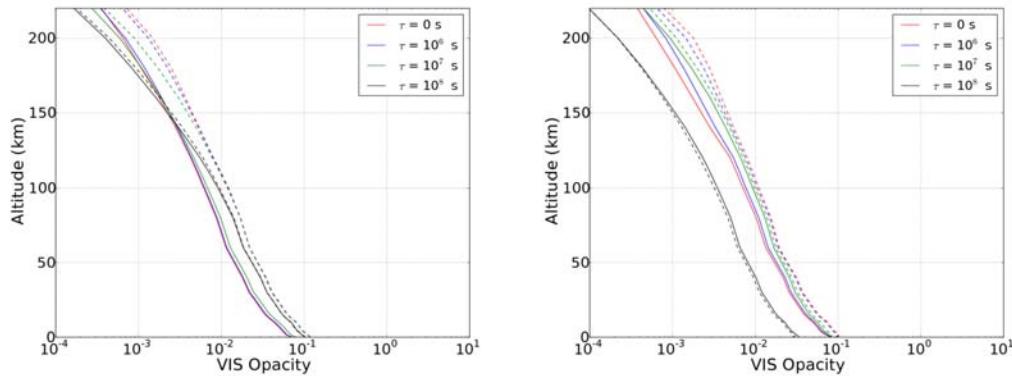
In the reference case without South Pole N<sub>2</sub> condensation, using 1-10<sup>7</sup> s leads to similar column mass of haze, as shown by [Figure 6.12](#). With a lifetime of 10<sup>8</sup> s, the precursors have enough time to be transported by the circulation induced by radiative heating from the summer to the winter hemisphere, and at lower altitudes. It results in a better dispersed haze density at all latitudes, a lower mass in the summer hemisphere, and thus similar egress and ingress line of sight opacities, as shown on [Figure 6.13](#).

In the reference case with South Pole N<sub>2</sub> condensation, the longer the precursor lifetime, the more they are transported by radiative heating towards the winter hemisphere and by the descending circulation branch towards the surface of the winter polar cap. Thus, the haze tends to accumulate in the winter hemisphere and in lower amounts if long lifetimes are considered, and in the summer hemisphere in larger amounts otherwise.

The difference of opacity obtained between the egress and the ingress points is larger for low lifetimes and conversely, as shown on [Figure 6.13](#).



**FIGURE 6.12** – Zonal mean of column atmospheric mass of haze aerosols ( $\text{kg m}^{-2}$ ) obtained for July 2015 with different time for aerosol growth  $\tau$  (s), for the scenario without (solid lines) and with (dashed lines) South Pole  $\text{N}_2$  condensation.

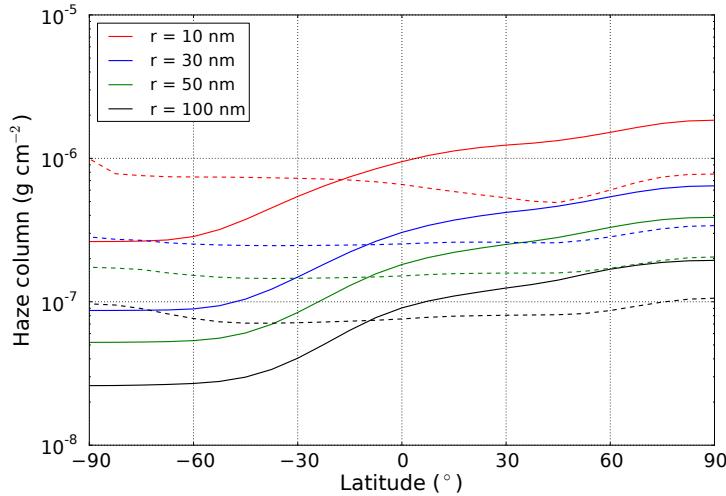


**FIGURE 6.13** – Line of sight opacity profiles in VIS wavelength obtained with the GCM for the different scenarios of aerosol growth, at the ingress (-163E, 17S, solid lines) and egress point (16E, 15N, dashed lines) of Pluto's solar occultation, for the reference case without (left) and with (right) South Pole  $\text{N}_2$  condensation.

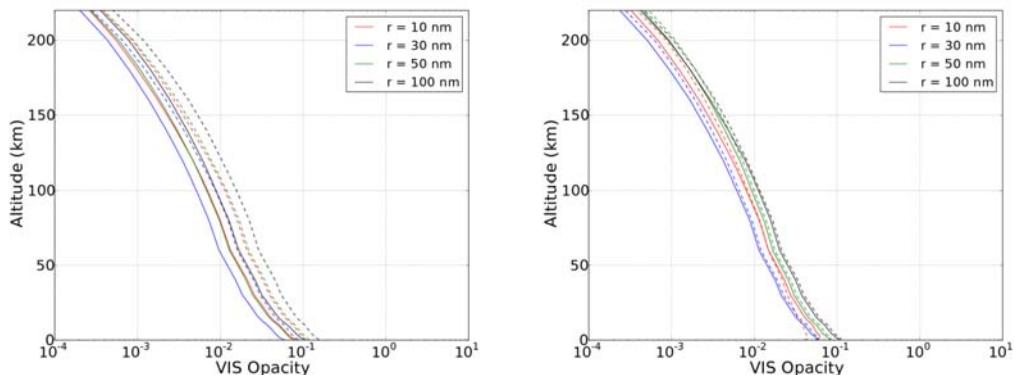
**Sensitivity to particle radius** The uniform and constant radius of aerosol particles is a parameter that strongly controls the aerosol sedimentation and opacity in the GCM. As shown by equation 6.6 in Section 2.4.f, a smaller particle radius induce a lower haze sedimentation velocities and thus a higher mass in the atmosphere. Here we compare the reference case (50 nm particles) with simulations performed with particles of 10, 30 and 100 nm.

Figure 6.14 show the column atmospheric mass obtained with the different particle radii. In all the cases studied, the latitudinal mass distribution is not impacted by the considered size of the particle. The column mass of haze is driven by the sedimentation velocity and the mass ratios correspond to the particle size ratios. This is also shown by Figure 6.9.

Aerosol particles with radii of 10, 30, 50 and 100 nm typically fall from 200 km down to the surface in 1110, 370, 220 and 111 Earth days respectively. Basically, this corresponds to the time needed to reach an equilibrated mass of haze in the atmosphere.

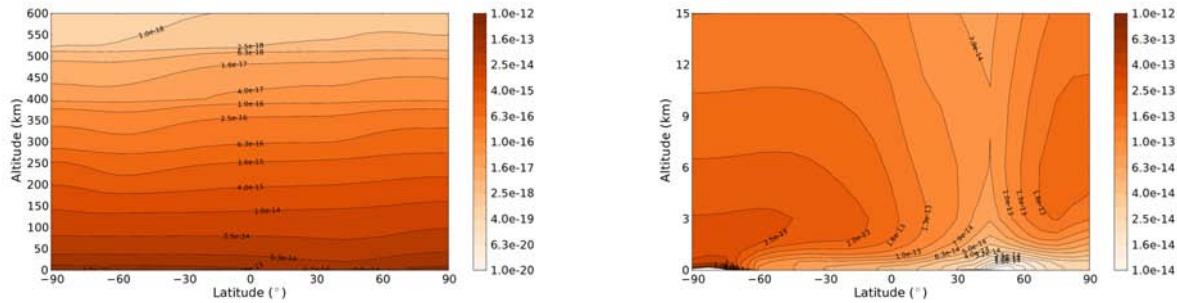


**FIGURE 6.14** – Zonal mean of column atmospheric mass of haze aerosols ( $\text{kg m}^{-2}$ , log scale) obtained with different particle radii, for the scenario without (solid lines) and with (dashed lines) South Pole  $\text{N}_2$  condensation.



**FIGURE 6.15** – Line of sight opacity profiles in VIS wavelength obtained with the GCM for different particle radii, at the ingress (-163E, 17S, solid lines) and egress point (16E, 15N, dashed lines) of Pluto's solar occultation, for the reference case without (left) and with (right) South Pole  $\text{N}_2$  condensation.

As shown by Table 6.4 and Figure 6.15, the opacities remain in the same order of magnitude for all simulations performed with different particle radii. Lower opacities are obtained with a particle radius of 30 nm. We also investigated the case of fractal particles with a bulk radius of 22, 46, 100 and 200 nm, respectively composed of 10, 100, 1000 and 8000 monomers of 10 nm radius. As discussed in Section 2.2, the 200 nm fractal particle is the best hypothesis for the particle shape and size in order to fit the observations. Here we find that the nadir visible opacities obtained in this case are higher than the upper



**FIGURE 6.16** – Zonal mean latitudinal section of haze aerosol density ( $\text{g cm}^{-3}$ ) obtained with the reference simulation for July 2015 with condensation flow and a particle radius of 10 nm (color bar in log scale). The right panel correspond to a zoom in the lowest 15 km above the surface.

observational limit, in both reference cases (see [Table 6.4](#)). Realistic values are obtained for the other smaller particles.

[Figure 6.15](#) show the line of sight visible opacity for both reference cases with different radii. Generally speaking, the profiles have similar shapes because changing the particle radius does not affect the haze distribution but only the mass of haze in the atmosphere, due to the change of sedimentation velocity. However, in the case of 10 nm particles, the opacities at ingress are significantly higher than at egress below 50 km, which is not the case for the cases with higher radii.

This is because the aerosols are lighter in this case and have more time to be transported by the circulation towards the winter hemisphere before sedimentation to the surface. Thus, the change of haze distribution due to the condensation flow below 50 km altitude is more pronounced for this case. Above 2 km altitude, the haze accumulates at the North Pole or in the summer hemisphere, pushed away by the condensation flow, as shown by [Figure 6.16](#).

**Sensitivity to the mass of aerosols** The haze production rate used in the reference cases corresponds to an optimal scenario where the photolysis of one molecule of  $\text{CH}_4$  gives one carbon atom available for the production of haze ( $K_{\text{CH}_4}=1$ ). However, the carbon atoms collected from  $\text{CH}_4$  photolysis may form different gaseous species and slow down tholins production. As an example, [McKay et al. \(2001\)](#) suggest that the tholins production is about 25 less than the photolysis rate of methane. Therefore, lower values of  $K_{\text{CH}_4}$  remain possible and would lead to a decrease of aerosol mass and thus of opacity.

**TABLE 6.4** – Haze aerosol opacities obtained at nadir in the summer hemisphere in the GCM, for different particle radii and in both reference cases. The time for aerosol growth used is  $10^7$  s. The particles with a number of monomers  $N_m$  equal to 1 are spherical particles, otherwise they are fractal particles. The first three fractal particles are composed of 10 nm monomers, and the last two are composed of 50 nm monomers.

Radius	$N_m$	Without winter polar cap						With winter polar cap			
		$Q_{ext}$ UV	$Q_{ext}$ VIS	Aerosol ( $\text{g cm}^{-2}$ )	mass	UV opacity	VIS opacity	Aerosol ( $\text{g cm}^{-2}$ )	mass	UV opacity	VIS opacity
$r = 10 \text{ nm}$	1	0.35	0.007	$9.5 - 18 \times 10^{-7}$	0.31-0.59	0.0062-0.012	$4.9 - 7.8 \times 10^{-7}$	0.16-0.26	0.0032-0.0051		
$r = 30 \text{ nm}$	1	1.54	0.05	$3.0 - 6.5 \times 10^{-7}$	0.14-0.31	0.0047-0.010	$2.5 - 3.4 \times 10^{-7}$	0.12-0.17	0.0039-0.0053		
$r = 50 \text{ nm}$	1	2.29	0.19	$1.8 - 3.9 \times 10^{-7}$	0.077-0.17	0.0064-0.014	$1.5 - 2.0 \times 10^{-7}$	0.064-0.086	0.0053-0.0071		
$r = 100 \text{ nm}$	1	2.67	1.01	$0.9 - 1.9 \times 10^{-7}$	0.023-0.048	0.0085-0.018	$0.75 - 1.1 \times 10^{-7}$	0.019-0.028	0.0071-0.010		
$R_s = 22 \text{ nm}$	10	0.84	0.018	$9.5 - 18 \times 10^{-7}$	0.34-0.64	0.0073-0.014	$4.9 - 7.8 \times 10^{-7}$	0.18-0.28	0.0038-0.0060		
$R_s = 46 \text{ nm}$	100	2.06	0.052	$9.5 - 18 \times 10^{-7}$	0.40-0.76	0.010-0.019	$4.9 - 7.8 \times 10^{-7}$	0.21-0.33	0.0052-0.0083		
$R_s = 100 \text{ nm}$	1000	4.65	0.15	$9.5 - 18 \times 10^{-7}$	0.41-0.78	0.013-0.025	$4.9 - 7.8 \times 10^{-7}$	0.21-0.34	0.0069-0.0110		
$R_s = 200 \text{ nm}$	8000	9.44	0.38	$9.5 - 18 \times 10^{-7}$	0.42-0.80	0.017-0.032	$4.9 - 7.8 \times 10^{-7}$	0.22-0.35	0.0087-0.0139		
$R_s = 100 \text{ nm}$	8	4.10	0.49	$1.8 - 3.9 \times 10^{-7}$	0.069-0.15	0.0083-0.018	$1.5 - 2.0 \times 10^{-7}$	0.058-0.077	0.0069-0.0092		
$R_s = 232 \text{ nm}$	100	7.20	1.93	$1.8 - 3.9 \times 10^{-7}$	0.052-0.11	0.014-0.030	$1.5 - 2.0 \times 10^{-7}$	0.044-0.058	0.0117-0.0156		

## 2.6 Summary

The parametrization of haze aerosols in the Pluto GCM consists of several steps : the photolysis of methane by the solar and IPM flux, the creation of haze precursors and their transport in the atmosphere, the conversion of precursors to haze aerosols and the sedimentation of the aerosols. The haze parametrization has been tested for the two reference cases described in [Forget et al. \(2016\)](#) : with and without South Pole N<sub>2</sub> condensation. Results show that the CH<sub>4</sub> photolysis occurs at all latitudes, with a maximum rate at high northern latitudes and around 250 km in altitude. In both cases, the haze extends to high altitudes, comparable to what has been observed by New Horizons. From 200 km altitude upwards, the density decreases with the altitude by one order of magnitude every 100 km, leading to a density scale height of typically 40 km above 60 km altitude. This is comparable to the typical haze brightness scale height of 50 km observed by New Horizons ([Gladstone et al., 2016](#)). Without South Pole N<sub>2</sub> condensation, the meridional atmospheric circulation is dominated by the radiative heating but remains weak, even in the first kilometers above the surface. The haze precursors remains at high altitudes and in larger amount at high northern latitudes. This leads to a higher density of haze in the summer hemisphere, decreasing with the latitudes. With South Pole N<sub>2</sub> condensation, the circulation is also weak in the upper atmosphere, except above the South Pole where a descending branch of air driven by the condensation of N<sub>2</sub> transports the precursors to lower altitudes. This leads to a distribution of haze latitudinally more homogeneous with a slight peak of haze density above the South Pole. This peak is reinforced by the circulation in the first kilometers above the surface, which is more intense and able to move light aerosols from the northern hemisphere towards the South Pole. In both cases, because of the generally weak meridional circulation, the computed atmospheric column mass of haze is similar, and primarily depends on the sedimentation velocity and thus on the pressure and the considered monomer radius. In our reference simulations, the initial flux of Lyman- $\alpha$  at Earth remains constant between 1990 and 2015, but even if we consider the variable initial flux of Lyman- $\alpha$ , the flux of Lyman- $\alpha$  at Pluto remains relatively constant. Consequently, the column mass of haze follows the trend in surface pressure, that is an increase by a factor of 3. Haze particles with a small radius remain longer in the atmosphere before reaching the surface. In our simulations, the sedimentation fall of 10 nm particles lasts about 3 terrestrial years, which could be enough time to form fractal aggregates. The total column atmospheric mass of haze on Pluto is difficult to assess because it depends on many parameters. First, it is depending on the photolysis rate and the complex recombinations of carbon and nitrogen atoms. The parametrization uses K<sub>CH<sub>4</sub></sub> and K<sub>N</sub> equal to 1 and 1.5 to take these mechanisms into account. However, the production could be overestimated. In fact, New Horizons detected the presence of C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> and maybe other carbon-based gas in Pluto atmosphere, which suggests another pathway for carbon atoms formed by CH<sub>4</sub> photolysis. In addition, HCN has been detected, and the irreversible nature of its formation may lead to less nitrogen atoms available for the haze formation. The column mass of haze also strongly depends on the sedimentation radius of the haze particle, and to a lesser extent on the lifetime of the haze precursors. However, we computed the UV and VIS opacities of the haze as a diagnostic of our simulation results and in all simulation cases, the column visible opacities have similar values (same order of magnitude) around 0.001-0.01, and slightly higher values when considering large fractal particles. This is because the extinction factor of smaller particles is lower but is compensated by a larger mass of haze. These opacities are in the range of what has been estimated on Pluto, that is 0.003-0.012 ([Gladstone et al., 2016](#); [Stern et al., 2015](#)), and thus suggest an acceptable order of magnitude for the mass of haze obtained. Comparing the haze distribution obtained in both reference cases with the observations (made by imaging with the instruments Ralph/MVIC and LORRI and by UV occultation with the Alice spectrometer) can help to reveal the presence or the absence of N<sub>2</sub> ice at the South Pole. A latitudinally homogeneous haze density with a slight peak above the North and particularly above the South Pole is typical of our simulation with South Pole N<sub>2</sub> condensation.

Conversely, simulations without South Pole N<sub>2</sub> condensation show a more extensive haze in the summer hemisphere. Comparing the line of sight opacity profiles at the egress and the ingress points can also help to distinguish both cases. The opacity at the egress point is at least twice the opacity at the ingress point in the case without South Pole N<sub>2</sub> condensation, and no significant difference is obtained in the case without. However, a latitudinally homogeneous haze density can also be the results of a long characteristic time for precursors growth (several terrestrial years), that allows precursors to be transported towards southern latitudes by radiative heating and meridional circulation. Finally, another way to distinguish both cases is to compare the haze distribution in the first kilometers above the surface. Figure 6.16 shows that the condensation flow induced by the presence of N<sub>2</sub> ice in the winter hemisphere leads to a lack of haze above the surface in the summer hemisphere, and an accumulation of haze between 3 and 20 kilometers in the winter hemisphere, which is more pronounced for small particle radii. Although the simulations were done with uniform particle sizes, in reality the haze particle size may be locally distributed and vary in space and time, especially in the vertical. Thus it may be more realistic to consider a distribution of haze particle sizes, in order to take into account the gravitational segregation. Compared to the uniform size case, if 10 nm spherical particles in the upper atmosphere become fractal particles in the lower atmosphere, with same monomer radius, then there will be a change in opacity but not in haze vertical distribution (because the sedimentation velocity remains the same). If 10 nm spherical particles grow up to 100 nm during their fall down towards the surface, then the sedimentation velocity of the particle would change, because the increase of the particle size compensates the increase of pressure, which leads to a more homogeneous haze density with altitude. In addition, at the altitudes where transitions of particle size occur, layers of haze could form.

### 3 Discussions des résultats et perspectives

Les profils de brume observés par New Horizons en entrée et en sortie sont assez identiques ([Young et al., 2017](#)). Ils sont mesurés jusqu'à une hauteur de 250 km au-dessus de la surface. Nos estimations d'abondance de brume, des opacités, et de son étendue sont en accord avec les observations. Par contre, les profils observés ne permettent pas de trancher sur un des deux scénarios de climat proposés dans cet article (avec ou sans condensation d'azote au sud).

De récentes observations et études ont permis de mieux décrire la photochimie et la microphysique régulant l'activité de la brume de Pluton ([Gao et al., 2017; Wong et al., 2017](#)). Par exemple, les profils d'abondance des hydrocarbures et de HCN ont été extraits des observations et des processus de condensation de certains hydrocarbures sur les particules de brume entre 200 et 400 km ont été mis en évidence. Pour pouvoir étudier ces nouvelles données avec le GCM, des simulations devront être réalisées avec des versions récentes du modèle prenant en compte la topographie détaillée, une distribution des glaces proches de celle observée, et des améliorations du schéma de formation des brumes, que nous détaillons ci-dessous.

#### 3.1 Les limites du modèle de formation des brumes organiques

Même si ce sont les seules données disponibles, il n'est pas forcément approprié de considérer les propriétés des tholins sur Titan pour analyser la brume de Pluton. En effet, les mécanismes de formation sont différents puisque, entre autres, la température atmosphérique de Pluton est plus faible que celle de Titan, les flux UV impliqués ne sont pas les mêmes et l'atmosphère contient des proportions différentes de CH<sub>4</sub> et de CO. Sur Pluton, la brume contient en proportion plus de nitriles et de particules oxydées que celle de Titan ([Gao et al., 2017](#)).

##### 3.1.a L'impact de la photochimie

Dans la haute atmosphère de Titan et de Pluton, le méthane et l'azote sont photolysés (c'est-à-dire dissociés et ionisés par les rayons ultraviolets), et les produits de cette photolyse (ions et petites molécules) se recombinent pour former des hydrocarbures et des nitriles, qui peuvent eux-mêmes être photolysés à leur tour (ils absorbent dans l'UV, voir [Figure 6.3](#)) et interagir entre eux pour former des espèces plus massives jusqu'à la formation d'aérosols organiques solides. Cette photochimie atmosphérique dépend entre autres du flux UV reçu, des sections efficaces d'absorption de chaque espèce aux différentes longueurs d'onde, et de la température atmosphérique.

L'impact de la température est parfois négligé : par exemple, l'expérience PAMPRE reproduit les réactions photochimiques de l'atmosphère de Titan, non pas à la température de son atmosphère (93 K) mais à température ambiante. En théorie les résultats obtenus restent représentatifs de la chimie de Titan ([Gautier et al., 2012](#)).

Sur Pluton, la température de la haute atmosphère avoisine 70 K, entraînant des réactions entre espèces plus lentes que celles sur Titan. De plus, le flux UV reçu est environ 10 fois plus faible sur Pluton que sur Titan (sans compter que sur Titan, les électrons provenant de la magnétosphère de Saturne sont aussi une source d'ionisation), et les processus photochimiques sont donc moins intenses. Enfin, la pression à la surface et la quantité de méthane atmosphériques varient fortement sur Pluton, avec des valeurs plutôt élevées en 2015 ([Figure 3.4](#)). L'activité photochimique le reste de l'année Pluton est donc sans doute plus faible que celle modélisée avec les données de New Horizons. Cependant, Pluton semble produire tout de même des quantités significatives d'hydrocarbures et de nitriles, dont les abondances ont été mesurées par New Horizons ([Young et al., 2017; Wong et al., 2017](#)). Les rapports de mélange de ces espèces sur

Pluton sont comparables aux rapports de mélange des mêmes espèces observés dans la haute atmosphère de Titan (Vinatier et al., 2007, 2010).

Dans les rayons UV (10-400 nm), on peut distinguer les rayons VUV (Vacuum Ultra-Violet, 50-200 nm, qui se propagent bien dans vide), les rayons Lyman- $\alpha$  (121.6 nm) et les rayons EUV (Extreme Ultra-Violet, 10-120 nm). De manière générale, le méthane est activé en dessous de 150 nm et sa photolyse se fait principalement par les interactions avec les rayons Lyman- $\alpha$ . L'azote est activé en dessous de 100 nm par les EUV. Les EUV de la bande entre 80 et 100 nm sont responsables de la dissociation de N<sub>2</sub>, ceux entre 50 et 80 nm de l'ionisation de N<sub>2</sub> (formation de N<sub>2</sub><sup>+</sup>) et ceux en dessous de 50 nm de l'ionisation dissociative de N<sub>2</sub>, demandeuse de plus d'énergie (formation des ions N<sup>+</sup>). Ces réactions permettent ensuite de former des hydrocarbures et des nitriles tels que CH<sub>3</sub>CN, HCN, HC<sub>3</sub>N....

Dans le GCM, nous supposons que la formation des hydrocarbures et nitriles (que l'on désigne dans l'article par le terme « précurseurs ») se fait aux altitudes où le méthane est photolysé principalement par les rayons Lyman- $\alpha$ . En réalité, ces hydrocarbures et nitriles pourraient se former à des altitudes plus élevées, là où les rayons EUV photolysent N<sub>2</sub>. A ces altitudes les rayons EUV peuvent aussi photolysé un peu de méthane, permettant la formation de plusieurs ions et hydrocarbures. De plus une partie du Lyman- $\alpha$  peut être absorbée par les différentes espèces déjà formées (hydrocarbures et nitriles). Par conséquent, la photochimie sur Pluton, négligée ici dans le GCM, impacte l'altitude où les hydrocarbures et les nitriles se forment. Dans le GCM, ils sont formés à des altitudes trop basses par rapport à la réalité. D'ailleurs, le spectromètre Alice de New Horizons, équipé pour observer le flux UV entre 52 et 187 nm lors des occultations solaires, a mesuré des abondances d'hydrocarbures jusqu'à 800 km d'altitude. Il serait donc intéressant de regarder l'impact de la photochimie sur la formation de brumes dans le GCM. Il est possible que la photochimie n'impacte pas significativement nos résultats, car nous avons vu dans ce chapitre que la brume sur Pluton sédimente de toute façon là où elle a été formée, à cause des très faibles vents méridiens et verticaux dans pratiquement toute l'atmosphère de Pluton. Ainsi, former la brume à plus haute altitude dans le GCM changerait légèrement les valeurs de son rapport de mélange atmosphérique sans modifier l'allure du profil vertical de la brume. Cependant la photochimie reste indispensable si on veut quantifier les espèces formées.

On peut aussi noter que la photochimie impacte la quantité d'azote et de méthane puisque certaines molécules sont « consommées » pour former d'autres espèces. Dans le GCM, cette perte de molécules de N<sub>2</sub> est supposée négligeable. La perte de méthane est prise en compte seulement à partir de la photolyse du méthane par les rayons Lyman- $\alpha$ , afin de conserver la masse d'atome de carbone et d'hydrogène entre le réservoir de méthane atmosphérique et celui des brumes organiques. Ces hypothèses semblent raisonnables pour notre étude.

L'implémentation de la photochimie pourrait faire partie des développements futurs du GCM. Un code de photochimie calcule toutes les réactions possibles entre ions et espèces volatiles dans toute la colonne atmosphérique (même dans les basses couches de l'atmosphère) et crée les produits (traceurs) résultant de ces réactions. Ces nouvelles espèces sont ensuite transportées par la circulation générale et leur abondance peut être comparée avec les observations. Elles peuvent également avoir un rôle radiatif. Le couplage entre la photochimie et le GCM permettra donc de mieux caractériser la haute atmosphère<sup>1</sup>.

### 3.1.b Autres limites du modèle

- Les profils d'hydrocarbures et de HCN observés montrent que ces gaz sont présents dans toute la colonne atmosphérique. Dans le modèle, ces précurseurs disparaissent rapidement pour former des

<sup>1</sup>Par exemple, sur Mars, l'ozone dans la haute atmosphère est très lié à la photochimie et au cycle de l'eau. Pour bien étudier l'évolution de l'ozone, il est nécessaire de coupler le modèle photochimique avec un GCM, qui représente bien le cycle de l'eau à l'échelle globale.

aérosols solides. Il est possible que le temps caractéristique pour la transition gaz-solide soit trop court dans le modèle et empêche les gaz de bien se mélanger dans l'atmosphère. Ou alors, une fraction de ces gaz pourrait subsister et ne pas se transformer en aérosol. Les futures versions du modèle pourront prendre en compte les profils d'abondance des hydrocarbures et nitriles comme contrainte pour former les aérosols.

- On peut mieux représenter les processus de microphysiques liés à l'évolution de la brume, et avoir une distribution en taille des particules. Une fois que des petites particules de brume sont formées dans la haute atmosphère, elles s'agrègent pour former des particules plus grosses et fractales. Ensuite, certains gaz d'hydrocarbures condensent sur ces particules de brume entre 200 et 400 km d'altitude, dont la taille devient de l'ordre de la centaine de nanomètres, avant de sublimer à nouveau en dessous de 200 km d'altitude. Ils peuvent permettre aux particules de brume de tomber plus rapidement vers la surface. Certaines particules peuvent même atteindre la surface en étant toujours recouvertes de glace volatile.
- La dimension fractale des particules de brume est supposée être égale à 2 dans le modèle, mais ce n'est pas forcément le cas. Cela impacterait la vitesse de sédimentation des particules fractales, qui ne serait alors pas égale à la vitesse de sédimentation du monomère constituant la particule.
- Les ondes de gravité peuvent perturber le profil vertical de brume ([Gao et al., 2017](#)).
- Enfin, les brumes peuvent avoir un impact radiatif (développement en cours dans le GCM). D'autres hydrocarbures et nitriles volatils peuvent également contribuer à chauffer ou refroidir l'atmosphère.

De futurs projets prévoient une amélioration du modèle des brumes du GCM et de nombreuses comparaisons avec les observations (peu de données étaient disponibles au moment de l'écriture de l'article).

### 3.2 Les couleurs et les quantités de tholins sur Pluton

Les tholins ont été détectés dans plusieurs régions sur Pluton, mais en des proportions différentes. De plus, ils n'ont pas la même couleur partout, et donc pas le même âge (les tholins plus « rouges » et sombres ont été, en théorie, plus transformés par les UV et sont donc à priori plus âgés).

#### 3.2.a Les tholins sombres à l'équateur

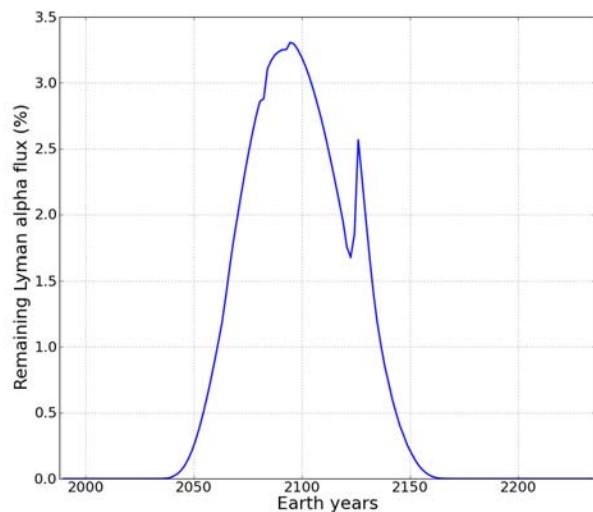
Les tholins à l'équateur, et particulièrement dans la région de Chtulhu, présentent deux énigmes. Premièrement ils sont très sombres, ce qui indique qu'ils sont restés longtemps sous l'action des UV. Est-ce possible, sachant que le méthane absorbe déjà une grande partie des UV ? Deuxièmement, la couche de tholins à l'équateur semble être épaisse de plusieurs mètres, voire même de plusieurs centaines de mètres dans les canyons, notamment ceux de Viking Terra. Comment une telle quantité de tholins a pu se former et s'accumuler à cet endroit ?

##### **Enigme 1**

Nous explorons tout d'abord la question de la couleur sombre des tholins : soit les tholins ont été formés sous cette forme dans l'atmosphère, soit ils ont encore évolué par irradiation une fois déposés à la surface, soit il y a un autre mécanisme. Sur Pluton, la brume sédimente et se dépose lentement à la surface une fois formée. Une particule de 50 nm formée à 200 km d'altitude mettrait 220 jours terrestres à atteindre la surface (3 ans pour une particule de 10 nm, mais c'est une valeur maximale car les particules sont sûrement un peu plus grosses, surtout proche de la surface). Les particules de brumes devraient avoir le temps de former des agrégats fractals, mais pas sous une forme très irradiée. Cela signifie-t-il que les tholins sombres de la région de Chtulhu ont été irradiés par du rayonnement UV directement à la surface ? Il faut pour cela que le rayonnement UV arrive à passer à travers l'atmosphère pendant une majeure partie de l'année ou une partie des cycles astronomiques pour aller photolyser directement les glaces ou les tholins à la surface.

Si l'atmosphère s'est effondrée dans le passé, une photolyse directe des glaces et des tholins déjà présents a pu se produire. Cependant, dans le Chapitre 3 et Chapitre 4, nous montrons que l'atmosphère ne s'effondre pas de façon significative (on reste toujours au-dessus de quelques millipascals), tant que des inerties thermiques de sous surface assez élevées sont utilisées ( $> 400$  SI). Dans le chapitre 3, nous avons estimé l'évolution de la pression et du rapport de mélange du méthane au cours d'une année platonienne. Est-ce que cette quantité de méthane suffit à bloquer les rayons Lyman- $\alpha$  tout au long de l'année ? En injectant les données de pression et de rapport de mélange de méthane de la Figure 3.4 dans l'équation 6.1, et en utilisant un flux Lyman- $\alpha$  au niveau de la Terre constant  $I_{Earth}=4 \times 10^{15} \text{ ph.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  et un flux IPM également constant, on peut estimer la quantité de flux Lyman- $\alpha$  qui atteint la surface de Pluton au cours d'une année. La Figure 6.17 montre que la majorité du flux incident est absorbé, sauf pendant l'été-automne nord où 3% du flux peut atteindre la surface. Cette période correspond à la période de basse pression sur Pluton. Est-ce suffisant pour transformer les tholins comme observé ?

Bien sûr, ces calculs restent simples. Premièrement le méthane dans le modèle n'est pas parfaitement représenté et son rapport de mélange dans l'atmosphère est très sensible à la distribution des réservoirs de glace exposés au Soleil. Par exemple, dans le Chapitre 3, les glaciers de méthane (Bladed terrains) à l'équateur ne sont pas pris en compte. Ils devraient être une source quasi permanente de méthane atmosphérique et on devrait donc avoir plus de méthane dans l'atmosphère, et donc un blocage des UV encore plus efficace. Par contre, si la glace de méthane aux pôles est recouverte de glace d'azote pendant l'hiver (ce n'est pas le cas dans les simulations du Chapitre 3), alors il est possible que la fraction de méthane soit plus faible que celle estimée, pendant une grande partie de l'année. Une analyse complète des simulations paléoclimatiques prenant en compte les cycles de N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et CO et explorant tous les scénarios permettra de mieux quantifier la quantité de flux Lyman- $\alpha$  atteignant la surface au fil des cycles astronomiques. Ce projet est en cours et les résultats sont rapidement résumés dans la discussion du Chapitre 4. Enfin, toutes les hypothèses et calculs sur les tholins de Pluton sont basés sur les propriétés connues des tholins de Titan. Sur Pluton, les tholins sont différents, peut être suffisamment pour avoir des propriétés optiques très différentes de celles des tholins de Titan.



**FIGURE 6.17** – Estimation de la fraction du flux Lyman- $\alpha$  atteignant la surface de Pluton au cours d'une année Pluton, en supposant la quantité de mélange atmosphérique obtenue avec le modèle de transport d'espèces volatiles (Figure 3.4.b). Seule une faible fraction du rayonnement parvient à la surface.

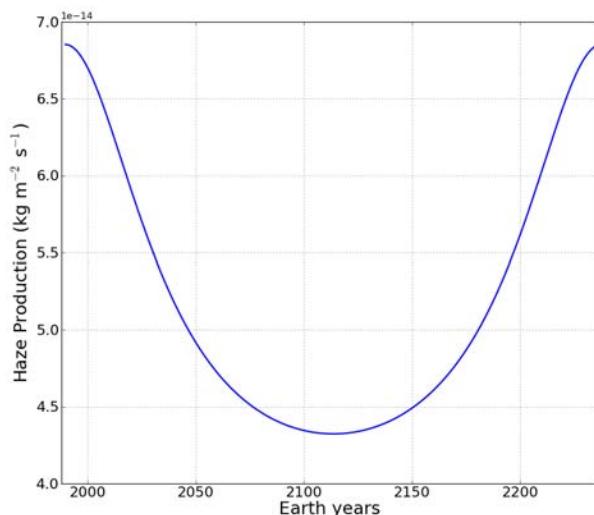
D'autres pistes ont été explorées pour expliquer la couleur sombre des tholins à l'équateur. Il y a d'autres sources de radiation qui atteignent Pluton, comme les vents solaires, les rayons cosmiques ou les rayons de plus haute énergie comme les rayons X ou gamma. La source de rayon X et gamma est trop faible pour avoir un impact significatif et les vents solaires sont bloqués par l'atmosphère de Pluton. Par contre les rayons cosmiques atteignent et peuvent irradier la surface de Pluton. [Cooper et al. \(2003\)](#) estime que les rayons cosmiques peuvent irradier la surface sur une épaisseur de  $10^{-6}$  cm en un million d'années, soit  $10 \mu\text{m}$  en 1 milliard d'années. C'est extrêmement faible par rapport au taux de sédimentation des particules de brume. Ce processus ne peut donc être responsable de l'aspect sombre des tholins observés.

Finalement, il est possible que des processus thermiques à la surface de Pluton aient joué un rôle. A l'aide d'expériences en laboratoire, [Sekine et al. \(2017\)](#) montrent qu'un impact entre Pluton et un autre KBO, supposé être à l'origine de la formation de Charon, peut avoir réchauffé la surface pendant une assez longue période pour rapidement conduire à la production de tholins très sombres à la surface.

A noter que dans une même région, les tholins situés dans les dépressions sont plus sombres que ceux situés sur des terrains plus hauts, ce qui est reste mal compris.

## Enigme 2

La deuxième énigme sur Pluton est la présence d'une grande quantité de tholins à la surface de certaines zones équatoriales libres de glace. On peut estimer l'évolution temporelle du taux de production des brumes dans l'atmosphère de Pluton en utilisant l'équation 6.5, et en reprenant les mêmes valeurs de paramètres que ceux décrits précédemment. La [Figure 6.18](#) montre que le taux de production des brumes obtenu avec le modèle varie entre  $4.3$  et  $6.8 \times 10^{-14} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  sur une année Pluton dans les conditions orbitales actuelles. Le taux de production des brumes est presque insensible à la quantité de méthane atmosphérique puisque nous avons vu précédemment qu'il y en a de toute façon toujours assez pour bloquer les photons Lyman- $\alpha$ . Le taux de production de brume est dans ce cas toujours dépendant du nombre de photon disponible (production « photon-limited ») et de la pression atmosphérique.



**FIGURE 6.18** – Estimation du taux de production des brumes au cours d'une année Pluton, en supposant l'évolution de pression et la quantité de mélange atmosphérique obtenues avec le modèle de transport d'espèces volatiles ([Figure 3.4.a-b](#)). On retrouve l'évolution du flux Lyman- $\alpha$ .

Imaginons que le taux de production des brumes organiques soit constant avec le temps, égal à  $1 \times 10^{-13} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (valeur légèrement au-dessus de nos prévisions, si on considère un rôle important joué par la photochimie par exemple). Dans ce cas, la masse des particules de brume accumulée par unité de surface en un an terrestre serait d'environ  $3 \times 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}$ . En un million d'années terrestres, ce serait donc  $3 \text{ kg.m}^{-2}$ , et donc  $3000 \text{ kg.m}^{-2}$  en un milliard d'années. Si on considère que cette masse de particule sédimentée à la surface a une densité volumique de  $1000 \text{ kg.m}^{-3}$ , cela donne une couche de tholins de seulement 3 m accumulée à la surface en un milliard d'années.

Will Grundy a estimé que 5 m de brume organique se dépose à la surface de Pluton en 1 milliard d'années, à partir des taux de production des hydrocarbures (par photochimie) estimés dans Wong et al. (2017). Cette valeur est en accord avec nos estimations. Cependant, ces estimations restent faibles comparées aux observations suggérant des épaisseurs de tholins pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres, notamment dans les dépressions. Le transport par la circulation générale ou les vents de surface peuvent avoir contribué à accumuler les tholins dans certaines régions, et notamment dans les canyons et les dépressions grâce aux vents catabatiques, qui dominent constamment sur Pluton.

### 3.2.b Les tholins au pôle nord, dans Lowell Regio

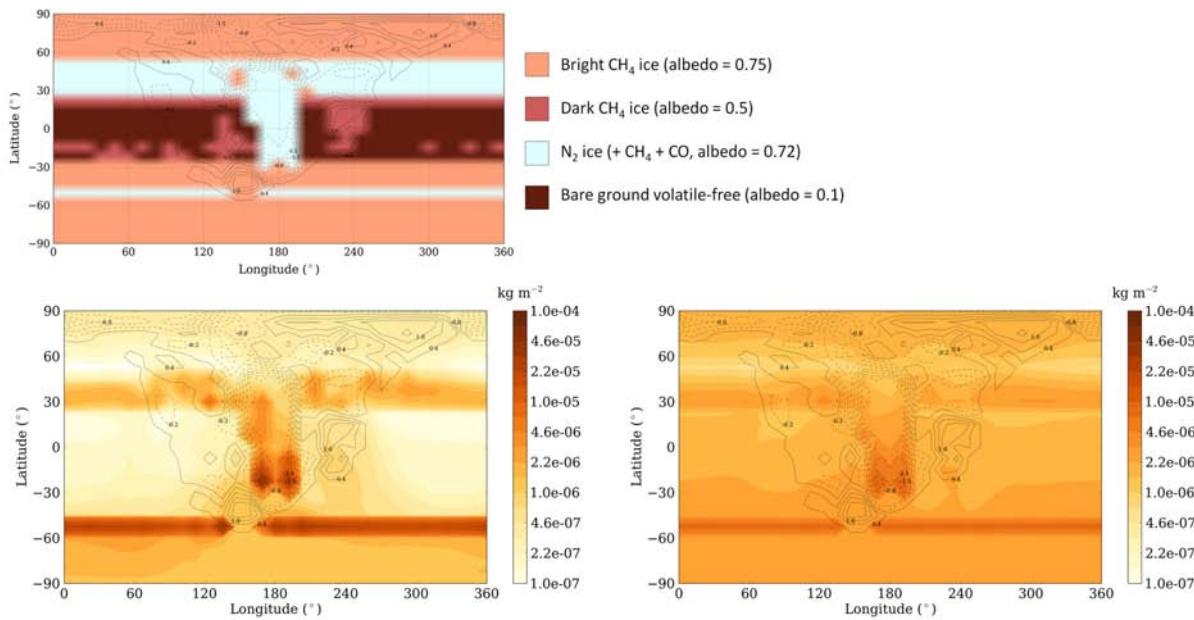
Au pôle nord, la calotte de glace riche en méthane (au moins en surface), supposée être épaisse de quelques centaines de mètres, laisse apparaître une teinte jaunâtre (Figure 1.37) trahissant la présence de tholins. L'analyse des spectres de cette région montre que ces tholins sont moins sombres et moins transformés par les UV que ceux de la région Chtulhu, et donc probablement moins âgés (Will Grundy, communication personnelle). Pourquoi ces tholins au pôle nord sont-ils différents de ceux présents à l'équateur ? Il est probable que ces tholins correspondent à une accumulation de particules de brume organique, et non à un chauffage thermique de la surface comme suggéré par Sekine et al. (2017). Ces particules de brume sont peu transformées par les UV car l'atmosphère en bloque la majorité. De plus, le dépôt peut être sans cesse protégé soit par une fraîche couche d'azote en surface en hiver, soit par une couche de méthane (voir les discussions dans le Chapitre 3).

L'accumulation de particules de brume organique sur une échelle de temps annuelle pour Pluton est très faible et ne peut pas expliquer à elle seule Lowell Regio. Il faut une accumulation sur des dizaines de milliers d'années. Une première idée serait que les tholins soient bien mélangés avec la glace, qui sublime et condense au pôle au gré des saisons. Si on suppose que les particules sont bien solubles dans la glace et que le taux de condensation est de 5 mm par million d'années (selon les estimations de Will Grundy, proche de nos estimations, voir paragraphe 3.2.a), alors, mélangé dans une colonne de 1 km de glace, cela donne  $5 \mu\text{m}$  par mètre cube soit  $5 \times 10^6$  particules larges de  $1 \mu\text{m}$  par centimètre cube.

### 3.2.c Les tholins dans Sputnik Planitia

Une autre question que l'on peut se poser est la suivante : où tombent les brumes organiques formées dans l'atmosphère ? Nos simulations montrent que l'azote à la surface de Pluton joue un rôle significatif : lors de la condensation, il aspire les particules de brume, et les repousse lors de la sublimation. Ainsi, un réservoir de glace d'azote plongé pendant la nuit polaire aspire en continu les particules de brume.

Pour les réservoirs dans la zone diurne, cela va dépendre de la durée du jour et de la nuit. Si le jour est beaucoup plus long que la nuit, alors les brumes sont plus repoussées qu'aspirées en moyenne. Cependant, la condensation la nuit est beaucoup plus efficace pour aspirer les brumes que la sublimation l'est pour les repousser. Une des raisons à cela est que la glace d'azote se situe dans les bassins, et que ces derniers sont sujets à des vents catabatiques. Les vents catabatiques limitent les vents induits par la sublimation de l'azote (dirigés vers l'extérieur du bassin) et renforcent ceux induits par la condensation (dirigés vers l'intérieur du bassin). Par conséquent, sur Pluton, il y a toujours une fraction plus importante de particules



**FIGURE 6.19** – Illustration de la sédimentation des particules de brume dans les réservoirs d’azote. Résultats obtenus pour 2015 avec une simulation GCM réalisée avec la topographie mesurée par New Horizons et le schéma de formation des brumes. Haut : carte de distribution des glaces à la surface de Pluton. En bas à gauche : carte de la quantité de particules de brume accumulée pendant l’année 2015 en considérant un rayon de sédimentation de 10 nm. En bas à droite : même carte mais avec un rayon de sédimentation de 100 nm.

de brume qui sédimente dans les réservoirs d’azote qu’ailleurs à la surface (sauf pour les réservoirs situés proches ou dans la zone de jour polaire).

Ce mécanisme est efficace si les particules de brumes sont légères, puisque les particules plus légères ont tendance à être plus facilement transportées et aspirées par l’azote. Si leur rayon de sédimentation (ici égal à au rayon des monomères) est supérieur à  $100 \mu\text{m}$ , alors la vitesse de sédimentation prend le dessus sur les vitesses des vents induits par la condensation et la sublimation et les réservoirs d’azote n’ont plus d’influence sur la sédimentation des brumes (Figure 6.19).

Si la majorité des tholins s’accumule dans les réservoirs d’azote, pourquoi le glacier Sputnik Planitia est-il si clair et semble peu contaminé par ces particules ? En effet, la convection solide opérant à l’intérieur du glacier Sputnik Planitia, la surface du glacier se renouvelle sur une échelle de temps estimée à 500 000 ans terrestres, soit 2000 ans Pluton environ. Sur cette période de temps, avec les mêmes estimations de 5 mm par million d’années, cela donne 2.5 mm de brume accumulée avant la subduction. Une telle couche de brume devrait être assez visible à la surface, et il devrait y avoir de forts gradients de couleur entre les centres et les bords des cellules, ce qui n’est pas le cas.

Le principal mécanisme est sans doute identique à celui à l’oeuvre sur les calottes polaires de Mars, brillantes malgré la contamination par la poussière. Le rayonnement incident sur la particule de brume déposée sur la glace d’azote va chauffer la particule à cause de son albédo sombre. La glace supportant la particule va sublimer et la particule va soit s’enfoncer dans la glace, soit, si elle est légère, être portée par le flux de sublimation et se déposer plus loin (Paige and Ingersoll, 1985; James et al., 1992).

Il est également fort probable que les particules soient constamment cachées par de la glace d’azote

fraîche à la surface. En effet, chaque jour, et chaque année Pluton, la glace d'azote dans Sputnik Planitia sublime et condense. Ce cycle permet probablement à la glace d'enterrer les particules de brumes déposées à sa surface et de garder son aspect brillant. Après la subduction, les particules sont probablement mélangées et dissoutes dans la glace d'azote. Sur une période de 4 milliards d'années, un taux d'accumulation de particules de 5 mm par million d'années donne une couche de tholins de 20 mètres. Cela correspond à environ 1% de Sputnik Planitia en volume et en masse si on considère les densités égales et une calotte de glace profonde de 4 km. Il est possible que cela impacte la rhéologie de la glace.



# **CONCLUSION**

## CONCLUSION : RÉSUMÉ

Les observations de la sonde New Horizons survolant le système de Pluton le 14 Juillet 2015 furent un véritable feu d'artifice de données sur cette région du Système solaire, jusqu'alors inexplorée. Les images de Pluton ont fascinés, tant ce monde gelé, situé loin du Soleil, s'est illustré par son étonnante activité. Contre toute attente, ce monde froid nous a accueilli chaleureusement, en nous dévoilant sa surface riche de sa diversité géologique dont les givres et glaciers brillent de mille glaces précieuses qu'on ne saurait trouver sur Terre. A notre vue s'offrait également un halo bleu entourant Pluton, révélant que la surface n'était pas le seul trésor gardé par le dieu des enfers : l'atmosphère en était un aussi. Parti à la découverte de nouveaux horizons, la sonde n'a pas été déçue.

L'objectif du présent travail de thèse était de développer des modèles numériques de climat, capables de simuler les processus physiques et dynamiques à l'œuvre à la surface et dans l'atmosphère de Pluton. Ces outils ont pour but de prédire la météo sur Pluto à l'échelle globale. En confrontant leurs résultats avec les données de la sonde, nous pouvons analyser, comprendre et expliquer certains phénomènes observés.

Même avec une si fine atmosphère, la modélisation de Pluton nous a donné du fil à retordre. Pluton, située loin du Soleil, est régie par un cycle saisonnier beaucoup plus long que sur Terre. Surtout, elle reçoit très peu d'énergie, ce qui a pour conséquence que tous les phénomènes à sa surface sont très lents. Pour simuler Pluton sur plusieurs échelles de temps, nous avons donc développé deux modèles numériques de climat complémentaires : un modèle 2D, dédié à l'étude de la surface et des interactions surface-atmosphère, pouvant tourner sur des milliers d'années ; un modèle 3D complet simulant l'atmosphère de Pluton sur une trentaine d'années terrestres. Ce modèle est initialisé à partir des conditions de surface équilibrées obtenues après des milliers d'années simulées avec le modèle 2D. La combinaison possible des résultats du modèle de circulation générale 3D avec le modèle 2D de surface est la force de notre modélisation, qui est la seule actuellement à simuler le climat de Pluton avec cette précision et les cycles complets de l'azote, du méthane, du monoxyde de carbone et de la brume organique.

Ces modèles numériques, qui s'appuient uniquement sur des principes physiques universels, nous ont permis de reproduire et d'expliquer de nombreux phénomènes, atmosphériques et géologiques, observés sur Pluton. Par exemple, l'évolution de la pression de surface d'un facteur 3 entre 1988 et 2015, la formation de la brume organique à l'échelle globale et son extension au pôle nord, et l'allure des profils de température observés près de la surface. Ou encore, l'accumulation de glace d'azote dans le bassin Sputnik Planitia, et de nombreux aspects géologiques associés : l'érosion des montagnes de glaces d'eau par l'activité glaciaire de la calotte au gré des cycles astronomiques de Pluton, les albédos brillants et sombres de la glace, et les petites fosses de sublimation au sud du bassin. Le cycle de méthane a aussi été caractérisé en détails. Sur des échelles de millions d'années, le méthane dans le modèle s'accumule dans Sputnik Planitia et à l'équateur, en accord avec les observations des glaciers aux crêtes acérées à l'est de Tombaugh Regio. Dans l'hémisphère nord, la distribution de la glace de méthane observée est également bien reproduite par le modèle et pourrait correspondre à des givres saisonniers de méthane. La détection du CO dans Sputnik Planitia et celle de l'azote aux moyennes latitudes est également expliquée par nos simulations.

Grâce à nos efforts de modélisation, nous avons donc pu comprendre comment fonctionne Pluton, et comment ce petit corps glacé a façonné son image au cours du temps. Nous avons discerné où les réservoirs de glace pérennes et saisonniers peuvent se former. Nous avons également mis en évidence la

sensibilité du climat de Pluton à certaines conditions de surface. Par exemple, malgré son cœur de glace, Pluton est très sensible : la circulation atmosphérique change en effet radicalement selon la localisation des dépôts de glace d'azote à la surface. Nos derniers résultats suggèrent que l'atmosphère est dominée par une rétro-rotation, plaçant ainsi Pluton dans un régime de circulation unique dans le Système solaire. Durant cette thèse, nous avons également remarqué que Pluton a beaucoup copié ses voisins pour définir son portrait : sa taille, sa densité et ses glaces sont similaires à celles de Triton ; son atmosphère imite Titan pour former de la brume organique ; enfin, on retrouve sur Pluton des processus atmosphériques et géologiques connus sur Mars. La Terre a aussi inspiré Pluton, où des glaciers d'azote très actifs s'écoulent et érodent le paysage, comme ceux de glace d'eau sur Terre. Par contre la planète naine a même fait le contraire de notre planète en plaçant sa calotte de glace d'azote à l'équateur et dans un bassin.

Pluton n'a pas livré tous ses secrets et de nombreuses énigmes demeurent : pourquoi son atmosphère est-elle refroidie à 70 K en altitude ? D'où provient la couleur sombre des tholins observés à l'équateur ? Pourquoi les glaciers de méthane sont-ils observés à l'est de Tombaugh Regio seulement ? Si Pluton fascine, Pluton stimule aussi. Ce monde est très froid, mais est pourtant très actif physiquement et chimiquement. Tous les phénomènes exotiques observés appellent à d'avantage de modélisations mais aussi d'expériences, comme par exemple sur la glace d'azote, dont Pluton est le parfait laboratoire.

Dans les prochaines années, Pluton devra être observée le plus souvent possible, afin de tester nos modèles et continuer à comprendre les facettes de son climat. New Horizons a soulevé plus de questions qu'elle n'en a résolues. On a déjà envie d'y retourner, mais c'est à cela qu'on reconnaît une mission réussie.

## CONCLUSION : PERSPECTIVES

Cette section rassemble les possibles applications des modèles et les développements en cours et liste les limites du modèle actuel tout en proposant des idées de développements futurs. Nous comptons continuer à contribuer au travail d'analyse des données de New Horizons, mais aussi aux données terrestres présentes et à venir. Notre objectif est de continuer à comprendre et caractériser les mécanismes fondamentaux qui régissent les phénomènes météorologiques de Pluton. Nous pouvons également appliquer ces modèles à d'autres objets. En particulier, nous pourrons explorer le climat de Triton, la sœur jumelle de Pluton, et comprendre ce qui la différencie de la planète naine.

### APPLICATIONS AUX KBOs

Nos modèles de climat de Pluton sont facilement applicables à d'autres corps du Système solaire, comme Triton ou autres KBO (Eris, Makemake). Il suffit dans ce cas de changer les paramètres orbitaux et physiques dans le modèle. Des simulations de Triton ont été effectuées avec succès, en adaptant le calcul du point subsolaire à partir des équations données par [Berthier \(1998\)](#). Le climat de Triton sera donc exploré en détails très prochainement. D'autres KBOs peuvent également être « testés » avec le modèle. Eris est un bon candidat. Ce KBO possède un demi grand axe de 67.94 UA, une excentricité de 0.43 et un albédo moyen égal à 0.55. L'azote et le méthane ont été mis en évidence à sa surface. Actuellement situé loin du Soleil (96 UA), aucune atmosphère supérieure à 1 nbar n'a été détectée, mais son albédo suggère que la surface se renouvelle, peut-être par transport d'espèce volatiles lorsqu'il orbite plus près du Soleil ([Johnson et al., 2015](#)). Makemake est également un bon candidat au transport d'espèce volatiles : il possède un demi grand axe de 45.57 AU, une excentricité de 0.16, un albédo moyen assez brillant (0.62) et les glaces de N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> ont été mis en évidence à sa surface. Actuellement à 52 UA, aucune atmosphère supérieure à 12 nbar n'a cependant été mise en évidence ([Johnson et al., 2015](#)). Quaoar, Sedna et 2007 OR10, malgré leur faible albédo de surface (0.07, 0.19, 0.06) pourraient aussi être sujets à du transport d'espèce volatiles ([Johnson et al., 2015](#)).

### DÉVELOPPEMENTS EN COURS

Les développements suivants sont en cours dans nos modèles mais non finalisés :

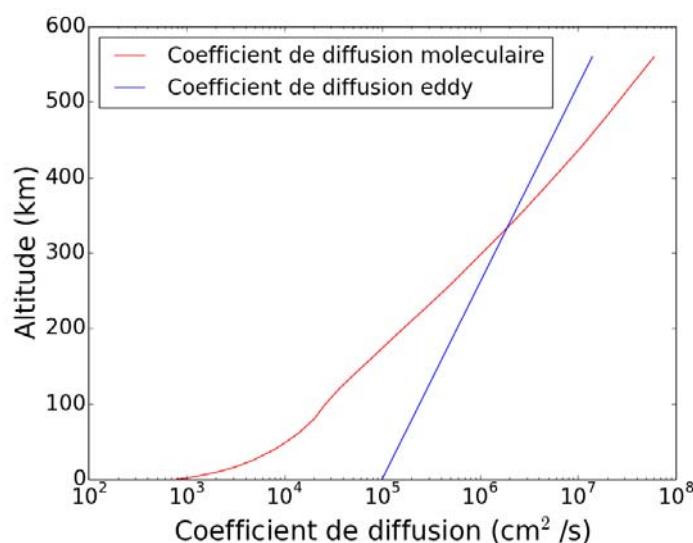
- La prise en compte de la **formation de brume organique est en cours dans le modèle de transport d'espèce volatiles**. Dans le GCM, la brume est déjà modélisée mais ici l'idée est d'estimer la quantité de brume formée et déposée à la surface à partir de la pression de surface, la quantité de méthane atmosphérique, et le flux UV, pour pouvoir simuler des dépôts avec le modèle de transport d'espèce volatiles. Actuellement, le schéma est adapté du schéma développé pour le GCM 3D, en ne considérant qu'une seule couche atmosphérique du modèle (contenant la valeur de rapport de mélange globale du modèle) et en sédimentant directement les particules à la surface, aux latitudes où elles sont formées (là où le flux UV est le plus fort). La prochaine étape est de reproduire l'effet de la sublimation/condensation de l'azote (obtenu avec le GCM) qui « aspire » une grande quantité de ces brumes. On peut ensuite faire varier les albédos de surface en fonction des taux d'accumulation des particules de brumes obtenues.
- La prise en compte de l'**impact radiatif des brumes dans le GCM** est en cours. A l'aide des codes de diffusion pour les particules sphériques et fractales ([Botet et al., 1997](#)), j'ai construit des tables des paramètres optiques des tholins pour différentes longueurs d'onde et taille de particules. J'ai implémenté ces tables dans le GCM de façon à ce que le code de transfert radiatif prenne

en compte les taux de chauffage et de refroidissement provoqués par la présence de brume dans l'atmosphère. Les tests sont en cours.

- **La diffusion moléculaire** est en cours de développement dans le GCM. C'est un phénomène de mouvement vertical des molécules N<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>. Au-dessous de l'homopause, la diffusion des molécules par le mélange lié à la circulation atmosphérique générale domine, et chaque espèce adopte la même échelle de hauteur, définie à partir de la masse molaire moyenne de l'air. Au-dessus de l'homopause, la circulation générale est peu efficace et les espèces se différencient, chacune adoptant sa propre échelle de hauteur à partir de sa masse molaire (la diffusion moléculaire domine, les éléments les plus légers se déplacent plus facilement que les éléments les plus lourds). Il est possible que ce phénomène joue un rôle important dans la distribution verticale des espèces. Dans Wong et al. (2017), l'homopause est même estimée être à la surface. Pour avoir une première idée de l'effet de la diffusion moléculaire, j'ai comparé le coefficient de diffusion moléculaire  $D$  au coefficient de diffusion  $K$  (mélange eddy), utilisé dans les modèles unidimensionnelles de l'atmosphère développés par nos collègues chimistes pour représenter la circulation 3D et la turbulence. Le coefficient  $D$  peut être estimé par :

$$D = \frac{AT^s}{n_{N_2}} \quad (6.8)$$

Avec  $A = 7.34 \times 10^{16} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-s}$  et  $s=0.75$  issus de la littérature (Press, 2011).  $n_{N_2}$  est la densité de l'atmosphère en molec.cm<sup>-3</sup> et  $T$  la température de l'atmosphère, estimés à l'aide des sorties GCM. Le coefficient  $K$  est estimé à partir de données fournie par D. Strobel. La Figure 6.20 compare les deux coefficients. A partir de 300 km, la diffusion moléculaire domine. Afin d'enquêter plus en détail sur le rôle de la diffusion moléculaire sur Pluton, la paramétrisation du processus, issue du modèle martien, a été adaptée pour Pluton et implantée dans le GCM. Les tests effectués en 1D montrent un comportement qualitativement et quantitativement cohérent (le rapport de mélange du méthane, plus léger, augmente avec l'altitude), mais des instabilités surviennent, et leurs causes n'ont pas encore été clairement identifiées. La validation de ce schéma reste donc incomplète.



**FIGURE 6.20** – Estimation des coefficients de diffusion moléculaire (rouge) et eddy (bleu).

## LES LIMITES DU MODÈLE ET FUTURS DÉVELOPPEMENTS

Un premier développement important serait la parallélisation des modèles, qui permettrait de tourner beaucoup plus vite, et rendrait réalisable des simulations globales hautes résolution et des études mésoscales.

### LES MÉLANGES DE GLACE ET LEUR ALBÉDO

Sur Pluton, les glaces se mélangent, subliment, s'écoulent et leur texture et couleur changent en fonction de l'intensité de ces processus, de la température et de la contamination par la brume organique. Les changements d'albédo ont un rôle important sur le climat et doivent être pris en compte dans de futures versions du modèle. Bien sûr, une telle étude est très complexe, car pour rester cohérent il faut bien représenter tous les processus en jeu. Or il y a beaucoup d'éléments à ce sujet qui restent mal compris, comme la formation ou non de fines couches de glace de méthane qui peuvent se former au-dessus des mélanges, la taille des grains, ou encore la quantité de contamination etc....

L'objectif d'un tel projet serait d'améliorer les mécanismes de sublimation / condensation des espèces volatiles N<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub> et de comprendre comment se forment les mélanges de glace observés sur Pluton dans des proportions diverses. Qu'est ce qui contrôle les différentes proportions dans un mélange solide et comment sont impactés les flux de condensation / sublimation ? Par exemple, lorsqu'on sublime une quantité importante de N<sub>2</sub>, une couche enrichie en CH<sub>4</sub> peut se former à la surface. Qu'est ce qui contrôle la pureté et l'épaisseur de cette couche et que devient le flux de sublimation de l'azote ? Dans le modèle actuel, la sublimation dans Sputnik Planitia est à 100% de l'azote et 0% de méthane dans la première couche atmosphérique, ce qui pourrait être loin de la réalité. La physique liée à ces mécanismes est peu connue. (1) La couche de méthane en surface peut bloquer l'absorption d'énergie de l'azote. (2) Si la couche de méthane chauffe, elle peut transmettre de l'énergie à l'azote, qui peut alors continuer de sublimer à travers la couche de méthane. (3) La couche de méthane peut elle-même sublimer... On ne sait donc pas à quel point on peut isoler de l'azote avec du méthane par-dessus...

De plus, les glaces ne se mélangent pas si facilement. Il faut du temps. Par exemple, N<sub>2</sub> ne pénètre pas facilement dans le méthane pur, mais il peut condenser sous une couche surfacique de méthane. A l'échelle d'une saison plutonienne, un volatile condensé se mélange avec les glaces alentours et forme une glace plus compacte. A une échelle moindre, les volatils se condensant forment plutôt des couches de glace superposées les unes aux autres.

Avec le modèle de transport d'espèce volatiles, on peut tester différentes paramétrisations et explorer les comportements dans différents cas de figure. Ces paramétrisations pourront se baser sur des résultats expérimentaux de mélanges de glaces et sur des modèles de transfert radiatif dans les solutions solides, ainsi que sur des modèles martiens.

Une première étape serait d'explorer l'hypothèse d'une couche de méthane bloquant linéairement la sublimation de l'azote, comme suggéré par Trafton (2015). En réalité, les mécanismes sont plus compliqués et une seconde étape serait d'évaluer l'impact sur la condensation et la sublimation de l'azote d'une couche enrichie en méthane sur de la glace d'azote, en appliquant un transfert radiatif à travers ces couches de glace et en évaluant la dissipation d'énergie entre les couches (pertes de charge).

Les résultats pourront être comparés aux données de New Horizons. Pour cette étude, ces données sont limitées dans le sens où on ne sait pas ce qu'il y a sous la couche surfacique observée. Par exemple, il peut y avoir encore de la glace d'azote sous la calotte de méthane pure au pôle nord (Lowell Regio). Il ne suffit que de quelques micromètres de méthane pur à la surface pour ne voir plus que ça dans les spectres. De plus, il est parfois difficile de trancher entre stratification et mélange solide à l'échelle du pixel.

### LE MODÈLE DE TRANSPORT D'ESPÈCE VOLATILES

Cette section liste les limites et futurs développements possibles pour le modèle de transport d'espèce volatiles.

- Un des paramètres du modèle est la masse minimum de glace à partir de laquelle l'albédo de la surface change. Ce paramètre est fixé à  $0.001 \text{ kg.m}^{-2}$ . Cette limite est trop faible : l'azote est assez transparent au départ quand il givre à la surface, et il faudrait donc plutôt une limite de quelques cm, soit au moins  $10 \text{ kg.m}^{-2}$ . Pour le méthane,  $100 \mu\text{m}$ , soit  $0.1 \text{ kg.m}^{-2}$ , paraît raisonnable.
- Dans le modèle de transport d'espèce volatiles, on se place toujours le cas d'une atmosphère « épaisse » où le gaz majoritaire, l'azote, est redistribué instantanément. On considère dans ce cas que le transport de chaleur latente entre l'hémisphère d'hiver et l'hémisphère d'été est toujours assez efficace pour ne pas former de gradient méridional de pression. Cependant, dans le cas d'atmosphères très fines, il est possible que la condensation domine fortement la sublimation (ou l'inverse) et que des gradients de pression importants se forment, comme c'est le cas pour Io dont l'atmosphère issue des panaches volcaniques n'est pas uniforme ([Ingersoll et al., 1985](#)).
- Le mode paléoclimatique du modèle de transport d'espèce volatiles permet de simuler les cycles des glaces sur 30 millions d'années. Cependant, au cours de cette période, seulement quelques mètres de méthane se déplacent à la surface. Pour explorer la formation des glaciers de méthane et simuler leur écoulement, il faut donc faire tourner le modèle sur des centaines de millions d'années avec des réservoirs conséquents de méthane. La parallélisation du modèle permettrait de faire ces simulations en un temps raisonnable.
- La modélisation de l'écoulement des glaciers peut gagner en précision en considérant des gradients de température à l'intérieur du bloc de glace et en ajoutant le cas d'écoulements liquides à la base du glacier.
- Le modèle est également limité par les nombreux paramètres clés du modèle qui ne sont que peu voire pas du tout contraints. Par exemple, l'inertie thermique saisonnière peut être différente pour chaque type de glace. Autre exemple, les glaces dans le modèle ne peuvent se mélanger que dans des proportions fixées, alors qu'en réalité différentes compositions existent. De plus, la loi de Raoult ne domine pas toujours, et la loi de Henry peut être une meilleure approximation. Selon le type de mélange et la taille de grain, les propriétés physiques et thermodynamiques de la glace à la surface changent (et donc les albédos, températures de surface etc...). Il faudrait prendre en compte ces changements dans le modèle et la possibilité de mélanger les glaces de plusieurs façons. Cependant, c'est une enquête difficile car les mécanismes à l'origine restent peu connus.
- Selon les données des albédos de surface, on pourrait séparer avoir un albédo solaire et un albédo infrarouge fixes dans le modèle.
- On peut ajouter un flux géothermique (propagé à partir de la dernière couche de sous-sol ou directement à la surface), estimé sur Pluton à quelques milliwatts par mètres carrés (peut être plus dans Sputnik Planitia où il peut y avoir un flux thermique de convection). Les tests effectués avec un tel flux montrent des variations de température de surface de l'ordre de 0.1 K et de pression de l'ordre de 0.07 Pa.

### LE MODÈLE 3D DE CLIMAT GLOBAL

Cette section liste les limites et futurs développements possibles pour le modèle 3D de l'atmosphère de Pluton.

- L'occultation de Pluton par le spectromètre UV Alice de New Horizons a montré que l'atmosphère de Pluton est très étendue, avec une première absorption par l'azote à 1200 km d'altitude. Dans le GCM, les simulations se font typiquement jusqu'à 600 km d'altitude. Cela correspond à la moitié du rayon de Pluton. Ainsi, l'approximation des plans parallèles pourrait être une hypothèse assez fausse sur Pluton, et il faudrait enquêter sur l'impact d'une telle approximation (des travaux ont été réalisé dans ce sens par [Vangvichith \(2015\)](#)).
- ... De plus, la gravité  $g$  dépend en théorie de l'altitude, mais est gardée constante dans le GCM (sauf pour la sédimentation des brumes). Une amélioration du modèle pourrait donc consister à utiliser un champ 3D de gravité.
- Dans le modèle de transport d'espèce volatiles, le méthane s'accumule dans les dépressions. Or sur Pluton, des processus atmosphériques favorisent la condensation du méthane en altitude, et cela est bien reproduit avec le GCM. Une paramétrisation de ce phénomène pourrait être envisageable pour le reproduire également dans le modèle de transport d'espèce volatiles.
- Dans le GCM, la paramétrisation de la formation des nuages de méthane sur Pluton reste un cas simplifié. Si de nouvelles découvertes sur les nuages de méthane voient le jour, on peut imaginer un schéma plus détaillé. Cela pourrait consister à définir une population de différents rayons de nucléation (avec une fonction de densité), et appliquer pour chacun une barrière de nucléation (qui dépendrait du rayon et de la pression partielle). On pourrait également envisager d'appliquer la méthode des moments ([Montmessin et al., 2004](#); [Listowski et al., 2014](#)), en faisant varier le nombre de nuclei. Pour l'instant, un tel schéma détaillé couterait du temps de calcul (on rajoute un pas de temps microphysique) et n'est pas utile car il n'y a pas assez de donnée sur les nuages pour comparer avec les résultats du modèle.
- On peut également ajouter une population de densité pour les particules de brume organique et représenter les processus microphysiques (nucléation, condensation...). La photochimie peut aussi être un développement futur du GCM pour mieux caractériser les mécanismes menant à la formation des brumes. Le code de photochimie calcule toutes les réactions possibles dans toute la colonne (de haut en bas) et crée les traceurs nécessaires pour chaque espèce formée. Ce travail serait particulièrement utile si par exemple le cycle du méthane, bien représenté par le GCM, joue un rôle important dans les processus photochimiques. Dans ce cas, le couplage GCM + microphysique + photochimie a tout son sens.
- Un autre axe de recherche serait de regarder les effets de la sublimation de l'azote sur le méthane atmosphérique. Comment est-ce que l'air s'enrichit ou s'appauvrit en méthane ? On peut comparer avec les interactions CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O aux pôles de Mars.

---

# ANNEXE A

---

## LA CALENDRIER DE PLUTON

Les dates et les saisons sont exprimées en Longitude solaire ( $L_s$ , en degrés) avec  $L_s=0^\circ$  à partir de l'équinoxe de printemps nord (1988). Dans le GCM, le temps est compté en jours solaire Pluton, ou "had" ou encore "sols" (1 sols = 551854.08 s) à partir de l'équinoxe de printemps nord. Le tableau suivant donne le calendrier détaillé de Pluton et les correspondances entre les différentes dates sols et  $L_s$ .

```
*****
Pluto Calendar
*****  
--> date du périhélie : 1989-09-05 00:00:00  
--> date de l'équinoxe de printemps nord : 2236-02-06 00:00:00  
--> date de départ du calendrier : 1988-02-25 00:00:00  
--> date de fin du calendrier : 2236-02-06 00:00:00  
  
=====  
Paramètres orbitaux  
=====  
Eccentricité = 0.24880766  
Obliquité (deg) = 119.591  
Année Pluton (en années terrestres) = 247.7  
Année Pluton (en jours terrestres) = 90560.085  
Année Pluton (sec) = 7824391344.0  
Anomalie vraie à l'équinoxe (deg) = 356.200303931  
  
--> Convention de Buie:  
Une declinaison positive signifie que le pôle nord est illuminé  
  
=====  
Paramètres du calendrier  
=====  
Pas de temps (en jours terrestres) = 365  
Nombre de pas de temps = 248  
Anomalie vraie à la date t=0 (deg) = 356.194066199  
  
Temps (jours T) Had date terrestre Ls(deg) decli(deg) Distance Soleil (UA)  
*****  
0.0 0.000 1988-02-25 00:00:16 359.994 -0.005 29.671  
365.0 57.145 1989-02-24 00:00:16 2.483 2.159 29.660  
730.0 114.291 1990-02-24 00:00:16 4.974 4.324 29.660  
1095.0 171.436 1991-02-24 00:00:16 7.463 6.485 29.670  
1460.0 228.581 1992-02-24 00:00:16 9.950 8.641 29.692  
1825.0 285.726 1993-02-23 00:00:16 12.432 10.789 29.725  
2190.0 342.872 1994-02-23 00:00:16 14.908 12.927 29.769  
2555.0 400.017 1995-02-23 00:00:16 17.375 15.051 29.824  
2920.0 457.162 1996-02-23 00:00:16 19.833 17.159 29.890  
3285.0 514.307 1997-02-22 00:00:16 22.279 19.248 29.966  
3650.0 571.453 1998-02-22 00:00:16 24.711 21.317 30.053  
4015.0 628.598 1999-02-22 00:00:16 27.129 23.361 30.149
```

4380.0	685.743	2000-02-22 00:00:16	29.531	25.379	30.256
4745.0	742.889	2001-02-21 00:00:16	31.915	27.368	30.372
5110.0	800.034	2002-02-21 00:00:16	34.280	29.326	30.498
5475.0	857.179	2003-02-21 00:00:16	36.625	31.249	30.633
5840.0	914.324	2004-02-21 00:00:16	38.949	33.136	30.776
6205.0	971.470	2005-02-20 00:00:16	41.250	34.984	30.928
6570.0	1028.615	2006-02-20 00:00:16	43.528	36.790	31.089
6935.0	1085.760	2007-02-20 00:00:16	45.783	38.552	31.257
7300.0	1142.905	2008-02-20 00:00:16	48.013	40.267	31.432
7665.0	1200.051	2009-02-19 00:00:16	50.217	41.932	31.615
8030.0	1257.196	2010-02-19 00:00:16	52.396	43.544	31.804
8395.0	1314.341	2011-02-19 00:00:16	54.549	45.102	32.000
8760.0	1371.487	2012-02-19 00:00:16	56.675	46.601	32.202
9125.0	1428.632	2013-02-18 00:00:16	58.774	48.039	32.409
9490.0	1485.777	2014-02-18 00:00:16	60.846	49.412	32.622
9855.0	1542.922	2015-02-18 00:00:16	62.891	50.718	32.840
10220.0	1600.068	2016-02-18 00:00:16	64.908	51.954	33.063
10585.0	1657.213	2017-02-17 00:00:16	66.899	53.115	33.290
10950.0	1714.358	2018-02-17 00:00:16	68.862	54.200	33.521
11315.0	1771.503	2019-02-17 00:00:16	70.798	55.204	33.756
11680.0	1828.649	2020-02-17 00:00:16	72.707	56.126	33.994
12045.0	1885.794	2021-02-16 00:00:16	74.589	56.962	34.235
12410.0	1942.939	2022-02-16 00:00:16	76.445	57.710	34.479
12775.0	2000.085	2023-02-16 00:00:16	78.275	58.367	34.725
13140.0	2057.230	2024-02-16 00:00:16	80.079	58.933	34.974
13505.0	2114.375	2025-02-15 00:00:16	81.857	59.407	35.224
13870.0	2171.520	2026-02-15 00:00:16	83.610	59.788	35.476
14235.0	2228.666	2027-02-15 00:00:16	85.338	60.077	35.730
14600.0	2285.811	2028-02-15 00:00:16	87.042	60.275	35.984
14965.0	2342.956	2029-02-14 00:00:16	88.722	60.384	36.240
15330.0	2400.102	2030-02-14 00:00:16	90.379	60.407	36.496
15695.0	2457.247	2031-02-14 00:00:16	92.012	60.347	36.752
16060.0	2514.392	2032-02-14 00:00:16	93.622	60.208	37.009
16425.0	2571.537	2033-02-13 00:00:16	95.211	59.995	37.266
16790.0	2628.683	2034-02-13 00:00:16	96.777	59.711	37.523
17155.0	2685.828	2035-02-13 00:00:16	98.323	59.363	37.779
17520.0	2742.973	2036-02-13 00:00:16	99.847	58.955	38.035
17885.0	2800.118	2037-02-12 00:00:16	101.351	58.491	38.290
18250.0	2857.264	2038-02-11 23:58:08	102.836	57.978	38.544
18615.0	2914.409	2039-02-12 00:00:16	104.301	57.419	38.797
18980.0	2971.554	2040-02-11 23:58:08	105.747	56.818	39.049
19345.0	3028.699	2041-02-11 00:00:16	107.174	56.181	39.299
19710.0	3085.845	2042-02-10 23:58:08	108.584	55.511	39.548
20075.0	3142.990	2043-02-11 00:00:16	109.976	54.811	39.796
20440.0	3200.135	2044-02-10 23:58:08	111.350	54.086	40.042
20805.0	3257.281	2045-02-10 00:00:16	112.708	53.337	40.286
21170.0	3314.426	2046-02-09 23:58:08	114.050	52.569	40.528
21535.0	3371.571	2047-02-10 00:00:16	115.376	51.783	40.768
21900.0	3428.716	2048-02-09 23:58:08	116.686	50.982	41.005
22265.0	3485.862	2049-02-09 00:00:16	117.982	50.167	41.241
22630.0	3543.007	2050-02-08 23:58:08	119.263	49.341	41.474
22995.0	3600.152	2051-02-09 00:00:16	120.529	48.506	41.705
23360.0	3657.297	2052-02-08 23:58:08	121.782	47.662	41.933
23725.0	3714.443	2053-02-08 00:00:16	123.021	46.812	42.158
24090.0	3771.588	2054-02-07 23:58:08	124.247	45.956	42.381
24455.0	3828.733	2055-02-08 00:00:16	125.460	45.095	42.601
24820.0	3885.879	2056-02-07 23:58:08	126.661	44.231	42.818
25185.0	3943.024	2057-02-07 00:00:16	127.850	43.364	43.033

25550.0	4000.169	2058-02-06 23:58:08	129.027	42.495	43.244
25915.0	4057.314	2059-02-07 00:00:16	130.193	41.624	43.452
26280.0	4114.459	2060-02-06 23:58:08	131.348	40.753	43.657
26645.0	4171.605	2061-02-06 00:00:16	132.492	39.881	43.859
27010.0	4228.750	2062-02-05 23:58:08	133.626	39.010	44.058
27375.0	4285.896	2063-02-06 00:00:16	134.749	38.139	44.254
27740.0	4343.041	2064-02-05 23:58:08	135.863	37.269	44.446
28105.0	4400.186	2065-02-05 00:00:16	136.967	36.400	44.635
28470.0	4457.331	2066-02-04 23:58:08	138.062	35.532	44.821
28835.0	4514.477	2067-02-05 00:00:16	139.148	34.666	45.003
29200.0	4571.622	2068-02-04 23:58:08	140.225	33.802	45.182
29565.0	4628.767	2069-02-04 00:00:16	141.294	32.940	45.357
29930.0	4685.913	2070-02-03 23:58:08	142.355	32.080	45.529
30295.0	4743.058	2071-02-04 00:00:16	143.408	31.222	45.697
30660.0	4800.203	2072-02-03 23:58:08	144.453	30.367	45.862
31025.0	4857.348	2073-02-03 00:00:16	145.491	29.514	46.023
31390.0	4914.494	2074-02-02 23:58:08	146.522	28.664	46.180
31755.0	4971.639	2075-02-03 00:00:16	147.546	27.816	46.334
32120.0	5028.784	2076-02-02 23:58:08	148.563	26.971	46.484
32485.0	5085.929	2077-02-02 00:00:16	149.574	26.128	46.630
32850.0	5143.075	2078-02-01 23:58:08	150.578	25.288	46.773
33215.0	5200.220	2079-02-02 00:00:16	151.576	24.450	46.912
33580.0	5257.365	2080-02-01 23:58:08	152.569	23.616	47.047
33945.0	5314.510	2081-02-01 00:00:16	153.556	22.783	47.178
34310.0	5371.656	2082-01-31 23:58:08	154.537	21.953	47.306
34675.0	5428.801	2083-02-01 00:00:16	155.514	21.126	47.429
35040.0	5485.946	2084-01-31 23:58:08	156.485	20.301	47.549
35405.0	5543.091	2085-01-31 00:00:16	157.452	19.478	47.665
35770.0	5600.237	2086-01-30 23:58:08	158.414	18.658	47.777
36135.0	5657.382	2087-01-31 00:00:16	159.371	17.840	47.885
36500.0	5714.527	2088-01-30 23:58:08	160.324	17.025	47.989
36865.0	5771.672	2089-01-30 00:00:16	161.274	16.211	48.090
37230.0	5828.818	2090-01-29 23:58:08	162.219	15.400	48.186
37595.0	5885.963	2091-01-30 00:00:16	163.161	14.590	48.279
37960.0	5943.108	2092-01-29 23:58:08	164.099	13.783	48.367
38325.0	6000.253	2093-01-29 00:00:16	165.033	12.978	48.452
38690.0	6057.399	2094-01-28 23:58:08	165.965	12.174	48.533
39055.0	6114.544	2095-01-29 00:00:16	166.894	11.372	48.609
39420.0	6171.689	2096-01-28 23:58:08	167.819	10.572	48.682
39785.0	6228.835	2097-01-28 00:00:16	168.742	9.774	48.751
40150.0	6285.980	2098-01-27 23:58:08	169.663	8.977	48.815
40515.0	6343.125	2099-01-28 00:00:16	170.581	8.181	48.876
40880.0	6400.271	2100-01-27 23:58:08	171.497	7.387	48.933
41245.0	6457.416	2101-01-28 00:00:16	172.411	6.595	48.986
41610.0	6514.561	2102-01-27 23:58:08	173.323	5.803	49.034
41975.0	6571.707	2103-01-28 00:00:16	174.233	5.013	49.079
42340.0	6628.852	2104-01-27 23:58:08	175.142	4.223	49.120
42705.0	6685.997	2105-01-27 00:00:16	176.049	3.435	49.156
43070.0	6743.142	2106-01-26 23:58:08	176.955	2.647	49.189
43435.0	6800.288	2107-01-27 00:00:16	177.860	1.861	49.218
43800.0	6857.433	2108-01-27 00:02:24	178.764	1.075	49.242
44165.0	6914.578	2109-01-25 23:56:00	179.667	0.290	49.263
44530.0	6971.723	2110-01-25 23:58:08	180.569	-0.495	49.279
44895.0	7028.869	2111-01-26 00:00:16	181.471	-1.279	49.292
45260.0	7086.014	2112-01-26 00:02:24	182.373	-2.063	49.300
45625.0	7143.159	2113-01-24 23:56:00	183.274	-2.846	49.304
45990.0	7200.304	2114-01-24 23:58:08	184.175	-3.630	49.305
46355.0	7257.450	2115-01-25 00:00:16	185.076	-4.413	49.301

46720.0	7314.595	2116-01-25 00:02:24	185.978	-5.196	49.293
47085.0	7371.740	2117-01-23 23:56:00	186.879	-5.979	49.281
47450.0	7428.885	2118-01-23 23:58:08	187.782	-6.762	49.266
47815.0	7486.031	2119-01-24 00:00:16	188.685	-7.545	49.246
48180.0	7543.176	2120-01-24 00:02:24	189.588	-8.328	49.222
48545.0	7600.321	2121-01-22 23:56:00	190.493	-9.112	49.194
48910.0	7657.466	2122-01-22 23:58:08	191.399	-9.896	49.162
49275.0	7714.612	2123-01-23 00:00:16	192.306	-10.680	49.126
49640.0	7771.757	2124-01-23 00:02:24	193.214	-11.466	49.086
50005.0	7828.902	2125-01-21 23:56:00	194.124	-12.251	49.042
50370.0	7886.048	2126-01-21 23:58:08	195.036	-13.038	48.994
50735.0	7943.193	2127-01-22 00:00:16	195.950	-13.825	48.942
51100.0	8000.338	2128-01-22 00:02:24	196.865	-14.612	48.886
51465.0	8057.483	2129-01-20 23:56:00	197.783	-15.401	48.826
51830.0	8114.629	2130-01-20 23:58:08	198.703	-16.191	48.762
52195.0	8171.774	2131-01-21 00:00:16	199.626	-16.982	48.694
52560.0	8228.919	2132-01-21 00:02:24	200.551	-17.773	48.622
52925.0	8286.064	2133-01-19 23:56:00	201.479	-18.566	48.546
53290.0	8343.210	2134-01-19 23:58:08	202.410	-19.360	48.466
53655.0	8400.355	2135-01-20 00:00:16	203.344	-20.156	48.382
54020.0	8457.500	2136-01-20 00:02:24	204.282	-20.952	48.294
54385.0	8514.646	2137-01-18 23:56:00	205.223	-21.750	48.202
54750.0	8571.791	2138-01-18 23:58:08	206.168	-22.549	48.106
55115.0	8628.937	2139-01-19 00:00:16	207.116	-23.350	48.006
55480.0	8686.081	2140-01-19 00:02:24	208.069	-24.152	47.903
55845.0	8743.227	2141-01-17 23:56:00	209.026	-24.956	47.795
56210.0	8800.372	2142-01-17 23:58:08	209.987	-25.761	47.684
56575.0	8857.518	2143-01-18 00:00:16	210.952	-26.567	47.569
56940.0	8914.662	2144-01-18 00:02:24	211.923	-27.375	47.450
57305.0	8971.808	2145-01-16 23:56:00	212.899	-28.184	47.327
57670.0	9028.953	2146-01-16 23:58:08	213.879	-28.995	47.200
58035.0	9086.099	2147-01-17 00:00:16	214.865	-29.808	47.069
58400.0	9143.243	2148-01-17 00:02:24	215.857	-30.621	46.935
58765.0	9200.389	2149-01-15 23:56:00	216.854	-31.436	46.796
59130.0	9257.534	2150-01-15 23:58:08	217.858	-32.253	46.654
59495.0	9314.680	2151-01-16 00:00:16	218.867	-33.071	46.509
59860.0	9371.825	2152-01-16 00:02:24	219.883	-33.889	46.359
60225.0	9428.970	2153-01-14 23:56:00	220.906	-34.709	46.206
60590.0	9486.115	2154-01-14 23:58:08	221.935	-35.530	46.049
60955.0	9543.261	2155-01-15 00:00:16	222.972	-36.351	45.889
61320.0	9600.406	2156-01-15 00:02:24	224.016	-37.174	45.725
61685.0	9657.551	2157-01-13 23:56:00	225.068	-37.996	45.557
62050.0	9714.696	2158-01-13 23:58:08	226.127	-38.819	45.386
62415.0	9771.842	2159-01-14 00:00:16	227.195	-39.641	45.211
62780.0	9828.987	2160-01-14 00:02:24	228.271	-40.463	45.033
63145.0	9886.132	2161-01-12 23:56:00	229.355	-41.285	44.852
63510.0	9943.277	2162-01-12 23:58:08	230.449	-42.105	44.667
63875.0	10000.423	2163-01-13 00:00:16	231.551	-42.923	44.478
64240.0	10057.568	2164-01-13 00:02:24	232.663	-43.740	44.286
64605.0	10114.713	2165-01-11 23:56:00	233.785	-44.554	44.091
64970.0	10171.858	2166-01-11 23:58:08	234.917	-45.365	43.893
65335.0	10229.004	2167-01-12 00:00:16	236.060	-46.171	43.691
65700.0	10286.149	2168-01-12 00:02:24	237.213	-46.973	43.487
66065.0	10343.294	2169-01-10 23:56:00	238.376	-47.770	43.279
66430.0	10400.439	2170-01-10 23:58:08	239.552	-48.560	43.068
66795.0	10457.585	2171-01-11 00:00:16	240.739	-49.342	42.854
67160.0	10514.730	2172-01-11 00:02:24	241.938	-50.116	42.638
67525.0	10571.875	2173-01-09 23:56:00	243.149	-50.879	42.418

67890.0	10629.021	2174-01-09 23:58:08	244.373	-51.631	42.196
68255.0	10686.166	2175-01-10 00:00:16	245.610	-52.370	41.971
68620.0	10743.312	2176-01-10 00:02:24	246.860	-53.093	41.743
68985.0	10800.456	2177-01-08 23:56:00	248.124	-53.800	41.513
69350.0	10857.602	2178-01-08 23:58:08	249.403	-54.487	41.280
69715.0	10914.747	2179-01-09 00:00:16	250.695	-55.153	41.045
70080.0	10971.893	2180-01-09 00:02:24	252.003	-55.795	40.808
70445.0	11029.038	2181-01-07 23:56:00	253.327	-56.409	40.568
70810.0	11086.183	2182-01-07 23:58:08	254.666	-56.994	40.326
71175.0	11143.328	2183-01-08 00:00:16	256.021	-57.546	40.083
71540.0	11200.474	2184-01-08 00:02:24	257.393	-58.060	39.837
71905.0	11257.619	2185-01-06 23:56:00	258.782	-58.535	39.590
72270.0	11314.764	2186-01-06 23:58:08	260.188	-58.965	39.341
72635.0	11371.909	2187-01-07 00:00:16	261.613	-59.347	39.091
73000.0	11429.055	2188-01-07 00:02:24	263.056	-59.677	38.839
73365.0	11486.200	2189-01-05 23:56:00	264.517	-59.951	38.586
73730.0	11543.345	2190-01-05 23:58:08	265.998	-60.164	38.332
74095.0	11600.490	2191-01-06 00:00:16	267.499	-60.313	38.077
74460.0	11657.636	2192-01-06 00:02:24	269.020	-60.394	37.822
74825.0	11714.781	2193-01-04 23:56:00	270.562	-60.404	37.565
75190.0	11771.926	2194-01-04 23:58:08	272.125	-60.340	37.309
75555.0	11829.071	2195-01-05 00:00:16	273.710	-60.198	37.052
75920.0	11886.217	2196-01-05 00:02:24	275.317	-59.978	36.795
76285.0	11943.362	2197-01-03 23:56:00	276.946	-59.677	36.539
76650.0	12000.507	2198-01-03 23:58:08	278.599	-59.294	36.282
77015.0	12057.652	2199-01-04 00:00:16	280.275	-58.829	36.027
77380.0	12114.798	2200-01-04 00:02:24	281.975	-58.283	35.772
77745.0	12171.943	2201-01-03 23:56:00	283.699	-57.654	35.518
78110.0	12229.088	2202-01-03 23:58:08	285.448	-56.946	35.266
78475.0	12286.233	2203-01-04 00:00:16	287.222	-56.159	35.015
78840.0	12343.379	2204-01-04 00:02:24	289.021	-55.295	34.766
79205.0	12400.524	2205-01-02 23:56:00	290.847	-54.355	34.520
79570.0	12457.670	2206-01-02 23:58:08	292.698	-53.343	34.275
79935.0	12514.814	2207-01-03 00:00:16	294.576	-52.260	34.034
80300.0	12571.960	2208-01-03 00:02:24	296.481	-51.109	33.795
80665.0	12629.105	2209-01-01 23:56:00	298.412	-49.892	33.560
81030.0	12686.251	2210-01-01 23:58:08	300.371	-48.611	33.328
81395.0	12743.396	2211-01-02 00:00:16	302.357	-47.270	33.101
81760.0	12800.541	2212-01-02 00:02:24	304.370	-45.870	32.877
82125.0	12857.687	2212-12-31 23:56:00	306.410	-44.413	32.658
82490.0	12914.832	2213-12-31 23:58:08	308.477	-42.902	32.445
82855.0	12971.977	2215-01-01 00:00:16	310.572	-41.339	32.236
83220.0	13029.122	2216-01-01 00:02:24	312.693	-39.727	32.033
83585.0	13086.268	2216-12-30 23:56:00	314.842	-38.067	31.836
83950.0	13143.413	2217-12-30 23:58:08	317.016	-36.361	31.646
84315.0	13200.558	2218-12-31 00:00:16	319.216	-34.611	31.462
84680.0	13257.703	2219-12-31 00:02:24	321.442	-32.821	31.285
85045.0	13314.849	2220-12-29 23:56:00	323.692	-30.990	31.116
85410.0	13371.994	2221-12-29 23:58:08	325.967	-29.122	30.955
85775.0	13429.139	2222-12-30 00:00:16	328.265	-27.219	30.801
86140.0	13486.284	2223-12-30 00:02:24	330.585	-25.282	30.656
86505.0	13543.430	2224-12-28 23:56:00	332.926	-23.314	30.520
86870.0	13600.575	2225-12-28 23:58:08	335.288	-21.317	30.393
87235.0	13657.720	2226-12-29 00:00:16	337.669	-19.293	30.275
87600.0	13714.865	2227-12-29 00:02:24	340.068	-17.244	30.167
87965.0	13772.011	2228-12-27 23:56:00	342.483	-15.173	30.068
88330.0	13829.156	2229-12-27 23:58:08	344.913	-13.081	29.980
88695.0	13886.301	2230-12-28 00:00:16	347.357	-10.972	29.902

---

89060.0	13943.446	2231-12-28 00:02:24	349.813	-8.847	29.835
89425.0	14000.592	2232-12-26 23:56:00	352.279	-6.709	29.778
89790.0	14057.737	2233-12-26 23:58:08	354.753	-4.561	29.732
90155.0	14114.883	2234-12-27 00:00:16	357.234	-2.405	29.697
90520.0	14172.027	2235-12-27 00:02:24	359.720	-0.243	29.673

---

## ANNEXE B

---

# PUBLICATIONS ET CONFÉRENCES

### Publications en premier auteur

- **Bertrand, T.** and Forget, F., 2016. Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes. *Nature*, 540, 86-89.
- **Bertrand, T.** and Forget, F., 2017. 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere. *Icarus*.

### Publications en co-auteur

- Forget, F., **Bertrand, T.**, Vangyichith, M., Leconte, J., Millour M. and Lellouch E., 2017. A post-New Horizons Global climate model of Pluto including the N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO cycles. *Icarus*.
- White, O., L., Moore, J., M., McKinnon, W., B., Spencer, J., R., Howard, A., D., Schenk, P., M., Beyer, R., A., Nimmo, F., Singer, K., N., Umurhan, O., M., Stern, S., A., Ennico, K., Olkin, C., B., Weaver, H., A., Young, L., A., F. Cheng, A., F., **Bertrand, T.**, Binzel, R., P., Earle, A., M., Grundy, W., M., Lauer, T., R., Protopapa, S., Robbins, S., J., Schmitt, B., and the New Horizons Science Team, 2017. Geological mapping of Sputnik Planitia on Pluto. *Icarus*.
- Moore, J. M., Howard, A. D., Umurhan, O. M., White, O. L., Schenk, P. M., Beyer, R. A., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Singer, K., Grundy, W. M., Earle, A. M., Schmitt, B., Protopapa, S., Nimmo, F., Young, L. A., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Collins G., **Bertrand, T.**, Forget, F. and the New Horizons Science Team. Bladed terrain on Pluto : Possible origins and evolution. *Soumis à Icarus*.

### Publications en préparation

- **Bertrand, T.** et al. The nitrogen cycles on Pluto over the astronomical timescales. Cet article correspond aux résultats présentés dans le Chapitre 4.
- **Bertrand, T.** et al. High resolution GCM simulations of Pluto's atmosphere. Cet article correspond aux résultats présentés dans le Chapitre 5, Section 3.
- **Bertrand, T.** et al. Paleoclimate simulations of Pluto including the N<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> cycles. Cet article correspond aux résultats présentés dans la discussion du Chapitre 4.

### Vulgarisation

- **Bertrand, T.** et Forget, F. Pluton explorée aussi en version numérique. *La Recherche*, Septembre 2017, N°527.

- **Bertrand, T.** et Forget, F. Simuler Pluton pour comprendre son climat. *Hors série La Recherche : le Système solaire et ses planètes*, Septembre 2017.
- Participation à la rédaction d'articles de vulgarisation pour le magazine *Pour la Science* (Pluton a-t-elle basculé et cache-t-elle un océan ?) et *Science et Vie Junior*.

Pendant ma thèse, j'ai eu la chance de pouvoir présenter mes travaux à différentes conférences ainsi qu'à des réunions d'équipe New Horizons.

## Conférences scientifiques

- DPS, Washington, Novembre 2015, poster : Modeling the seasonal evolution of the surface distribution of N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO ices on Pluto to interpret New Horizons observations.
- EGU, Vienne, Avril 2016, présentation orale : A 3D Global Climate Model of the Pluto atmosphere coupled to a volatile transport model to interpret New Horizons observations, including the N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO cycles and the formation of organic hazes.
- DPS-EPSC, Pasadena, Septembre 2016, présentation orale : Investigating the present and past glacial and frost activity on Pluto with a volatile transport model.
- Workshop Ices in the solar system, Madrid, Janvier 2017, présentation orale : Investigating the present and past glacial and frost activity on Pluto with a volatile transport model.
- Conférence grand public au pavillon des sciences à Belfort.

## Réunions d'équipes New Horizons (présentations orales)

- Observatoire de Flagstaff, Arizona, USA, Juillet 2016
- Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory, Washington, USA, Janvier 2017
- Lunar Planetary Institute, Houston, USA, Avril 2017

## Séminaires invité

J'ai également pu présenter mes travaux lors de séminaires au LESIA (Meudon, Paris), à l'IPAG (Grenoble) et au Laboratoire Leprince-Ringuet (Saclay).

# Bibliographie

- Andreae, M. O. (2009). Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 9 :543–556. [75](#)
- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics : Advances in Research and Applications*, 17 :173 – 265. [66](#)
- Aumann, H. H. and Walker, R. G. (1987). IRAS observations of the Pluto-Charon system. *Astrophys. J.*, 94 :1088–1091. [12](#)
- Bagena, F., Horányi, M., McComas, D. J., McNutt, R. L., Elliott, H. A., Hill, M. E., Brown, L. E., Delamere, P. A., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusterer, M., Lisse, C. M., Mitchell, D. G., Piquette, M., Poppe, A. R., Strobel, D. F., Szalay, J. R., Valek, P., Vandegriff, J., Weidner, S., Zirnstein, E. J., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Gladstone, G. R., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Spencer, J. R., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Beyer, R. A., Bhaskaran, S., Binzel, R. P., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Bray, V. J., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Buie, M. W., Buratti, B. J., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Cheng, A. F., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Custodio, O. S., Dalle Ore, C. M., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Greathouse, T., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hinson, D. P., Holdridge, M. E., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kusnierzewicz, D., Lauer, T. R., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Linscott, I. R., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nimmo, F., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Parker, A. H., Parker, J. W., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Porter, S. B., Protopapa, S., Redfern, J., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Roberts, J. H., Robbins, S. J., Rogers, G., Rose, D., Runyon, K., Rutherford, K. D., Ryschkewitsch, M. G., Schenck, P., Schindhelm, E., Sepan, B., Showalter, M. R., Singer, K. N., Soluri, M., Stanbridge, D., Steffl, A. J., Stryk, T., Summers, M. E., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Tyler, G. L., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weigle, G. E., White, O. L., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Woods, W. W., and Zangari, A. M. (2016). Pluto' interaction with its space environment : Solar wind, energetic particles, and dust. *Science*, 351 :aad9045. [55](#)
- Berthier, J. (1998). Serveur d'éphémérides du Bureau des Longitudes - Volume 2 - Définitions relatives aux éphémérides pour l'observation physique des corps du système solaire. *Notes Scientifiques et Techniques du Bureau des Longitudes,(ISSN 1243-4272), #S061. ISBN 2-910015-21*, 1998, 30 pp., 61. [212](#)
- Bertrand, T. and Forget, F. (2016). Observed glacier and volatile distribution on Pluto from atmosphere-topography processes. *Nature*, 987. [42](#), [109](#), [110](#), [111](#), [125](#), [132](#), [133](#), [134](#), [136](#), [177](#), [186](#)
- Bertrand, T. and Forget, F. (2017). 3D modeling of organic haze in Pluto's atmosphere. *Icarus*, 287 :72–86. [52](#), [75](#), [143](#)

- Binzel, R. P. (1990). Long-Term Seasonal Variations on Pluto. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, volume 22 of *Bulletin of the American Astron. Soc.*, page 1128. 15
- Binzel, R. P., DeMeo, F. E., Burt, B. J., Cloutis, E. A., Rozitis, B., Burbine, T. H., Campins, H., Clark, B. E., Emery, J. P., Hergenrother, C. W., Howell, E. S., Lauretta, D. S., Nolan, M. C., Mansfield, M., Pietrasz, V., Polishook, D., and Scheeres, D. J. (2015). Spectral slope variations for OSIRIS-REx target Asteroid (101955) Bennu : Possible evidence for a fine-grained regolith equatorial ridge. *Icarus*, 256 :22–29. 17
- Binzel, R. P., Earle, A. M., Buie, M. W., Young, L. A., Stern, S. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Moore, J. M., Grundy, W., Weaver, H. A., Lisse, C. M., and Lauer, T. R. (2017). Climate zones on Pluto and Charon. *Icarus*, 287 :30–36. 17, 109, 110, 112
- Bosh, A. S., Person, M. J., Levine, S. E., Zuluaga, C. A., Zangari, A. M., Gulbis, A. A. S., Schaefer, G. H., Dunham, E. W., Babcock, B. A., Davis, A. B., Pasachoff, J. M., Rojo, P., Servajean, E., Förster, F., Oswalt, T., Batcheldor, D., Bell, D., Bird, P., Fey, D., Fulwider, T., Geisert, E., Hastings, D., Keuhler, C., Mizusawa, T., Solenski, P., and Watson, B. (2015). The state of Pluto’s atmosphere in 2012-2013. *Icarus*, 246 :237–246. 10
- Botet, R., Rannou, P., and Cabane, M. (1997). Mean-field approximation of mie scattering by fractal aggregates of identical spheres. *Appl. Opt.*, 36(33) :8791–8797. 191, 212
- Bouley, S., Baratoux, D., Matsuyama, I., Forget, F., Séjourné, A., Turbet, M., and Costard, F. (2016). Late Tharsis Formation and New Perspectives for Early Mars. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 18 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 8530. 42
- Boursier, C., Ménard, J., Doyennette, L., and Menard-Bourcin, F. (2003). Rovibrational Relaxation of Methane in CH<sub>4</sub> N<sub>2</sub> Mixtures : Time-Resolved IR IR Double-Resonance Measurements at 193 K and Kinetic Modeling. *The Journal of Physical Chemistry A*, 107(27) :5280 5290. 77
- Broadfoot, A. L., Atreya, S. K., Bertaux, J. L., Blamont, J. E., Dessler, A. J., Donahue, T. M., Forrester, W. T., Hall, D. T., Herbert, F., Holberg, J. B., Hunten, D. M., Krasnopolsky, V. A., Linick, S., Lunine, J. I., McConnell, J. C., Moos, H. W., Sandel, B. R., Schneider, N. M., Shemansky, D. E., Smith, G. R., Strobel, D. F., and Yelle, R. V. (1989). Ultraviolet spectrometer observations of Neptune and Triton. *Science*, 246 :1459–1466. 185
- Brosch, N. (1995). The 1985 stellar occultation by pluto. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 276 :571–578. 9
- Brozović, M., Showalter, M. R., Jacobson, R. A., and Buie, M. W. (2015). The orbits and masses of satellites of Pluto. *Icarus*, 246 :317–329. 18
- Buie, M. W., Grundy, W. M., Young, E. F., Young, L. A., and Stern, S. A. (2010). Pluto and Charon with the Hubble Space Telescope. II. Resolving Changes on Pluto’s Surface and a Map for Charon. *Astrophys. J.*, 139 :1128–1143. 12, 14, 96, 101
- Buie, M. W. and Tholen, D. J. (1989). The surface albedo distribution of Pluto. *Icarus*, 79 :23–37. 7
- Buie, M. W., Tholen, D. J., and Horne, K. (1992). Albedo maps of Pluto and Charon - Initial mutual event results. *Icarus*, 97 :211–227. 7, 95, 96, 101
- Buie, M. W., Tholen, D. J., and Wasserman, L. H. (1997). Separate Lightcurves of Pluto and Charon. *Icarus*, 125 :233–244. 111, 186

- Buratti, B. J., Hofgartner, J. D., Hicks, M. D., Weaver, H. A., Stern, S. A., Momary, T., Mosher, J. A., Beyer, R. A., Verbiscer, A. J., Zangari, A. M., Young, L. A., Lissee, C. M., Singer, K., Cheng, A., Grundy, W., Ennico, K., and Olkin, C. B. (2017). Global albedos of Pluto and Charon from LORRI New Horizons observations. *Icarus*, 287 :207–217. [46](#), [47](#), [137](#), [153](#)
- Cheng, A. F., Summers, M. E., Gladstone, G. R., Strobel, D. F., Young, L. A., Lavvas, P., Kammer, J. A., Lissee, C. M., Parker, A. H., Young, E. F., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., and Ennico, K. (2016). Haze Layers in Pluto’s Atmosphere. In *Lunar and Planetary Science Conference*, volume 47 of *Lunar and Planetary Science Conference*, page 2316. [179](#)
- Cheng, A. F., Summers, M. E., Gladstone, G. R., Strobel, D. F., Young, L. A., Lavvas, P., Kammer, J. A., Lissee, C. M., Parker, A. H., Young, E. F., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., and Ennico, K. (2017). Haze in Pluto’s atmosphere. *Icarus*, 290 :112–133. [51](#), [52](#), [53](#)
- Christy, J. W. and Harrington, R. S. (1978). The satellite of Pluto. *Astrophys. J.*, 83 :1005. [6](#)
- Cleaves, H. J., Neish, C., Callahan, M. P., Parker, E., Fernández, F. M., and Dworkin, J. P. (2014). Amino acids generated from hydrated Titan tholins : Comparison with Miller-Urey electric discharge products. *Icarus*, 237 :182–189. [35](#)
- Coates, A. J., Crary, F. J., Lewis, G. R., Young, D. T., Waite, J. H., and Sittler, E. C. (2007). Discovery of heavy negative ions in Titan’s ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 34 :22103. [178](#)
- Coll, P., Coscia, D., Smith, N., Gazeau, M.-C., Ramírez, S. I., Cernogora, G., Israël, G., and Raulin, F. (1999). Experimental laboratory simulation of Titan’s atmosphere : aerosols and gas phase. *Plan. & Space Sci.*, 47 :1331–1340. [179](#), [184](#)
- Cooper, J. F., Christian, E. R., Richardson, J. D., and Wang, C. (2003). Proton Irradiation of Centaur, Kuiper Belt, and Oort Cloud Objects at Plasma to Cosmic Ray Energy. *Earth Moon and Planets*, 92 :261–277. [204](#)
- Cours, T., Burgalat, J., Rannou, P., Rodriguez, S., Brahic, A., and West, R. A. (2011). Dual Origin of Aerosols in Titan’s Detached Haze Layer. *Astrophys. J.*, 741 :L32. [180](#)
- Crary, F. J., Magee, B. A., Mandt, K., Waite, J. H., Westlake, J., and Young, D. T. (2009). Heavy ions, temperatures and winds in Titan’s ionosphere : Combined Cassini CAPS and INMS observations. *Plan. & Space Sci.*, 57 :1847–1856. [178](#)
- Cravens, T. E., Robertson, I. P., Waite, J. H., Yelle, R. V., Kasprzak, W. T., Keller, C. N., Ledvina, S. A., Niemann, H. B., Luhmann, J. G., McNutt, R. L., Ip, W.-H., De La Haye, V., Mueller-Wodarg, I., Wahlgren, J.-E., Anicich, V. G., and Vuitton, V. (2006). Composition of Titan’s ionosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 33 :7105. [178](#)
- Cruikshank, D. P., Pilcher, C. B., and Morrison, D. (1976). Pluto - Evidence for methane frost. *Science*, 194 :835–837. [6](#), [12](#)
- Cruikshank, D. P., Roush, T. L., Moore, J. M., Sykes, M., Owen, T. C., Bartholomew, M. J., Brown, R. H., and Tryka, K. A. (1997). The Surfaces of Pluto and Charon. In Stern, S. A. and Tholen, D. J., editors, *Pluto and Charon*, page 221. [12](#)
- De Meo, F., Dumas, C., De Bergh, C., Protopapa, S., Cruikshank, D., Geballe, T., Alvarez-Candal, A., Merlin, F., and Barucci, M. (2010). A search for ethane on pluto and triton. *Icarus*, 208 :412–424. [12](#)

- de Pater, I. and Lissauer, J. J. (2001). *Planetary Sciences*. 57
- Demott, P. J., Cziczo, D. J., Prenni, A. J., Murphy, D. M., Kreidenweis, S. M., Thomson, D. S., Borys, R., and Rogers, D. C. (2003). Measurements of the concentration and composition of nuclei for cirrus formation. *Proceedings of the National Academy of Science*, 100 :14655–14660. 75
- Dias-Oliveira, A., Sicardy, B., Lellouch, E., Vieira-Martins, R., Assafin, M., Camargo, J. I. B., Braga-Ribas, F., Gomes-Júnior, A. R., Benedetti-Rossi, G., Colas, F., Decock, A., Doressoundiram, A., Dumas, C., Emilio, M., Fabrega Polleri, J., Gil-Hutton, R., Gillon, M., Girard, J. H., Hau, G. K. T., Ivanov, V. D., Jehin, E., Lecacheux, J., Leiva, R., Lopez-Sisterna, C., Mancini, L., Manfroid, J., Maury, A., Meza, E., Morales, N., Nagy, L., Opitom, C., Ortiz, J. L., Pollock, J., Roques, F., Snodgrass, C., Soulier, J. F., Thirouin, A., Vanzi, L., Widemann, T., Reichart, D. E., LaCluyze, A. P., Haislip, J. B., Ivarsen, K. M., Dominik, M., Jørgensen, U., and Skottfelt, J. (2015). Pluto’s Atmosphere from Stellar Occultations in 2012 and 2013. *Astrophys. J.*, 811 :53. 10, 78, 148
- Douté, S., Schmitt, B., Quirico, E., Owen, T. C., Cruikshank, D. P., de Bergh, C., Geballe, T. R., and Roush, T. L. (1999). Evidence for Methane Segregation at the Surface of Pluto. *Icarus*, 142 :421–444. 12
- Drish, W. F., Harmon, R., Marcialis, R. L., and Wild, W. J. (1995). Images of Pluto generated by matrix light curve inversion. *Icarus*, 113 :360–386. 12
- Earle, A. M. and Binzel, R. P. (2015). Pluto’s insolation history : Latitudinal variations and effects on atmospheric pressure. *Icarus*, 250 :405–412. 101
- Earle, A. M., Binzel, R. P., Young, L. A., Stern, S. A., Ennico, K., Grundy, W., Olkin, C. B., and Weaver, H. A. (2017). Long-term surface temperature modeling of Pluto. *Icarus*, 287 :37–46. 90, 109, 112
- Elliot, J. L., Dunham, E. W., Bosh, A. S., Slivan, S. M., Young, L. A., Wasserman, L. H., and Millis, R. L. (1989). Pluto’s atmosphere. *Icarus*, 77 :148–170. 9, 11, 179
- Elliot, J. L., Person, M. J., Gulbis, A. A. S., Souza, S. P., Adams, E. R., Babcock, B. A., Gangestad, J. W., Jaskot, A. E., Kramer, E. A., Pasachoff, J. M., Pike, R. E., Zuluaga, C. A., Bosh, A. S., Dieters, S. W., Francis, P. J., Giles, A. B., Greenhill, J. G., Lade, B., Lucas, R., and Ramm, D. J. (2007). Changes in Pluto’s Atmosphere : 1988-2006. *Astrophys. J.*, 134 :1–13. 11, 95, 97
- Forget, F., Bertrand, T., Vangvichith, M., Leconte, J., Millour, E., and Lellouch, E. (2016). A post-New Horizons Global climate model of the Pluto system including the N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO cycle - submitted to Icarus. *Icarus*. 177, 181, 186, 187, 188, 189, 198
- Forget, F., Bertrand, T., Vangvichith, M., Leconte, J., Millour, E., and Lellouch, E. (2017). A post-new horizons global climate model of Pluto including the N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO cycles. *Icarus*, 287 :54–71. 48, 53, 73, 95, 111, 142, 143, 149, 150, 152, 154
- Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., Lewis, S. R., Read, P. L., and Huot, J.-P. (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *J. Geophys. Res.*, 104 :24155–24176. 64, 70, 181
- Forget, F., Hourdin, F., and Talagrand, O. (1998). CO<sub>2</sub>Snowfall on Mars : Simulation with a General Circulation Model. *Icarus*, 131 :302–316. 71, 72
- Forget, F., Vangvichith, M., and Bertrand, T. (2014). What will Pluto’s atmosphere look like ? Predictions from a Global Climate Model including the methane cycle. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 179

- Fray, N. and Schmitt, B. (2009). Sublimation of ices of astrophysical interest : A bibliographic review. *Plan. & Space Sci.*, 57 :2053–2080. 50, 71, 73, 74, 78
- Gao, P., Fan, S., Wong, M. L., Liang, M.-C., Shia, R.-L., Kammer, J. A., Yung, Y. L., Summers, M. E., Gladstone, G. R., Young, L. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Weaver, H. A., and Stern, S. A. (2017). Constraints on the microphysics of Pluto’s photochemical haze from New Horizons observations. *Icarus*, 287 :116–123. 53, 200, 202
- Gautier, T., Carrasco, N., Mahjoub, A., Vinatier, S., Giuliani, A., Szopa, C., Anderson, C. M., Correia, J.-J., Dumas, P., and Cernogora, G. (2012). Mid- and far-infrared absorption spectroscopy of Titan’s aerosols analogues. *Icarus*, 221 :320–327. 179, 200
- Gibb, B. C. (2015). The organic Solar System. *Nature Chemistry*, 7 :364–365. 35
- Gierasch, P. J. (1975). Meridional circulation and the maintenance of the Venus atmospheric rotation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32 :1038–1044. 150
- Gladstone, G., Pryor, W. R., and Alan Stern, S. (2015). Ly  $\alpha$  @Pluto. *Icarus*, 246 :279–284. 176, 181, 182, 183, 184
- Gladstone, G. R., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Summers, M. E., Strobel, D. F., Hinson, D. P., Kammer, J. A., Parker, A. H., Steffl, A. J., Linscott, I. R., Parker, J. W., Cheng, A. F., Slater, D. C., Versteeg, M. H., Greathouse, T. K., Retherford, K. D., Throop, H., Cunningham, N. J., Woods, W. W., Singer, K. N., Tsang, C. C. C., Schindhelm, E., Lisse, C. M., Wong, M. L., Yung, Y. L., Zhu, X., Curdt, W., Lavvas, P., Young, E. F., Tyler, G. L., Bagenal, F., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Spencer, J. R., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Beyer, R. A., Bhaskaran, S., Binzel, R. P., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Bray, V. J., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Buie, M. W., Buratti, B. J., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Custodio, O. S., Ore, C. M. D., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierzewicz, D., Lauer, T. R., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nimmo, F., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Porter, S. B., Protopapa, S., Redfern, J., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Roberts, J. H., Robbins, S. J., Rogers, G., Rose, D., Runyon, K., Ryschkewitsch, M. G., Schenk, P., Sepan, B., Showalter, M. R., Soluri, M., Stanbridge, D., Stryk, T., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., White, O. L., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Zangari, A. M., and Zirnstein, E. (2016). The atmosphere of Pluto as observed by New Horizons. *Science*, 351 :aad8866. 35, 48, 49, 51, 52, 53, 56, 78, 97, 131, 142, 143, 148, 149, 179, 180, 185, 192, 198
- González-Galindo, F., Forget, F., López-Valverde, M. A., Angelats i Coll, M., and Millour, E. (2009). A ground-to-exosphere Martian general circulation model : 1. Seasonal, diurnal, and solar cycle variation of thermospheric temperatures. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114 :E04001. 66
- Grundy, W. and Buie, M. (2001). Distribution and evolution of ch<sub>4</sub>, n<sub>2</sub>, and co ices on pluto’s surface : 1995 to 1998. *Icarus*, 153 :248–263. 12

- Grundy, W., Buie, M., and Spencer, J. (2002). Spectroscopy of pluto and triton at 3-4 microns : Possible evidence for wide distribution of nonvolatile solids. *The Astronomical Journal*, 124 :2273–2278. [12](#)
- Grundy, W. M., Binzel, R. P., Buratti, B. J., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A. H., Philippe, S., Protopapa, S., Quirico, E., Reuter, D. C., Schmitt, B., Singer, K. N., Verbiscer, A. J., Beyer, R. A., Buie, M. W., Cheng, A. F., Jennings, D. E., Linscott, I. R., Parker, J. W., Schenk, P. M., Spencer, J. R., Stansberry, J. A., Stern, S. A., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Weaver, H. A., Weigle, G. E., and Young, L. A. (2016a). Surface compositions across Pluto and Charon. *Science*, 351 :aad9189. [33](#), [36](#), [40](#), [42](#), [59](#), [95](#), [96](#), [98](#), [100](#), [136](#), [138](#), [142](#), [143](#), [150](#)
- Grundy, W. M., Cruikshank, D. P., Gladstone, G. R., Howett, C. J. A., Lauer, T. R., Spencer, J. R., Summers, M. E., Buie, M. W., Earle, A. M., Ennico, K., Parker, J. W., Porter, S. B., Singer, K. N., Stern, S. A., Verbiscer, A. J., Beyer, R. A., Binzel, R. P., Buratti, B. J., Cook, J. C., Dalle Ore, C. M., Olin, C. B., Parker, A. H., Protopapa, S., Quirico, E., Retherford, K. D., Robbins, S. J., Schmitt, B., Stansberry, J. A., Umurhan, O. M., Weaver, H. A., Young, L. A., Zangari, A. M., Bray, V. J., Cheng, A. F., McKinnon, W. B., McNutt, R. L., Morre, J. M., Nimmo, F., Reuter, D. C., Schenk, P. M., New Horizons Science Team, Stern, S. A., Bagenal, F., Ennico, K., Gladstone, G. R., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Olkin, C. B., Spencer, J. R., Weaver, H. A., Young, L. A., Andert, T., Barnouin, O., Beyer, R. A., Binzel, R. P., Bird, M., Bray, V. J., Brozovic, M., Buie, M. W., Buratti, B. J., Cheng, A. F., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Earler, A. M., Elliott, H. A., Greathouse, T. K., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hill, M. E., Hinson, D. P., Hofgartner, J., Horányi, M., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kollmann, P., Lauer, T. R., Lavvas, P., Linscott, C. M., I. R. L., Lunsford, A. W., McComas, D. J., McNutt, Jr., R. L., Mutchler, M., Nimmo, F., Nunez, J. I., Paetzold, M., Parker, A. H., Parker, J. W., Philippe, S., Piquette, M., Porter, S. B., Protopapa, S., Quirico, E., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Robbins, S. J., Roberts, J. H., Runyon, K., Schenk, P. M., Schindhelm, E., Schmitt, B., Showalter, M. R., Singer, K. N., Stansberry, J. A., Steffl, A. J., Strobel, D. F., Stryk, T., Summers, M. E., Szalay, J. R., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Tyler, G. L., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J., Versteeg, M. H., Weigle, II, G. E., White, O. L., Woods, W. W., Young, E. F., and Zangari, A. M. (2016b). The formation of Charon’s red poles from seasonally cold-trapped volatiles. *Nature*, 539 :65–68. [56](#), [59](#), [103](#)
- Grundy, W. M., Olkin, C. B., Young, L. A., Buie, M. W., and Young, E. F. (2013). Near-infrared spectral monitoring of Pluto’s ices : Spatial distribution and secular evolution. *Icarus*, 223 :710–721. [12](#), [15](#), [134](#)
- Grundy, W. M., Olkin, C. B., Young, L. A., and Holler, B. J. (2014). Near-infrared spectral monitoring of Pluto’s ices II : Recent decline of CO and N<sub>2</sub> ice absorptions. *Icarus*, 235 :220–224. [12](#)
- Hamilton, D. P., Stern, S. A., Moore, J. M., Young, L. A., Binzel, R. P., Buie, M. W., Buratti, B. J., Cheng, A. F., Ennico, K., Grundy, W. M., Linscott, I. R., McKinnon, W. B., Olkin, C. B., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Schenk, P., Showalter, M. R., Spencer, J. R., Tyler, G. L., and Weaver, H. A. (2016). The rapid formation of Sputnik Planitia early in Pluto’s history. *Nature*, 540 :97–99. [42](#), [95](#), [112](#)
- Hansen, C. J. and Paige, D. A. (1996). Seasonal Nitrogen Cycles on Pluto. *Icarus*, 120 :247–265. [15](#), [95](#)
- Hébrard, E., Dobrijevic, M., Loison, J. C., Bergeat, A., Hickson, K. M., and Caralp, F. (2013). Photochemistry of C<sub>3</sub>H<sub>p</sub> hydrocarbons in Titan’s stratosphere revisited. *Astronomy&Astroph.*, 552 :A132. [178](#)

- Herbert, F. and Sandel, B. R. (1991). CH<sub>4</sub> and haze in Triton's lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 96 :19241. [177](#), [179](#)
- Herny, C., Massé, M., Bourgeois, O., Carpy, S., Le Mouelic, S., Appéré, T., Smith, I. B., Spiga, A., and Rodriguez, S. (2014). Sedimentation waves on the Martian North Polar Cap : Analogy with megadunes in Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 403 :56–66. [42](#)
- Hillier, J. and Veverka, J. (1994). Photometric properties of Triton hazes. *Icarus*, 109 :284–295. [185](#)
- Hinson, D. P., Linscott, I. R., Young, L. A., Tyler, G. L., Stern, S. A., Beyer, R. A., Bird, M. K., Ennico, K., Gladstone, G. R., Olkin, C. B., Pätzold, M., Schenk, P. M., Strobel, D. F., Summers, M. E., Weaver, H. A., and Woods, W. W. (2017). Radio occultation measurements of Pluto's neutral atmosphere with New Horizons. *Icarus*, 290 :96–111. [48](#), [50](#), [131](#), [148](#), [149](#)
- Horst, S. M., Carrasco, N., Sciamma-O'Brien, E., Smith, M., Somogyi, A., Szopa, C., Thissen, R., Vuitton, V., and Yelle, R. V. (2010). Identification of Complex Organic Molecules in PAMRE Tholins. In *Astrobiology Science Conference 2010 : Evolution and Life : Surviving Catastrophes and Extremes on Earth and Beyond*, volume 1538 of *LPI Contributions*, page 5557. [35](#)
- Howard, A. D., Moore, J. M., Umurhan, O. M., White, O. L., Anderson, R. S., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Schenk, P. M., Beyer, R. A., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., and Young, L. A. (2017). Present and past glaciation on Pluto. *Icarus*, 287 :287–300. [37](#), [39](#), [109](#), [118](#), [122](#), [124](#), [133](#)
- Hubbard, W. B., Hunten, D. M., Dieters, S. W., Hill, K. M., and Watson, R. D. (1988). Occultation evidence for an atmosphere on Pluto. *Nature*, 336 :452–454. [9](#)
- Hubbard, W. B., Yelle, R. V., and Lunine, J. I. (1990). Nonisothermal Pluto atmosphere models. *Icarus*, 84 :1–11. [69](#)
- Hudson, J. G. and Yum, S. S. (2002). Cloud condensation nuclei spectra and polluted and clean clouds over the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107 :INX2. [75](#)
- Imanaka, H., Khare, B. N., Elsila, J. E., Bakes, E. L. O., McKay, C. P., Cruikshank, D. P., Sugita, S., Matsui, T., and Zare, R. N. (2004). Laboratory experiments of Titan tholin formed in cold plasma at various pressures : implications for nitrogen-containing polycyclic aromatic compounds in Titan haze. *Icarus*, 168 :344–366. [179](#)
- Ingersoll, A. P., Summers, M. E., and Schlipf, S. G. (1985). Supersonic meteorology of Io - Sublimation-driven flow of SO<sub>2</sub>. *Icarus*, 64 :375–390. [215](#)
- James, P. B., Kieffer, H. H., and Paige, D. A. (1992). The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars. In Kieffer, H. H., Jakosky, B. M., Snyder, C. W., and Matthews, M. S., editors, *Mars*, pages 934–968. [96](#), [206](#)
- Jewitt, D. C. (1994). Heat from Pluto. *Astrophys. J.*, 107 :372–378. [12](#)
- Jewitt, D. C. and Luu, J. (2004). Crystalline water ice on the Kuiper belt object (50000) Quaoar. *Nature*, 432 :731–733. [59](#)
- Johnson, B. C., Bowling, T. J., Trowbridge, A. J., and Freed, A. M. (2016). Formation of the Sputnik Planum basin and the thickness of Pluto's subsurface ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 43 :10. [42](#)

- Johnson, R. E., Oza, A., Young, L. A., Volkov, A. N., and Schmidt, C. (2015). Volatile Loss and Classification of Kuiper Belt Objects. *Astrophys. J.*, 809 :43. [56](#), [212](#)
- Keane, J. T., Matsuyama, I., Kamata, S., and Steckloff, J. K. (2016). Reorientation and faulting of Pluto due to volatile loading within Sputnik Planitia. *Nature*, 540 :90–93. [41](#), [42](#), [86](#), [113](#), [132](#)
- Khare, B. N., Bakes, E. L. O., Imanaka, H., McKay, C. P., Cruikshank, D. P., and Arakawa, E. T. (2002). Analysis of the Time-Dependent Chemical Evolution of Titan Haze Tholin. *Icarus*, 160 :172–182. [179](#)
- Khare, B. N., Sagan, C., Thompson, W. R., Arakawa, E. T., Suits, F., Callcott, T. A., Williams, M. W., Shrader, S., Ogino, H., Willingham, T. O., and Nagy, B. (1984). The organic aerosols of Titan. *Advances in Space Research*, 4 :59–68. [179](#), [190](#)
- Krasnopolsky, V. A. (1993). On the haze model for Triton. *J. Geophys. Res.*, 98 :17123–17124. [179](#)
- Krasnopolsky, V. A. and Cruikshank, D. P. (1995a). Photochemistry of Triton's atmosphere and ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 100 :21271–21286. [179](#)
- Krasnopolsky, V. A. and Cruikshank, D. P. (1995b). Photochemistry of Triton's Atmosphere and Ionosphere. *J. Geophys. Res.*, 100 :11271. [185](#)
- Krasnopolsky, V. A., Maillard, J. P., and Owen, T. C. (2004). Detection of methane in the martian atmosphere : evidence for life ? *Icarus*, 172 :537–547. [182](#)
- Krasnopolsky, V. A., Sandel, B. R., and Herbert, F. (1992). Properties of haze in the atmosphere of Triton. *J. Geophys. Res.*, 97 :11695. [179](#), [180](#)
- Larson, E. J. L., Toon, O. B., and Friedson, A. J. (2014). Simulating Titan's aerosols in a three dimensional general circulation model. *Icarus*, 243 :400–419. [186](#), [191](#)
- Larson, E. J. L., Toon, O. B., West, R. A., and Friedson, A. J. (2015). Microphysical modeling of Titan's detached haze layer in a 3D GCM. *Icarus*, 254 :122–134. [178](#)
- Lavvas, P., Sander, M., Kraft, M., and Imanaka, H. (2011). Surface Chemistry and Particle Shape : Processes for the Evolution of Aerosols in Titan's Atmosphere. *Astrophys. J.*, 728 :80. [184](#), [186](#)
- Lavvas, P., Yelle, R. V., Koskinen, T., Bazin, A., Vuitton, V., Vigren, E., Galand, M., Wellbrock, A., Coates, A. J., Wahlund, J.-E., Crary, F. J., and Snowden, D. (2013). Aerosol growth in titan's ionosphere. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(8) :2729–2734. [185](#)
- Lavvas, P., Yelle, R. V., and Vuitton, V. (2009). The detached haze layer in Titan's mesosphere. *Icarus*, 201 :626–633. [178](#)
- Lavvas, P. P., Coustenis, A., and Vardavas, I. M. (2008). Coupling photochemistry with haze formation in Titan's atmosphere, Part II : Results and validation with Cassini/Huygens data. *Plan. & Space Sci.*, 56 :67–99. [177](#), [178](#)
- Lebonnois, S., Bakes, E. L. O., and McKay, C. P. (2002). Transition from Gaseous Compounds to Aerosols in Titan's Atmosphere. *Icarus*, 159 :505–517. [178](#)
- Lebonnois, S., Hourdin, F., Eymet, V., Crespin, A., Fournier, R., and Forget, F. (2010). Superrotation of Venus' atmosphere analyzed with a full general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115 :E06006. [150](#)

- Lebonnois, S., Rannou, P., and Hourdin, F. (2009). The coupling of winds, aerosols and chemistry in Titan's atmosphere. *Royal Society of London Philosophical Transactions Series A*, 367 :665–682. 191
- Lellouch, E. (1994). The thermal structure of Pluto's atmosphere : Clear VS hazy models. *Icarus*, 108 :255–264. 13
- Lellouch, E., de Bergh, C., Sicardy, B., Ferron, S., and Käufl, H.-U. (2010). Detection of CO in Triton's atmosphere and the nature of surface-atmosphere interactions. *Astronomy&Astroph.*, 512 :L8. 180
- Lellouch, E., de Bergh, C., Sicardy, B., Forget, F., Vangvichith, M., and Käufl, H.-U. (2015). Exploring the spatial, temporal, and vertical distribution of methane in Pluto's atmosphere. *Icarus*, 246 :268–278. 9, 14, 49, 97, 99, 101, 145
- Lellouch, E., de Bergh, C., Sicardy, B., Käufl, H. U., and Smette, A. (2011a). High resolution spectroscopy of Pluto's atmosphere : detection of the  $2.3\ \mu\text{m}$   $\text{CH}_4$  bands and evidence for carbon monoxide. *Astronomy&Astroph.*, 530 :L4. 10, 14, 15, 76, 95, 97, 101, 145, 180
- Lellouch, E., Gurwell, M., Butler, B., Fouchet, T., Lavvas, P., Strobel, D. F., Sicardy, B., Moullet, A., Moreno, R., Bockelée-Morvan, D., Biver, N., Young, L., Lis, D., Stansberry, J., Stern, A., Weaver, H., Young, E., Zhu, X., and Boissier, J. (2017). Detection of CO and HCN in Pluto's atmosphere with ALMA. *Icarus*, 286 :289–307. 48, 49, 105
- Lellouch, E., Laureijs, R., Schmitt, B., Quirico, E., de Bergh, C., Crovisier, J., and Coustenis, A. (2000). Pluto's Non-isothermal Surface. *Icarus*, 147 :220–250. 15, 47
- Lellouch, E., Santos-Sanz, P., Fornasier, S., Lim, T., Stansberry, J., Vilenius, E., Kiss, C., Müller, T., Marton, G., Protopapa, S., Panuzzo, P., and Moreno, R. (2016). The long-wavelength thermal emission of the Pluto-Charon system from Herschel observations. Evidence for emissivity effects. *Astronomy&Astroph.*, 588 :A2. 14, 47, 76, 145
- Lellouch, E., Sicardy, B., de Bergh, C., Käufl, H.-U., Kassi, S., and Campargue, A. (2009). Pluto's lower atmosphere structure and methane abundance from high-resolution spectroscopy and stellar occultations. *Astronomy&Astroph.*, 495 :L17–L21. 10, 14
- Lellouch, E., Stansberry, J., Emery, J., Grundy, W., and Cruikshank, D. P. (2011b). Thermal properties of Pluto's and Charon's surfaces from Spitzer observations. *Icarus*, 214 :701–716. 47, 68, 99, 110, 125, 146
- Levy, J. S., Marchant, D. R., and Head, J. W. (2010). Thermal contraction crack polygons on Mars : A synthesis from HiRISE, Phoenix, and terrestrial analog studies. *Icarus*, 206 :229–252. 37
- Leyrat, C., Lorenz, R. D., and Le Gall, A. (2016). Probing Pluto's underworld : Ice temperatures from microwave radiometry decoupled from surface conditions. *Icarus*, 268 :50–55. 81
- Listowski, C., Määttänen, A., Montmessin, F., Spiga, A., and Lefèvre, F. (2014). Modeling the microphysics of  $\text{CO}_2$  ice clouds within wave-induced cold pockets in the martian mesosphere. *Icarus*, 237 :239–261. 216
- Malhotra, R. (1993). The origin of Pluto's peculiar orbit. *Nature*, 365 :819–821. 17
- McKay, C. P., Coustenis, A., Samuelson, R. E., Lemmon, M. T., Lorenz, R. D., Cabane, M., Rannou, P., and Drossart, P. (2001). Physical properties of the organic aerosols and clouds on Titan. *Plan.& Space Sci.*, 49 :79–99. 180, 185, 196

McKinnon, W. B., Nimmo, F., Wong, T., Schenk, P. M., White, O. L., Roberts, J. H., Moore, J. M., Spencer, J. R., Howard, A. D., Umurhan, O. M., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Young, L. A., Smith, K. E., Beyer, R., Buie, M., Buratti, B., Cheng, A., Cruikshank, D., Dalle Ore, C., Gladstone, R., Grundy, W., Lauer, T., Linscott, I., Parker, J., Porter, S., Reitsema, H., Reuter, D., Robbins, S., Showalter, M., Singer, K., Strobel, D., Summers, M., Tyler, L., Banks, M., Barnouin, O., Bray, V., Carcich, B., Chaikin, A., Chavez, C., Conrad, C., Hamilton, D., Howett, C., Hofgartner, J., Kammer, J., Lisse, C., Marcotte, A., Parker, A., Rutherford, K., Saina, M., Runyon, K., Schindhelm, E., Stansberry, J., Steffl, A., Stryk, T., Throop, H., Tsang, C., Verbiscer, A., Winters, H., Zangari, A., and New Horizons Geology, G. a. I. T. T. (2016). Convection in a volatile nitrogen-ice-rich layer drives Pluto's geological vigour. *Nature*, 534 :82–85. [33](#), [38](#), [41](#), [81](#), [86](#), [108](#), [112](#), [113](#), [114](#)

McKinnon, W. B., Stern, S. A., Weaver, H. A., Nimmo, F., Bierson, C. J., Grundy, W. M., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Parker, A. H., Moore, J. M., Spencer, J. R., Young, L. A., Olkin, C. B., and Ennico Smith, K. (2017). Origin of the Pluto-Charon system : Constraints from the New Horizons flyby. *Icarus*, 287 :2–11. [39](#)

Mellor, G. L. and Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20 :851–875. [70](#)

Merlin, F. (2015). New constraints on the surface of Pluto. *Astronomy&Astroph.*, 582 :A39. [74](#), [78](#), [98](#)

Merlin, F., Barucci, M., De Bergh, C., DeMeo, F., Alvarez-Candal, A., Dumas, C., and Cruikshank, D. (2010). Chemical and physical properties of the variegated pluto and charon surfaces. *Icarus*, 210 :930–943. [12](#)

Millis, R., Wasserman, L., Franz, O., Nye, R., Elliot, J., Dunham, E., Bosh, A., Young, L., Slivan, S., and Gilmore, A. (1993). Pluto's radius and atmosphere - results from the entire 9 june 1988 occultation data set. *Icarus*, 105 :282. [10](#)

Millis, R., Wasserman, L., Franz, O., Nye, R., Gilmore, A., Kilmartin, P., Allen, W., Watson, R., Dieters, S., Hill, K., Giles, A., Blow, G., Priestley, J., Walker, W. S. G., Marino, B., Dix, D., Page, A., Kennedy, H., Elliot, J., Dunham, E., Bosh, A., Young, L., Slivan, S., and Klemola, A. (1988). Observations of the 9 june 1988 occultation by pluto. *Bulletin of the American Astronomical Society*, 20 :806. [10](#)

Montmessin, F., Forget, F., Rannou, P., Cabane, M., and Haberle, R. M. (2004). Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E18) :E10004. [216](#)

Moore, J. M., Howard, A. D., Umurhan, O. M., White, O. L., Schenk, P. M., Beyer, R. A., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Grundy, W. M., Lauer, T. R., Nimmo, F., Young, L. A., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., and Ennico, K. (2017). Sublimation as a landform-shaping process on Pluto. *Icarus*, 287 :320–333. [37](#), [42](#), [43](#), [45](#), [71](#), [81](#), [108](#), [109](#), [121](#), [123](#), [133](#), [136](#), [153](#)

Moore, J. M., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Howard, A. D., Schenk, P. M., Beyer, R. A., Nimmo, F., Singer, K. N., Umurhan, O. M., White, O. L., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Binzel, R. P., Buie, M. W., Buratti, B. J., Cheng, A. F., Cruikshank, D. P., Grundy, W. M., Linscott, I. R., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Showalter, M. R., Bray, V. J., Chavez, C. L., Howett, C. J. A., Lauer, T. R., Lisse, C. M., Parker, A. H., Porter, S. B., Robbins, S. J., Runyon, K., Stryk, T., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Verbiscer, A. J., Zangari, A. M., Chaikin, A. L., Wilhelms, D. E., Baggenal, F., Gladstone, G. R., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Bhaskaran, S., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Brozovic,

M., Bryan, C., Buckley, M. R., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Custodio, O. S., Ore, C. M. D., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Greathouse, T., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Hinson, D. P., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierzewicz, D., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Parker, J. W., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Protopapa, S., Redfern, J., Roberts, J. H., Rogers, G., Rose, D., Rutherford, K. D., Ryschkewitsch, M. G., Schindhelm, E., Sepan, B., Soluri, M., Stanbridge, D., Steffl, A. J., Strobel, D. F., Summers, M. E., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Tyler, G. L., Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Woods, W. W., and Zirnstein, E. (2016). The geology of Pluto and Charon through the eyes of New Horizons. *Science*, 351 :1284–1293. [33](#), [45](#), [81](#), [86](#), [95](#), [113](#), [137](#), [142](#), [144](#)

Moores, J. E., Smith, C. L., Toigo, A. D., and Guzewich, S. D. (2017). Penitentes as the origin of the bladed terrain of Tartarus Dorsa on Pluto. *Nature*, 541 :188–190. [42](#)

Niemann, H. B., Atreya, S. K., Demick, J. E., Gautier, D., Haberman, J. A., Harpold, D. N., Kasprzak, W. T., Lunine, J. I., Owen, T. C., and Raulin, F. (2010). Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115(E14) :12006. [178](#), [180](#)

Nimmo, F., Hamilton, D. P., McKinnon, W. B., Schenk, P. M., Binzel, R. P., Bierson, C. J., Beyer, R. A., Moore, J. M., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Young, L. A., Smith, K. E., Moore, J. M., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Beyer, R., Binzel, R. P., Buie, M., Buratti, B., Cheng, A., Cruikshank, D., Ore, C. D., Earle, A., Gladstone, R., Grundy, W., Howard, A. D., Lauer, T., Linscott, I., Nimmo, F., Parker, J., Porter, S., Reitsema, H., Reuter, D., Roberts, J. H., Robbins, S., Schenk, P. M., Showalter, M., Singer, K., Strobel, D., Summers, M., Tyler, L., White, O. L., Umurhan, O. M., Banks, M., Barnouin, O., Bray, V., Carcich, B., Chaikin, A., Chavez, C., Conrad, C., Hamilton, D. P., Howett, C., Hofgartner, J., Kammer, J., Lisse, C., Marcotte, A., Parker, A., Rutherford, K., Saina, M., Runyon, K., Schindhelm, E., Stansberry, J., Steffl, A., Stryk, T., Throop, H., Tsang, C., Verbiscer, A., Winters, H., Zangari, A., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Young, L. A., and Smith, K. E. (2016). Reorientation of Sputnik Planitia implies a subsurface ocean on Pluto. *Nature*, 540 :94–96. [41](#), [42](#)

Nimmo, F., Umurhan, O., Lisse, C. M., Bierson, C. J., Lauer, T. R., Buie, M. W., Throop, H. B., Kammer, J. A., Roberts, J. H., McKinnon, W. B., Zangari, A. M., Moore, J. M., Stern, S. A., Young, L. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., and Ennico, K. (2017). Mean radius and shape of Pluto and Charon from New Horizons images. *Icarus*, 287 :12–29. [16](#)

Nna-Mvondo, D., de la Fuente, J. L., Ruiz-Bermejo, M., Khare, B., and McKay, C. P. (2013). Thermal characterization of Titan's tholins by simultaneous TG-MS, DTA, DSC analysis. *Plan. & Space Sci.*, 85 :279–288. [184](#)

Olkin, C., Young, E., Young, L., Grundy, W., Schmitt, B., Tokunaga, A., Owen, T., Roush, T., and Terada, H. (2007). Pluto's spectrum from 1.0 to 4.2 micrometers : Implications for surface properties. *The Astronomical J.*, 133 :420–431. [12](#)

- Olkin, C. B., Young, L. A., Borncamp, D., Pickles, A., Sicardy, B., Assafin, M., Bianco, F. B., Buie, M. W., de Oliveira, A. D., Gillon, M., French, R. G., Ramos Gomes, A., Jehin, E., Morales, N., Opitom, C., Ortiz, J. L., Maury, A., Norbury, M., Braga-Ribas, F., Smith, R., Wasserman, L. H., Young, E. F., Zacharias, M., and Zacharias, N. (2015). Evidence that Pluto's atmosphere does not collapse from occultations including the 2013 May 04 event. *Icarus*, 246 :220–225. [94](#), [95](#), [97](#)
- Owen, T. C., Roush, T. L., Cruikshank, D. P., Elliot, J. L., Young, L. A., de Bergh, C., Schmitt, B., Geballe, T. R., Brown, R. H., and Bartholomew, M. J. (1993). Surface ices and the atmospheric composition of Pluto. *Science*, 261 :745–748. [12](#)
- Paige, D. A. and Ingersoll, A. P. (1985). Annual heat balance of Martian polar caps - Viking observations. *Science*, 228 :1160–1168. [206](#)
- Pasachoff, J., Souza, S., Babcock, B., Ticehurst, D., Elliot, J., Person, M., Clancy, K., Roberts, L.C., J., Hall, D., and Tholen, D. (2005). The structure of pluto's atmosphere from the 2002 august 21 stellar occultation. *The Astronomical Journal*, 129 :1718–1723. [10](#)
- Person, M. J., Dunham, E. W., Bosh, A. S., Levine, S. E., Gulbis, A. A. S., Zangari, A. M., Zuluaga, C. A., Pasachoff, J. M., Babcock, B. A., Pandey, S., Amrhein, D., Sallum, S., Tholen, D. J., Collins, P., Bida, T., Taylor, B., Bright, L., Wolf, J., Meyer, A., Pfueller, E., Wiedemann, M., Roeser, H.-P., Lucas, R., Kakkala, M., Ciotti, J., Plunkett, S., Hiraoka, N., Best, W., Pilger, E. J., Micheli, M., Springmann, A., Hicks, M., Thackeray, B., Emery, J. P., Tilleman, T., Harris, H., Sheppard, S., Rapoport, S., Ritchie, I., Pearson, M., Mattingly, A., Brimacombe, J., Gault, D., Jones, R., Nolthenius, R., Broughton, J., and Barry, T. (2013). The 2011 June 23 Stellar Occultation by Pluto : Airborne and Ground Observations. *Astrophys. J.*, 146 :83. [10](#)
- Philippe, S. (2016). Microphysique de l'évolution des glaces sur mars et pluto : analyse d'observations, modélisations spectrale et thermodynamique et approche expérimentale. *These*. [13](#), [15](#), [33](#), [36](#), [91](#)
- Pollack, J. B., Schwartz, J. M., and Rages, K. (1990). Scatterers in Triton's atmosphere - Implications for the seasonal volatile cycle. *Science*, 250 :440–443. [179](#)
- Porter, S. B., Desch, S. J., and Cook, J. C. (2010). Micrometeorite impact annealing of ice in the outer Solar System. *Icarus*, 208 :492–498. [59](#)
- Porter, S. B., Spencer, J. R., Benecchi, S., Verbiscer, A. J., Zangari, A. M., Weaver, H. A., Lauer, T. R., Parker, A. H., Buie, M. W., Cheng, A. F., Young, L. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Stern, S. A., and the New Horizons Science Team (2016). The First High-phase Observations of a KBO : New Horizons Imaging of (15810) 1994 JR<sub>1</sub> from the Kuiper Belt. *Astrophys. J.l*, 828 :L15. [29](#)
- Press, C., editor (2011). *An Introduction to Planetary Atmospheres*. [213](#)
- Prokhvatilov, A. I. and Yantsevich, L. D. (1983). X-ray investigation of the equilibrium phase diagram of CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub> solid mixtures. *Sov. J. Low Temp. Phys.*, vol. 9, p. 94-98 (1983)., 9 :94–98. [82](#)
- Protopapa, S., Boehnhardt, H., Herbst, T., Cruikshank, D., Grundy, W., Merlin, F., and Olkin, C. (2008). Surface characterization of pluto and charon by 1 and m band spectra. *Astronomy and Astrophysics*, 490 :365–375. [12](#)
- Protopapa, S., Grundy, W. M., Reuter, D. C., Hamilton, D. P., Dalle Ore, C. M., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Schmitt, B., Philippe, S., Quirico, E., Binzel, R. P., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A., Singer, K. N., Stern, A., Verbiscer, A. J., Weaver, H. A., and

- Young, L. A. (2017). Pluto's global surface composition through pixel-by-pixel Hapke modeling of New Horizons Ralph/LEISA data. *Icarus*, 287 :218–228. 33, 37, 108, 109, 121, 133, 139
- Protopapa, S., Grundy, W. M., Tegler, S. C., and Bergonio, J. M. (2015). Absorption coefficients of the methane-nitrogen binary ice system : Implications for Pluto. *Icarus*, 253 :179–188. 81, 82
- Rages, K. and Pollack, J. B. (1992). Voyager imaging of Triton's clouds and hazes. *Icarus*, 99 :289–301. 177, 179, 180
- Rannou, P., Cabane, M., Botet, R., and Chassefière, E. (1997). A new interpretation of scattered light measurements at Titan's limb. *J. Geophys. Res.*, 102 :10997–11014. 178, 191
- Rannou, P., Cabane, M., and Chassefière, E. (1993). Growth of aerosols in Titan's atmosphere and related time scales - A stochastic approach. *Geophys. Res. Lett.*, 20 :967–970. 184
- Rannou, P., Cabane, M., Chassefière, E., Botet, R., McKay, C. P., and Courtin, R. (1995). Titan's geometric albedo : Role of the fractal structure of the aerosols. *Icarus*, 118 :355–372. 178
- Rannou, P., Cours, T., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Sotin, C., Drossart, P., and Brown, R. (2010). Titan haze distribution and optical properties retrieved from recent observations. *Icarus*, 208 :850–867. 177, 190
- Rannou, P., Hourdin, F., and McKay, C. P. (2002). A wind origin for Titan's haze structure. *Nature*, 418 :853–856. 178, 191
- Rannou, P., McKay, C. P., and Lorenz, R. D. (2003). A model of Titan's haze of fractal aerosols constrained by multiple observations. *Plan. & Space Sci.*, 51 :963–976. 180
- Robuchon, G. and Nimmo, F. (2011). Thermal evolution of Pluto and implications for surface tectonics and a subsurface ocean. *Icarus*, 216 :426–439. 111
- Rossow, W. B. (1978). Cloud microphysics - Analysis of the clouds of Earth, Venus, Mars, and Jupiter. *Icarus*, 36 :1–50. 75, 185
- Rossow, W. B. and Williams, G. P. (1979). Large-scale motion in the Venus stratosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36 :377–389. 150
- Sagan, C. and Chyba, C. (1997). The early faint sun paradox : Organic shielding of ultraviolet-labile greenhouse gases. *Science*, 276 :1217–1221. 35
- Schenk, P., Beyer, R. A., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Spencer, J. R., White, O. M., Singer, K., Robbins, S., Umurhan, O. M., Nimmo, F., Lauer, T. D., Grundy, W., Stern, A., Weaver, Jr., H. A., Young, L. A., Olkin, C., the New Horizons Geology, and Team, G. I. (2017). Basins, Fractures and Volcanoes : Global Cartography and Topography of Pluto from New Horizons. *Submitted to Icarus*. 113, 122
- Schenk, P., Beyer, R. A., Moore, J. M., Spencer, J. R., McKinnon, W. B., Weaver, Jr., H. A., Young, L. A., Olkin, C., Ennico Smith, K., and Stern, A. (2016a). Regional Topographic Properties of Pluto and Charon from New Horizons. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 84, 110, 113
- Schenk, P., Singer, K., Robbins, S., Bray, V., Beyer, R., Moore, J., McKinnon, W. B., Spencer, J., Runyon, K., Stern, S. A., Young, L. A., Olkin, C., Ennico, K., and Weaver, H. A. (2016b). Topography of Pluto and Charon : Impact Cratering. In *Lunar and Planetary Science Conference*, volume 47 of *Lunar and Planetary Science Conference*, page 2795. 84, 110, 113

Schmitt, B., Philippe, S., Grundy, W. M., Reuter, D. C., Cote, R., Quirico, E., Protopapa, S., Young, L. A., Binzel, R. P., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Earle, A. M., Ennico, K., Howett, C. J. A., Jennings, D. E., Linscott, I. R., Lunsford, A. W., Olkin, C. B., Parker, A. H., Parker, J. W., Singer, K. N., Spencer, J. R., Stansberry, J. A., Stern, S. A., Tsang, C. C. C., Verbiscer, A. J., and Weaver, H. A. (2017). Physical state and distribution of materials at the surface of Pluto from New Horizons LEISA imaging spectrometer. *Icarus*, 287 :229–260. [33](#), [34](#), [36](#), [37](#), [42](#), [108](#), [109](#), [121](#), [133](#), [138](#), [139](#)

Scott, T. A. (1976). Solid and liquid nitrogen. , 27 :89–157. [112](#)

Sekine, Y., Genda, H., Kamata, S., and Funatsu, T. (2017). The Charon-forming giant impact as a source of Pluto’s dark equatorial regions. *Nature Astronomy*, 1 :0031. [204](#), [205](#)

Shemansky, D. E., Stewart, A. I. F., West, R. A., Esposito, L. W., Hallett, J. T., and Liu, X. (2005). The Cassini UVIS Stellar Probe of the Titan Atmosphere. *Science*, 308 :978–982. [178](#)

Sicardy, B., Talbot, J., Meza, E., Camargo, J. I. B., Desmars, J., Gault, D., Herald, D., Kerr, S., Pavlov, H., Braga-Ribas, F., Assafin, M., Benedetti-Rossi, G., Dias-Oliveira, A., Gomes-Júnior, A. R., Vieira-Martins, R., Bérard, D., Kervella, P., Lecacheux, J., Lellouch, E., Beisker, W., Dunham, D., Jelínek, M., Duffard, R., Ortiz, J. L., Castro-Tirado, A. J., Cunniffe, R., Querel, R., Yock, P. C., Cole, A. A., Giles, A. B., Hill, K. M., Beaulieu, J. P., Harnisch, M., Jansen, R., Pennell, A., Todd, S., Allen, W. H., Graham, P. B., Loader, B., McKay, G., Milner, J., Parker, S., Barry, M. A., Bradshaw, J., Broughton, J., Davis, L., Devillepoix, H., Drummond, J., Field, L., Forbes, M., Giles, D., Glassey, R., Groom, R., Hooper, D., Horvat, R., Hudson, G., Idaczyk, R., Jenke, D., Lade, B., Newman, J., Nosworthy, P., Purcell, P., Skilton, P. F., Streamer, M., Unwin, M., Watanabe, H., White, G. L., and Watson, D. (2016). Pluto’s Atmosphere from the 2015 June 29 Ground-based Stellar Occultation at the Time of the New Horizons Flyby. *Astrophys. J.l*, 819 :L38. [10](#), [11](#), [95](#), [97](#), [99](#), [143](#)

Sicardy, B., Widemann, T., Colas, F., Doressoundiram, A., Lecacheux, J., Vachier, F., Beisker, W., Assafin, M., Camargo, J., Da Silva Neto, D., Ribas, F., Andrei, A., Vieira Martins, R., Behrend, R., Hubbard, W., Larson, S., Marchis, F., Wong, M., Severson, S., Dunham, D., Warner, B. D., Peterson, C., Molnar, L., George, T., Maley, P., Coziol, R., Choi, Y., Team, E., Bath, K., and Kretlow, M. (2007). Pluto’s atmospheric activity, ephemeris offset and satellite detections from observations in 2007. *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts*, 39 :540. [10](#)

Sicardy, B., Widemann, T., Lellouch, E., Veillet, C., Cuillandre, J.-C., Colas, F., Roques, F., Beisker, W., Kretlow, M., Lagrange, A.-M., Gendron, E., Lacombe, F., Lecacheux, J., Birnbaum, C., Fienga, A., Leyrat, C., Maury, A., Raynaud, E., Renner, S., Schultheis, M., Brooks, K., Delsanti, A., H., R., O., Gilmozzi, R., Lidman, C., Spyromilio, J., Rapaport, M., Rosenzweig, P., Naranjo, O., Porras, L., Díaz, F., Calderón, H., Carrillo, S., Carvajal, A., Recalde, E., Cavero, L., Gaviria, Montalvo, C., Barría, D., Campos, R., Duffard, R., and Levato, H. (2003). Large changes in pluto’s atmosphere as revealed by recent stellar occultations. *Nature*, 424 :168–170. [10](#)

Singer, K. N. and Stern, S. A. (2015). On the Provenance of Pluto’s Nitrogen ( $N_2$ ). *Astrophys. J.l*, 808 :L50. [41](#)

Sittler, E. C., Hartle, R. E., Johnson, R. E., Cooper, J. F., Lipatov, A. S., Bertucci, C., Coates, A. J., Szego, K., Shappirio, M., Simpson, D. G., and Wahlund, J.-E. (2010). Saturn’s magnetospheric interaction with Titan as defined by Cassini encounters T9 and T18 : New results. *Plan.& Space Sci.*, 58 :327–350. [178](#)

- Smith, B. A., Soderblom, L. A., Banfield, D., Barnet, C., Beebe, R. F., Bazilevskii, A. T., Bollinger, K., Boyce, J. M., Briggs, G. A., and Brahic, A. (1989). Voyager 2 at Neptune - Imaging science results. *Science*, 246 :1422–1449. 179
- Sotin, C., Lawrence, K. J., Reinhardt, B., Barnes, J. W., Brown, R. H., Hayes, A. G., Le Mouélic, S., Rodriguez, S., Soderblom, J. M., Soderblom, L. A., Baines, K. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., Jaumann, R., Nicholson, P. D., and Stephan, K. (2012). Observations of Titan’s Northern lakes at 5  $\mu\text{m}$  : Implications for the organic cycle and geology. *Icarus*, 221 :768–786. 185
- Spencer, J. R., Stansberry, J. A., Trafton, L. M., Young, E. F., Binzel, R. P., and Croft, S. K. (1997). Volatile Transport, Seasonal Cycles, and Atmospheric Dynamics on Pluto. In Stern, S. A. and Tholen, D. J., editors, *Pluto and Charon*, page 435. 16
- Stansberry, J. A., Lunine, J. I., Hubbard, W. B., Yelle, R. V., and Hunten, D. M. (1994). Mirages and the nature of Pluto’s atmosphere. *Icarus*, 111 :503–513. 10
- Stansberry, J. A., Lunine, J. I., and Tomasko, M. G. (1989). Upper limits on possible photochemical hazes on Pluto. *Geophys. Res. Lett.*, 16 :1221–1224. 179
- Stansberry, J. A., Spencer, J. R., Schmitt, B., Benchkoura, A.-I., Yelle, R. V., and Lunine, J. I. (1996). A model for the overabundance of methane in the atmospheres of Pluto and Triton. *Plan. & Space Sci.*, 44 :1051–1063. 16, 102
- Stansberry, J. A. and Yelle, R. V. (1999). Emissivity and the Fate of Pluto’s Atmosphere. *Icarus*, 141 :299–306. 91
- Stern, S., Skinner, T., Brosch, N., Van Santvoort, J., and Trafton, L. (1989). The uv spectrum of pluto-charon - iue observations from 2600 to 3100 a. *Astrophysical Journal, Part 1*, 342 :533–538. 12
- Stern, S. A. (2008). The New Horizons Pluto Kuiper Belt Mission : An Overview with Historical Context. *Space Sci. Rev.*, 140 :3–21. 21
- Stern, S. A., Bagenal, F., Ennico, K., Gladstone, G. R., Grundy, W. M., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Olkin, C. B., Spencer, J. R., Weaver, H. A., Young, L. A., Andert, T., Andrews, J., Banks, M., Bauer, B., Bauman, J., Barnouin, O. S., Bedini, P., Beisser, K., Beyer, R. A., Bhaskaran, S., Binzel, R. P., Birath, E., Bird, M., Bogan, D. J., Bowman, A., Bray, V. J., Brozovic, M., Bryan, C., Buckley, M. R., Buie, M. W., Buratti, B. J., Bushman, S. S., Calloway, A., Carcich, B., Cheng, A. F., Conard, S., Conrad, C. A., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Custodio, O. S., Dalle Ore, C. M., Deboy, C., Dischner, Z. J. B., Dumont, P., Earle, A. M., Elliott, H. A., Ercol, J., Ernst, C. M., Finley, T., Flanigan, S. H., Fountain, G., Freeze, M. J., Greathouse, T., Green, J. L., Guo, Y., Hahn, M., Hamilton, D. P., Hamilton, S. A., Hanley, J., Harch, A., Hart, H. M., Hersman, C. B., Hill, A., Hill, M. E., Hinson, D. P., Holdridge, M. E., Horanyi, M., Howard, A. D., Howett, C. J. A., Jackman, C., Jacobson, R. A., Jennings, D. E., Kammer, J. A., Kang, H. K., Kaufmann, D. E., Kollmann, P., Krimigis, S. M., Kusnierzewicz, D., Lauer, T. R., Lee, J. E., Lindstrom, K. L., Linscott, I. R., Lisse, C. M., Lunsford, A. W., Mallder, V. A., Martin, N., McComas, D. J., McNutt, R. L., Mehoke, D., Mehoke, T., Melin, E. D., Mutchler, M., Nelson, D., Nimmo, F., Nunez, J. I., Ocampo, A., Owen, W. M., Paetzold, M., Page, B., Parker, A. H., Parker, J. W., Pelletier, F., Peterson, J., Pinkine, N., Piquette, M., Porter, S. B., Protopapa, S., Redfern, J., Reitsema, H. J., Reuter, D. C., Roberts, J. H., Robbins, S. J., Rogers, G., Rose, D., Runyon, K., Rutherford, K. D., Ryschkewitsch, M. G., Schenk, P., Schindhelm, E., Sepan, B., Showalter, M. R., Singer, K. N., Soluri, M., Stanbridge, D., Steffl, A. J., Strobel, D. F., Stryk, T., Summers, M. E., Szalay, J. R., Tapley, M., Taylor, A., Taylor, H., Throop, H. B., Tsang, C. C. C., Tyler, G. L., Umurhan, O. M., Verbiscer, A. J.,

- Versteeg, M. H., Vincent, M., Webbert, R., Weidner, S., Weigle, G. E., White, O. L., Whittenburg, K., Williams, B. G., Williams, K., Williams, S., Woods, W. W., Zangari, A. M., and Zirnstein, E. (2015). The Pluto system : Initial results from its exploration by New Horizons. *Science*, 350 :aad1815. [18](#), [36](#), [37](#), [43](#), [44](#), [48](#), [95](#), [96](#), [100](#), [109](#), [131](#), [142](#), [143](#), [177](#), [179](#), [180](#), [192](#), [198](#)
- Stern, S. A., Binzel, R. P., Earle, A. M., Singer, K. N., Young, L. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Moore, J. M., McKinnon, W. B., and Spencer, J. R. (2017a). Past epochs of significantly higher pressure atmospheres on Pluto. *Icarus*, 287 :47–53. [42](#), [43](#), [109](#), [114](#), [132](#), [135](#)
- Stern, S. A., Buie, M. W., and Trafton, L. M. (1997). HST High-Resolution Images and Maps of Pluto. *Astrophys. J.*, 113 :827. [12](#), [95](#), [96](#), [101](#)
- Stern, S. A., Kammer, J. A., Barth, E. L., Singer, K. N., Lauer, T. R., Hofgartner, J. D., Weaver, H. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Young, L. A., the New Horizons LORRI Instrument Team, the New Horizons Ralph Instrument Team, and the New Horizons Atmospheres Investigation Team (2017b). Evidence for Possible Clouds in Pluto’s Present Day Atmosphere. *ArXiv e-prints*. [55](#), [168](#), [170](#), [171](#)
- Stern, S. A., Kammer, J. A., Gladstone, G. R., Steffl, A. J., Cheng, A. F., Young, L. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Wm. Parker, J., Parker, A. H., Lauer, T. R., Zangari, A., and Summers, M. (2017c). New Horizons constraints on Charon’s present day atmosphere. *Icarus*, 287 :124–130. [59](#)
- Stern, S. A. and Tholen, D. J., editors (1997). *Dynamics of the Pluto-Charon Binary*. [90](#), [109](#), [110](#), [112](#)
- Stern, S. A., Trafton, L. M., and Gladstone, G. R. (1988). Why is Pluto bright ? Implications of the albedo and lightcurve behavior of Pluto. *Icarus*, 75 :485–498. [15](#)
- Stern, S. A., Weintraub, D. A., and Festou, M. C. (1993). Evidence for a Low Surface Temperature on Pluto from Millimeter-Wave Thermal Emission Measurements. *Science*, 261 :1713–1716. [12](#)
- Strobel, D. F. and Summers, M. E. (1995). Triton’s upper atmosphere and ionosphere. In Cruikshank, D. P., Matthews, M. S., and Schumann, A. M., editors, *Neptune and Triton*, pages 1107–1148. [180](#)
- Strobel, D. F., Summers, M. E., Herbert, F., and Sandel, B. R. (1990). The photochemistry of methane in the atmosphere of Triton. *Geophys. Res. Lett.*, 17 :1729–1732. [179](#)
- Strobel, D. F. and Zhu, X. (2017). Comparative planetary nitrogen atmospheres : Density and thermal structures of Pluto and Triton. *Icarus*, 291 :55–64. [56](#)
- Strobel, D. F., Zhu, X., Summers, M. E., and Stevens, M. H. (1996). On the Vertical Thermal Structure of Pluto’s Atmosphere. *Icarus*, 120 :266–289. [10](#), [48](#), [76](#), [77](#)
- Sykes, M. V., Cutri, R. M., Lebofsky, L. A., and Binzel, R. P. (1987). IRAS serendipitous survey observations of Pluto and Charon. *Science*, 237 :1336–1340. [12](#)
- Szopa, C., Cernogora, G., Boufendi, L., Correia, J. J., and Coll, P. (2006). PAMPRE : A dusty plasma experiment for Titan’s tholins production and study. *Plan. & Space Sci.*, 54 :394–404. [35](#), [179](#)
- Teanby, N. A., Irwin, P. G. J., Nixon, C. A., de Kok, R., Vinatier, S., Coustenis, A., Sefton-Nash, E., Calcutt, S. B., and Flasar, F. M. (2012). Active upper-atmosphere chemistry and dynamics from polar circulation reversal on Titan. *Nature*, 491 :732–735. [180](#)
- Toigo, A. D., French, R. G., Gierasch, P. J., Guzewich, S. D., Zhu, X., and Richardson, M. I. (2015). General circulation models of the dynamics of Pluto’s volatile transport on the eve of the New Horizons encounter. *Icarus*, 254 :306–323. [53](#), [148](#), [150](#)

- Tomasko, M. G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroe, M., Combes, M., Cook, D., Coustenis, A., de Bergh, C., Dafoe, L. E., Doose, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Keller, H. U., Kirk, R., Kramm, R., Küppers, M., Lanagan, P., Lellouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, G. M., Rizk, B., Rosiek, M., Rueffer, P., Schröder, S. E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soderblom, L., Thomas, N., and West, R. (2005). Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature*, 438 :765–778. [177](#)
- Toon, O. B., McKay, C. P., Griffith, C. A., and Turco, R. P. (1992). A physical model of Titan's aerosols. *Icarus*, 95 :24–53. [178](#)
- Trafton, L. M. (2015). On the state of methane and nitrogen ice on Pluto and Triton : Implications of the binary phase diagram. *Icarus*, 246 :197–205. [214](#)
- Trafton, L. M., Hunten, D. M., Zahnle, K. J., and McNutt, Jr., R. L. (1997). Escape Processes at Pluto and Charon. In Stern, S. A. and Tholen, D. J., editors, *Pluto and Charon*, page 475. [16](#)
- Trainer, M. G., Pavlov, A. A., Dewitt, H. L., Jimenez, J. L., McKay, C. P., Toon, O. B., and Tolbert, M. A. (2006). Inaugural Article : Organic haze on Titan and the early Earth. *Proceedings of the National Academy of Science*, 103 :18035–18042. [35](#), [177](#), [179](#), [183](#), [185](#)
- Tran, B. N., Force, M., Briggs, R. G., Ferris, J. P., Persans, P., and Chera, J. J. (2008). Titan's atmospheric chemistry : Photolysis of gas mixtures containing hydrogen cyanide and carbon monoxide at 185 and 254 nm. *Icarus*, 193 :224–232. [184](#)
- Trowbridge, A. J., Melosh, H. J., Steckloff, J. K., and Freed, A. M. (2016). Vigorous convection as the explanation for Pluto's polygonal terrain. *Nature*, 534 :79–81. [40](#), [41](#), [81](#), [86](#), [108](#), [113](#)
- Tryka, K., Brown, R., Cruikshank, D., Owen, T., Geballe, T., and De Bergh, C. (1994). Temperature of nitrogen ice on pluto and its implications for flux measurements. *Icarus*, 112 :513–527. [12](#)
- Umurhan, O. M., Howard, A. D., Moore, J. M., Earle, A. M., White, O. L., Schenk, P. M., Binzel, R. P., Stern, S. A., Beyer, R. A., Nimmo, F., McKinnon, W. B., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., and Young, L. A. (2017). Modeling glacial flow on and onto Pluto's Sputnik Planitia. *Icarus*, 287 :301–319. [81](#), [87](#), [88](#), [89](#), [109](#), [112](#), [114](#), [115](#), [134](#)
- Vangvichith, M. (2013). Modelisation des atmosphères et des glaces de pluton et triton. *These*. [1](#), [16](#), [64](#)
- Vangvichith, M. (2015). Dynamique et modelisation des atmospheres profondes : Application a l'atmosphère de titan. *These*. [216](#)
- Vinatier, S., Bézard, B., Fouchet, T., Teanby, N. A., de Kok, R., Irwin, P. G. J., Conrath, B. J., Nixon, C. A., Romani, P. N., Flasar, F. M., and Coustenis, A. (2007). Vertical abundance profiles of hydrocarbons in Titan's atmosphere at 15S and 80N retrieved from Cassini/CIRS spectra. *Icarus*, 188 :120–138. [201](#)
- Vinatier, S., Bézard, B., Nixon, C. A., Mamoutkine, A., Carlson, R. C., Jennings, D. E., Guandique, E. A., Teanby, N. A., Bjoraker, G. L., Michael Flasar, F., and Kunde, V. G. (2010). Analysis of Cassini/CIRS limb spectra of Titan acquired during the nominal mission. I. Hydrocarbons, nitriles and CO<sub>2</sub> vertical mixing ratio profiles. *Icarus*, 205 :559–570. [201](#)
- Volkov, A. N., Johnson, R. E., Tucker, O. J., and Erwin, J. T. (2011). Thermally Driven Atmospheric Escape : Transition from Hydrodynamic to Jeans Escape. *Astrophys. J. Lett.*, 729 :L24. [57](#)

- Waite, J. H., Niemann, H., Yelle, R. V., Kasprzak, W. T., Cravens, T. E., Luhmann, J. G., McNutt, R. L., Ip, W.-H., Gell, D., De La Haye, V., Müller-Wordag, I., Magee, B., Borggren, N., Ledvina, S., Fletcher, G., Walter, E., Miller, R., Scherer, S., Thorpe, R., Xu, J., Block, B., and Arnett, K. (2005). Ion Neutral Mass Spectrometer Results from the First Flyby of Titan. *Science*, 308 :982–986. [180](#)
- Waite, J. H., Young, D. T., Cravens, T. E., Coates, A. J., Crary, F. J., Magee, B., and Westlake, J. (2007). The Process of Tholin Formation in Titan’s Upper Atmosphere. *Science*, 316 :870–. [178](#)
- Weaver, H. A., Buie, M. W., Buratti, B. J., Grundy, W. M., Lauer, T. R., Olkin, C. B., Parker, A. H., Porter, S. B., Showalter, M. R., Spencer, J. R., Stern, S. A., Verbiscer, A. J., McKinnon, W. B., Moore, J. M., Robbins, S. J., Schenk, P., Singer, K. N., Barnouin, O. S., Cheng, A. F., Ernst, C. M., Lisse, C. M., Jennings, D. E., Lunsford, A. W., Reuter, D. C., Hamilton, D. P., Kaufmann, D. E., Ennico, K., Young, L. A., Beyer, R. A., Binzel, R. P., Bray, V. J., Chaikin, A. L., Cook, J. C., Cruikshank, D. P., Dalle Ore, C. M., Earle, A. M., Gladstone, G. R., Howett, C. J. A., Linscott, I. R., Nimmo, F., Parker, J. W., Philippe, S., Protopapa, S., Reitsema, H. J., Schmitt, B., Stryk, T., Summers, M. E., Tsang, C. C. C., Throop, H. H. B., White, O. L., and Zangari, A. M. (2016). The small satellites of Pluto as observed by New Horizons. *Science*, 351 :aae0030. [59](#)
- West, R. A. and Smith, P. H. (1991). Evidence for aggregate particles in the atmospheres of Titan and Jupiter. *Icarus*, 90 :330–333. [178](#)
- White, O. L., Moore, J. M., McKinnon, W. B., Spencer, J. R., Howard, A. D., Schenk, P. M., Beyer, R. A., Nimmo, F., Singer, K. N., Umurhan, O. M., Stern, S. A., Ennico, K., Olkin, C. B., Weaver, H. A., Young, L. A., Cheng, A. F., Bertrand, T., Binzel, R. P., Earle, A. M., Grundy, W. M., Lauer, T. R., Protopapa, S., Robbins, S. J., and Schmitt, B. (2017). Geological mapping of Sputnik Planitia on Pluto. *Icarus*, 287 :261–286. [37](#), [38](#), [108](#), [109](#), [118](#)
- Wilson, E. H. and Atreya, S. K. (2003). Chemical sources of haze formation in Titan’s atmosphere. *Plan. & Space Sci.*, 51 :1017–1033. [178](#), [180](#), [185](#)
- Wilson, E. H. and Atreya, S. K. (2004). Current state of modeling the photochemistry of Titan’s mutually dependent atmosphere and ionosphere. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109 :E06002. [178](#)
- Wolf, E. T. and Toon, O. B. (2010). Fractal Organic Hazes Provided an Ultraviolet Shield for Early Earth. *Science*, 328 :1266. [35](#)
- Wong, M. L., Fan, S., Gao, P., Liang, M.-C., Shia, R.-L., Yung, Y. L., Kammer, J. A., Summers, M. E., Gladstone, G. R., Young, L. A., Olkin, C. B., Ennico, K., Weaver, H. A., and Stern, S. A. (2017). The photochemistry of Pluto’s atmosphere as illuminated by New Horizons. *Icarus*, 287 :110–115. [49](#), [53](#), [200](#), [205](#), [213](#)
- Yamashita, Y., Kato, M., and Arakawa, M. (2010). Experimental study on the rheological properties of polycrystalline solid nitrogen and methane : Implications for tectonic processes on Triton. *Icarus*, 207 :972–977. [87](#), [114](#)
- Yelle, R. V., Borggren, N., de la Haye, V., Kasprzak, W. T., Niemann, H. B., Müller-Wodarg, I., and Waite, J. H. (2006). The vertical structure of Titan’s upper atmosphere from Cassini Ion Neutral Mass Spectrometer measurements. *Icarus*, 182 :567–576. [178](#)
- Young, E. and Binzel, R. (1993). Comparative mapping of pluto’s sub-charon hemisphere - three least squares models based on mutual event lightcurves. *Icarus*, 102 :134–149. [12](#)

- Young, E. F. and Binzel, R. P. (1993). Comparative mapping of Pluto's sub-Charon hemisphere - Three least squares models based on mutual event lightcurves. *Icarus*, 102 :134–149. [7](#)
- Young, E. F., French, R. G., Young, L. A., Ruhland, C. R., Buie, M. W., Olkin, C. B., Regester, J., Shoemaker, K., Blow, G., Broughton, J., Christie, G., Gault, D., Lade, B., and Natusch, T. (2008). Vertical Structure in Pluto's Atmosphere from the 2006 June 12 Stellar Occultation. *Astrophys. J.*, 136 :1757–1769. [10](#)
- Young, L. (2012). Volatile transport on inhomogeneous surfaces : I - analytic expressions, with application to pluto's day. *Icarus*, 221 :80–88. [15](#), [16](#)
- Young, L., Bally, J., Bauer, J., Buie, M., Chanover, N., French, R., Hill, R., Hiriart, D., Holtzman, J., Howell, R., Jennings, D., Massey, P., Matthews, K., Miko, L., Millis, R., Nicholson, P., Olkin, C., Owen, W., Plymate, C., Regester, J., Roe, H., Ruhland, C., Sada, P., Salas, L., Severson, S., Shoemaker, K., Von Hippel, T., Young, E., Young, J., and Zangari, A. (2007). Visible and near-ir observations of the 2007 march 18 occultation by pluto. *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts*, 39 :541. [10](#)
- Young, L. A. (2013). Pluto's Seasons : New Predictions for New Horizons. *Astrophys. J.l*, 766 :L22. [10](#), [94](#), [95](#)
- Young, L. A., Elliot, J. L., Tokunaga, A., de Bergh, C., and Owen, T. (1997). Detection of Gaseous Methane on Pluto. *Icarus*, 127 :258–262. [14](#)
- Young, L. A., Kammer, J. A., Steffl, A. J., Gladstone, G. R., Summers, M. E., Strobel, D. F., Hinson, D. P., Stern, S. A., Weaver, H. A., Olkin, C. B., Ennico, K., McComas, D. J., Cheng, A. F., Gao, P., Lavvas, P., Linscott, I. R., Wong, M. L., Yung, Y. L., Cunningham, N., Davis, M., Parker, J. W., Schindhelm, E., Siegmund, O. H. W., Stone, J., Rutherford, K., and Versteeg, M. (2017). Structure and Composition of Pluto's atmosphere from the New Horizons Solar Ultraviolet Occultation. *ArXiv e-prints*. [49](#), [52](#), [175](#), [200](#)
- Zalucha, A. M., Gulbis, A. A. S., Zhu, X., Strobel, D. F., and Elliot, J. L. (2011). An analysis of Pluto occultation light curves using an atmospheric radiative-conductive model. *Icarus*, 211 :804–818. [77](#)
- Zangari, A. (2015). A meta-analysis of coordinate systems and bibliography of their use on Pluto from Charon's discovery to the present day. *Icarus*, 246 :93–145. [111](#), [186](#)
- Zhu, X., Strobel, D. F., and Erwin, J. T. (2014). The density and thermal structure of Pluto's atmosphere and associated escape processes and rates. *Icarus*, 228 :301–314. [56](#)

## RÉSUMÉ

Cette thèse porte sur l'étude de l'atmosphère et de la surface de Pluton avec des modèles de climat global (GCM). Le 14 juillet 2015, la sonde NASA New Horizons a survolé Pluton et a révélé un monde glacé magnifique, aux paysages inédits dans le Système solaire, débordants d'activité. A la surface, d'immenses étendues de givres et de spectaculaires glaciers, mélangeant les glaces volatiles d'azote, de méthane et de CO, témoignent de la complexité et de la diversité géologique que nous offre Pluton. Dans l'atmosphère, la photolyse de certaines espèces volatiles par l'action du rayonnement ultraviolet du Soleil entraîne la formation d'une fine brume organique bleutée, plus épaisse au niveau du pôle nord.

Ces observations exotiques, parfois énigmatiques, appellent à des efforts de modélisation pour compléter leur analyse et comprendre les mécanismes associés. Pour cela, nous avons développé deux modèles numériques complémentaires. Tout d'abord, nous avons construit un modèle 2D dédié à l'étude de la surface, qui simule les interactions et échanges des espèces volatiles entre la surface et l'atmosphère de Pluton sur des milliers d'années. Ensuite, nous avons développé un simulateur 3D du climat de Pluton représentant, entre autres, la circulation atmosphérique et la turbulence, la sublimation et la condensation des espèces volatiles, la formation de nuages, le transfert radiatif, et la formation de la brume organique dans l'atmosphère. Ce modèle 3D s'initialise avec les conditions de surface équilibrées obtenues après des milliers d'années simulées avec le modèle 2D.

Après avoir décrit les caractéristiques de nos modèles, nous analysons les cycles annuels des espèces volatiles. Nos simulations reproduisent la distribution des glaces volatiles observées à la surface de Pluton. En particulier, nous montrons que l'insolation sur Pluton et la nature de son atmosphère favorisent la condensation d'azote au fond du bassin Sputnik Planitia, comme observé. L'évolution de la pression à la surface et des abondances des espèces volatiles dans l'atmosphère obtenues dans le modèle sont également en accord avec les observations. Nous fournissons ainsi un scénario complet pour expliquer les cycles annuels des espèces volatiles. Nous appliquons ensuite nos modèles pour explorer l'impact des changements d'obliquité, d'excentricité et de la précession des équinoxes sur les paléoclimats de Pluton. Nous simulons, sur des échelles de millions d'années, des écoulements glaciaires de la calotte de glace dans Sputnik Planitia, ainsi que la formation de glaciers de méthane à l'équateur, des résultats très cohérents avec les observations. Nous nous intéressons ensuite de plus près à l'état de l'atmosphère de Pluton en 2015 avec le modèle GCM 3D complet. Cette étude aboutit à une caractérisation complète de l'atmosphère : régimes de vents, ondes, formation des nuages, températures, etc... En particulier, nous mettons en évidence la sensibilité de la circulation générale à la distribution de la glace d'azote à la surface. Nos derniers résultats suggèrent qu'un rétro-rotation est à l'œuvre dans l'atmosphère de Pluton, induite par les flux de condensation-sublimation de l'azote dans le bassin de Sputnik Planitia. Le GCM nous permet également d'enrichir les diagnostics tirés des observations en montrant que plusieurs phénomènes atmosphériques sont à l'origine de la couche limite froide observée dans le profond bassin Sputnik Planitia. Enfin, en reproduisant les processus qui mènent à la formation de la brume organique, nous simulons son transport dans l'atmosphère. Les résultats montrent que les vents méridiens sur Pluton sont si faibles que la brume a tendance à sédimentier aux latitudes où elle s'est formée. Le pôle nord étant dans la période de jour polaire, la photolyse des espèces volatiles et donc la formation de brume sont plus intenses à cet endroit, ce qui explique l'extension de la brume observée.

Nos travaux confirment que malgré une surface gelée et une atmosphère ténue, le climat de Pluton est d'une remarquable activité.

# ABSTRACT

This thesis focuses on the study of Pluto's surface and atmosphere via Global Climate Models (GCM). On July 14, 2015, the NASA New Horizons spacecraft flew by Pluto and revealed an active frozen world, with unprecedented landscapes in the Solar System. On the surface, vast plains covered with frost and spectacular glaciers, composed of different mixtures of volatile nitrogen ices, methane, and carbon monoxide, demonstrate the complexity and the geological diversity Pluto offers. In the upper atmosphere, the photolysis of certain volatiles induced by ultraviolet photons, leads to the formation of a thin bluish organic haze, extending maximally at the North Pole.

These exotic, and sometimes enigmatic observations, call upon modelling efforts to complete their analysis and understand the associated mechanisms at play in the lower atmosphere. For this purpose, we have developed two complementary numerical models of Pluto's climate : First we build a 2D model dedicated to the study of Pluto's surface, simulating the surface-atmosphere interactions occurring over thousands of years. Then, we developed a 3D model of Pluto's atmosphere taking into account sublimation and condensation of volatiles, cloud formation, atmospheric circulation and turbulence, atmospheric radiative transfer, organic haze formation, as well as many other physical processes. In order to ensure our simulations, sensitive to our initial conditions, correctly describe reality, we initialize the 3D model with a set of subsurface temperatures and ice distribution, which converged toward steady state after thousands of years simulated with the 2D model.

After we describe the characteristics of our models, we analyse the annual volatile cycles. Our simulations reproduce the distribution of the volatile ices observed on Pluto's surface. In particular, we show that the solar insolation on Pluto and the nature of its atmosphere favour the condensation of nitrogen at the bottom of the Sputnik Planitia basin, as observed. The evolution of surface pressure and abundances of the volatiles observed in the atmosphere are also reproduced. We thus provide a comprehensive scenario to describe the annual volatile cycles. We then apply our models to investigate the impact of changes in obliquity, eccentricity, and precession of the equinoxes on the paleoclimates of Pluto. We simulate the glacial activity of the Sputnik Planitia ice cap on a timescale of millions of years, as well as the formation of methane glaciers at the equator. Our results are in agreement with the observations. We then focus on Pluto's atmosphere in 2015 with the full 3D GCM model where we performed a comprehensive characterization of the atmosphere : wind regimes, waves, cloud formation, temperatures etc. ... In particular, we demonstrate the sensitivity of the general circulation to the distribution of the nitrogen ice on the surface. Our latest results suggest that Pluto's atmosphere undergoes retrograde rotation, induced by the condensation-sublimation of nitrogen in the Sputnik Planitia basin. The GCM also allows us to enrich the diagnostics obtained from the observations by showing that several atmospheric phenomena originate at the cold boundary layer observed deep in the Sputnik Planitia basin. Finally, by reproducing the processes that lead to the formation of organic haze, we simulate haze transport in the atmosphere. Results show that the meridional circulation on Pluto is so weak that the haze particles tend to fall at the latitudes where they are formed. Since the North Pole is currently in a period of continuous daylight, the photolysis of volatiles and therefore the formation of haze are more intense near this location, which explains the greater extension of the haze observed there.

Our work confirms that despite a frozen surface and a tenuous atmosphere, Pluto's climate is remarkably active.