HAL
open science

Étude topographique, géomorphologique et hydrologique d'un paysage fluvial à l'équateur du plus gros satellite de Saturne, Titan

Chloé Daudon

To cite this version:

Chloé Daudon. Étude topographique, géomorphologique et hydrologique d'un paysage fluvial à l'équateur du plus gros satellite de Saturne, Titan. Sciences de la Terre. Université Paris Cité, 2020. Français. NNT : 2020UNIP7058 . tel-03204121

HAL Id: tel-03204121

https://theses.hal.science/tel-03204121v1

Submitted on 21 Apr 2021

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

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

Thèse de doctorat

préparée à l'université de Paris
Ecole doctorale STEP'UP-ED 560
IPGP-Équipe de Planétologie et Sciences Spatiales

Étude topographique, géomorphologique et hydrologique d'un paysage fluvial à l'équateur du plus gros satellite de Saturne, Titan.

par

Chloé Daudon

Présentée et soutenue publiquement le 3 Novembre 2020

Thèse de doctorat des Sciences de la Terre et de l'Environnement
dirigée par Sébastien Rodriguez & Stéphane Jacquemoud

Devant un jury composé de :

Stéphane Bonnet	Rapporteur
Stéphane Le Mouélic	Rapporteur
François Métivier	Président
Athena Coustenis	Examinatrice
Ewelina Rupnik	Examinatrice
Sébastien Rodriguez	Directeur
Stéphane Jacquemoud	Co-directeur
Antoine Lucas	Co-encadrant

Résumé

Titan, le plus gros satellite de Saturne, est un corps atypique dans le Système solaire. A commencer par sa taille planétaire, plus grande que Mercure, son atmosphère riche et dense, principalement composée de méthane et de diazote, permettant l'existence d'un cycle du méthane, similaire au cycle de l'eau sur Terre. Des vallées fluviales y ont été observées à toutes les latitudes grâce à la mission Cassini-Huygens (2004–2017). Tout comme l'eau sur Terre, le méthane liquide creuse le substrat pour former des réseaux de rivières complexes, observés dans les images acquises près de l'équateur par la sonde Huygens. Ces rivières jouent un rôle majeur dans la formation et la dynamique des paysages. L'objectif de cette thèse est de contraindre le contexte géomorphologique et climatique de mise en place de ces rivières. Cette étude est centrée sur le réseau de rivières proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens, car il s'agit du paysage le plus résolu de la surface de Titan observé à ce jour. La réalisation d'un modèle numérique de terrain (MNT) a tout d'abord été effectuée grâce à la mise en place d'une nouvelle stratégie de reconstruction de la topographie permettant d'outrepasser la complexité du jeu de données disponible (qualité médiocre des images et géométrie d'acquisition non optimale). Ce MNT a ensuite été exploité pour analyser le paysage fluvial au travers de critères de caractérisation morphologique (indices de concavité et distribution des pentes) afin d'en extraire une signature climatique. Enfin, les taux de précipitations requis pour former ces rivières ont été calculés grâce à la théorie de la rivière au seuil. Cette étude montre que les paysages fluviaux proches du site d'atterrissage de la sonde Huygens sont soumis à un climat aride. Les rivières se forment lors d'évènements pluvieux rares et modérés (avec des taux de précipitation instantané de moins de 5 mm/h), conditions compatibles avec les observations de Cassini et les prédictions des modèles de climat actuels pour les régions équatoriales de Titan. En comparaison avec la Terre, il apparaît enfin que des débits de méthane liquide plus faibles, et donc des taux de précipitations moins élevés, sont nécessaires pour former des rivières de taille équivalente. Un certain nombre de ces résultats (notamment les taux de précipitations moyens et instantanés) pourra être vérifié par la future mission d'exploration « in situ » de Titan, Dragonfly, dont l'arrivée est prévue en 2034.

Abstract

Titan, Saturn's largest moon, presents unique characteristics in the Solar System. First it has a huge size, larger than Mercury; a rich and dense atmosphere, mostly composed of methane and dinitrogen, allows the presence of a methane cycle, similar to the water cycle on Earth. River valleys have been observed on Titan at all latitudes by the Cassini-Huygens mission (2014-2017). Just like water on Earth, liquid methane carves into the substrate to form a complex network of rivers, particularly stunning in the images acquired near the equator by the Huygens probe. This thesis aims at better understanding the geomorphological and climate processes at work that form these landscapes. Because the Huygens landing site offers the best images in terms of resolution, this study is focused on this region. We first build a Digital Terrain Model (DTM) following a new protocol of 3D reconstruction that overcomes limitations due to data complexity and flaws (unusual geometric configuration). Thanks to this reconstruction, landscape analysis through morphological criteria has been conducted using concavity index and slopes distribution. Finally, the threshold theory is used to trace back the methane rainfall rates needed to form the rivers. Results suggest that rivers close to the Huygens landing site are subject to an arid climate. Those rivers come from rare and moderate rainfalls (instantaneous rates are inferior to 5 mm/h), that match Cassini's observations and known current climate model predictions for equatorial regions of Titan. Comparing Titan and Earth river formations show that smaller methane flow rates, thus smaller rainfall rates, are needed on Titan to form rivers of shapes and sizes similar to rivers formed on Earth from water. Some of these results (average and instantaneous rainfall rates) will be validated by the Dragonfly mission on Titan, planned for 2034.

Remerciements

On dit souvent qu'une thèse est un travail de longue haleine. Trois années sur un même sujet, cela peut paraître long mais je n'ai personnellement pas vu ces années passer. J'ai beaucoup apprécié cette période de ma vie et cela grâce à tous ceux qui étaient présents, de près ou de loin, pour m'encourager.

Aussi, mes remerciements s'adressent tout d'abord à mes encadrants, Sébastien Rodriguez, Stéphane Jacquemoud et Antoine Lucas, sans qui ce travail n'aurait pas été possible. J'ai eu une chance incroyable de vous avoir tous les trois à mes côtés pendant ces années de thèse, toujours disponibles, bienveillants, patients et compréhensifs. Vous m'avez appris la rigueur et le souci du détail (du moins je l'espère !). Merci de m'avoir guidé sur ce beau sujet avec bonne humeur et enthousiasme. Je savais que je pouvais toujours compter sur vous et je n'aurais pu rêver meilleur encadrement pour débuter en recherche !

Stéphane, merci d'avoir accepté d'être mon premier directeur de thèse car sans toi cette thèse n'aurait tout simplement pas pu avoir lieu ! Merci pour tous tes conseils, ton point de vue extérieur toujours très utile et tes innombrables relectures de mon article et manuscrit.

Antoine, merci de m'avoir prise en stage en M2 car grâce à cette belle expérience, j'ai eu envie d'embarquer avec vous trois pour la thèse ! Merci pour ta grande disponibilité et pour tous tes précieux conseils sur MicMac (sans ta persévérance je ne sais vraiment pas si je serais allée au bout de ce MNT !) et tes explications très didactiques en géologie, indispensables pour la novice que j'étais.

Sébastien, j'ai commencé très fort cette thèse à tes côtés grâce à ce super séjour à Los Angeles pour assister au Cassini Grand Final dont je garderai à jamais des souvenirs mémorables, merci encore de m'avoir donnée la chance d'y participer (alors que je n'avais pas encore commencé ma thèse !). Merci pour tous tes encouragements, tes conseils et ta confiance. Je suis très fière d'être ta première thésarde et j'espère que d'autres étudiants auront la chance de t'avoir pour directeur !

Merci à tous les trois d'avoir cru en moi et j'espère continuer à collaborer avec vous dans le futur.

Je tiens ensuite à remercier l'ensemble des membres du jury qui ont accepté d'évaluer cette thèse pour le soin qu'ils y ont apporté et pour la pertinence de leurs remarques. Stéphane Le Mouélic, merci d'avoir rapporté ce manuscrit avec beaucoup d'attention et de bienveillance. Et merci pour toutes tes bonnes idées qui m'ont donné de quoi faire une seconde thèse ! C'était toujours un plaisir de te croiser aux conférences et j'espère que cela sera de nouveau possible après la crise du Covid (et promis, je ne te confondrai jamais avec Sébastien). Merci également à Stéphane Bonnet d'avoir relu ce manuscrit avec beaucoup de minutie. Merci pour votre point de vue très utile de géomorphologue « terrestre » et pour vos remarques qui m'ont permis d'améliorer nettement ce manuscrit. Merci à Ewelina Rupnik pour tous ses conseils et remarques qui m'ont donné plein de nouvelles idées pour mes futurs MNT. Merci également à Athéna Coustenis d'avoir évalué cette thèse et de m'avoir permis de bénéficier de ses larges connaissances de Titan. Enfin, un grand merci à François Métivier d'avoir présidé ce jury et de m'avoir permis de soutenir dans le bel amphithéâtre de Cuvier malgré le second confinement !

Merci également à Eric Lajeunesse et Olivier Devauchelle pour leur aide précieuse sur les rivières lors de la dernière partie de ma thèse. Merci pour votre réactivité, votre pédagogie et votre enthousiasme qui m'ont permis de découvrir l'hydrologie et de mener à bien ce projet.

Je remercie également les membres de mon comité de thèse, Bruno Bézard, Clément Narteau et Rodolphe Marion pour leurs bons conseils lors des trois comités qui ont ponctué ma thèse.

Merci à Jason Soderblom et Taylor Perron qui m'ont accueilli au MIT pendant 1 mois et merci à l'ED STEP'UP d'avoir rendu cela possible grâce à la bourse de mobilité internationale de l'IPGP.

Impossible de ne pas remercier mes chers collègues de l'équipe de Planétologie et Science Spatiale. Il paraît que cette équipe a la réputation d'être sympa, je ne sais pas si c'est vrai de l'extérieur où si c'est ce qu'on se dit pour se rassurer mais en tout cas cette réputation serait plus que méritée ! C'était toujours un plaisir de vous retrouver lors de nos pauses du midi, toujours ponctuées de discussions très sensées et intellectuelles, autour de nos deux tables parfaitement alignées dans un style de « réfectoire de nonnes » (soulignons tout de même le franc succès de Labo+bo dans la disposition des tables). Je me rappelle que Foivos avait comparé nos repas aux banquets de fin des BD d'Asterix et j'avoue ne pas avoir trouvé de meilleure comparaison ! Je garderai d'excellents souvenirs de nos bars, escape games, raclette, barbecues, séances de rempotage, secret Santa, etc. J'espère que vous garderez quelques unes de ces traditions après mon départ. Merci également de m'avoir incluse de manière non officielle dans l'aventure InSight, l'atterrissage et le Science Team de Paris (en particulier le social event au milieu des mammouths/baleines de la Grande Galerie de l'Evolution) resteront des moments forts de ma thèse.

Difficile de tous vous nommez sans en oublier car vous êtes nombreux mais je me lance quand même, merci donc à : Alice J., Alice D., Claudine, Greg, Matthieu, Henri, Sabrina, Seb dR, Tanguy, Taoufik, Cécile, Philippe (L. et L.), Amande, Salma, Taichi, Keisuke, Olivier, Christiane, Michel, Elvira, Giovanni, Sylvain, etc. ! Ainsi que ceux de l'équipe géodésie (Maylis, Ana, Marie, etc.) et AIM (Francis, Sylvain, etc.) ! Et bien sûr les (plus ou moins) anciens : Clément, Mélanie, Maria, Lucile, Foivos, Balto, Seb L., Thomas, Joana, Alexandre, Arnaud, Aurélien, etc.

Merci en particulier à mes super co-bureaux, Alice J., Lucile et Alice D. avec lesquelles j'ai eu la chance de partager le plus beau bureau du labo. Merci de m'avoir supportée pendant ces 3 années (même 4 pour Alice J.), vous allez bien me manquer.

Merci également à Claudine et Cécile grâce à qui cette équipe tourne parfaitement.

En résumé, merci à tous, vous avez placé la barre très haute en termes de convivialité au boulot et je compte bien repasser de temps en temps pour un déjeuner/bar/escape game.

Je tiens également à remercier mes amis (d'enfance, de lycée, d'Université, d'école d'ingénieur, etc.), tout simplement d'être là. Je sais que je peux compter sur vous lorsque j'en ai besoin.

Un immense merci aux Postadjian/Carenini/Bohbot pour leur présence et soutien. Je n'aurai pu rêver de meilleure condition pour terminer ma rédaction de thèse qu'auprès de vous dans les « Cabanes » de Bonnieux.

Tristan, merci pour ta patience et ton soutien sans faille, je te dois énormément. Tu es un puits sans fond d'encouragements, sur lequel je me suis largement reposée pendant ces trois années, en particulier au cours des deux confinements. Merci infiniment de m'avoir encouragée et supportée notamment lors des périodes de rédaction et de préparation de soutenance.

Enfin, je tiens à exprimer toute ma gratitude et mon affection à ma famille. A mes oncles/tantes, cousins/cousines, ma grand-mère et mes frères adorés (et leurs compagnes et mon neveu) : merci d'être là pour moi.

Je terminerai par mes parents. A ce niveau là, les mots semblent très faibles pour exprimer l'immense gratitude et affection dont je souhaiterais leur faire part. Malheureusement dans la langue française, il n'existe qu'un simple mot : « merci » (que j'ai déjà beaucoup répété dans ces remerciements !). Alors, merci de m'avoir encouragée et soutenue depuis 28 ans. Merci d'être là, toujours. Merci d'être les meilleurs parents.

Table des matières

Résumé **iii**

Abstract **v**

Remerciements **vii**

I Introduction générale **1**

II Etat de l'art **3**

1 Titan, une lune peu ordinaire 4
1.1 L'exploration de Titan au travers des missions spatiales 4
1.1.1 Les missions Pioneer 11 et Voyager 4
1.1.2 La mission Cassini-Huygens 5
1.2 Paramètres physiques et orbitaux de Titan 8
1.3 L'atmosphère de Titan 9
1.3.1 Composition et structure 10
1.3.2 Production des brumes organiques et destruction du méthane atmosphérique 11
1.3.3 Cycle du méthane, formation des nuages et dynamique de la basse atmosphère 13
1.3.4 Le climat de Titan 16
1.3.4.1 Les modèles de circulation générale (GCM) . . 18
1.3.4.2 Les modèles méso-échelle de convection atmosphérique 18
1.3.4.3 Récapitulatif 19
1.4 La surface de Titan 19
1.4.1 Composition chimique 19
1.4.2 Grandes unités géomorphologiques 21
1.4.2.1 Les cratères d'impact 22
1.4.2.2 Les dunes 24
1.4.2.3 Les plaines 25
1.4.2.4 Les terrains accidentés 25
1.4.2.5 Les terrains labyrinthiques 26
1.4.2.6 Les lacs et les mers 28
2 Les rivières sur Titan 29
2.1 Localisation, morphologie et formation des rivières 30
2.2 Site d'atterrissage de la sonde Huygens 37
3 Problématiques et objectifs de la thèse 43

III Reconstruction d'un nouveau modèle numérique de terrain du site d'atterrissage de Huygens par photogrammétrie 45
1 Historique et principe de la photogrammétrie 46
1.1 Principes de base de la photogrammétrie 47
1.1.1 Conditions de prise de vue 47
1.1.2 Étapes d'une reconstruction 3D 47
1.1.2.1 Recherche de points homologues 48
1.1.2.2 Mise en place des images 49
1.1.2.3 Calcul d'un nuage 3D 49
1.2 Logiciels de photogrammétrie 51
1.2.1 MicMac 52
1.2.2 SOCET SET 52
1.2.3 Agisoft Metashape (Photoscan) 52
1.3 La photogrammétrie planétaire : de la Lune à Titan 53
2 Données disponibles pour la reconstruction du MNT sur Titan 56
2.1 L'instrument DISR et les images 56
2.2 Décompression et post-traitements 58
3 Méthode de construction du MNT 58
3.1 Sélection des images et données de navigation 58
3.2 Construction du MNT à l'aide de MicMac 61
3.2.1 Recherche de points homologues 63
3.2.2 Orientation et position des caméras 64
3.2.3 Construction de la carte de profondeur 67
3.2.4 Estimation des incertitudes du MNT 68
3.3 Détermination de l'inclinaison globale du MNT-IPGP 71
3.3.1 Rotation du MNT 71
3.3.2 Ajustement polynomial du MNT 73
4 Résultats et discussion 76
5 Conclusion 80

IV Géomorphologie du site d'atterrissage de la sonde Huygens 81
1 Amélioration de la carte hydrographique dérivée du MTN-IPGP 81
2 Critères et outils d'analyse morphologique 83
2.1 Analyse du profil longitudinal des rivières 84
2.1.1 Indice de concavité normalisé NCI 84
2.1.2 Indice de concavité θ 84
2.2 Distribution des pentes 86
3 Application à Titan 89

V Hydrologie et transport sédimentaire à l'équateur de Titan 95
1 Généralités sur les rivières 96
1.1 Érosion fluviale 96
1.2 Seuil de mise en mouvement 97
1.3 Forme d'équilibre d'une rivière 98
1.4 Relation entre le débit et les paramètres morphologiques de la rivière 100
1.4.1 Écoulement turbulent 100
1.4.2 Écoulement laminaire 101
2 Application à Titan 101

2.1 Transport sédimentaire sur Titan 101
2.1.1 Transport sédimentaire sur Titan : état de l'art 102
2.1.2 Régime d'écoulement des rivières sur Titan 103
2.2 Étalonnage des paramètres de l'équation du débit pour Titan . . 103
2.2.1 Densité des sédiments ρ_s et de l'agent fluide ρ_f 104
2.2.2 Granulométrie des sédiments ds 104
2.2.3 Nombre de Shields critique θ_t 105
2.2.4 Coefficient de frottement / angle d'avalanche μ_t 106
2.2.5 Coefficient de friction c_f 107
2.2.6 Pente longitudinale S 108
2.2.7 Largeur de la rivière W 108
2.2.8 Synthèse 109
2.3 Analyse de sensibilité des paramètres 109
2.4 Incertitudes liées aux paramètres 110
3 Estimation du taux de précipitations sur Titan 110
3.1 Applicabilité à Titan 111
3.2 Analyse du réseau hydrographique 112
3.3 Estimation du débit moyen 116
3.4 Rapport d'aspect 117
3.5 Taux de précipitation et comparaison aux estimations existantes . 117
3.5.1 Estimation de débits et de pluviométrie sur Titan 118
3.5.2 Application du modèle analytique 119
3.6 Conclusion 121

VI Conclusions et perspectives **123**
1 Conclusions 123
2 Perspectives 125

VII Annexes **127**
1 Analyse de sensibilité pour l'appariement dense 127
2 Inclinaison du MNT-IPGP avant rotation 129
3 Comparaison d'un ensemble de jeux de données terrestre à Titan 130
4 Article 130

Bibliographie **151**

Liste des acronymes

ACP	Aerosol Collector and Pyrolyser
ASI	Agenzia Spaziale Italiana
CAPS	Cassini Plasma Spectrometer
CDA	ICosmic Dust Analyser
CIRS	Composite InfraRed Spectrometer
CK	Camera Kernel
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DISR	Descent Imager/Spectral Radiometer
DoG	Difference-of-Gaussian
DTC	Transformation en Cosinus Discret
DTWG	Descent Trajectory Working Group
DWE	Doppler Wind Experiment
ENSG	Ecole Nationale des Sciences Géographiques
EP	Expected vertical Precision
ESA	European Space Agency
ESAC	European Space Astronomy Centre
GCM	General Circulation Model
GCMS	Gas Chromatograph and Mass Spectrometer
GCP	Ground Control Point
GNSS	Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites
HASI	Huygens Atmospheric Structure Instrument
HRI	Hight Resolution Imager
IGN	Institut National de l'Information Géographique et forestière
IPGP	Institut de Physique du Globe de Paris
ISS	Instrument de Cassini
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LiDAR	Light Detection And Ranging
LTP	Local Tangent Plane
MAG	dual technique MAGnetometer
MicMac	Multi-Images Correspondances, Methods for Automatic Correlation
MIMI	Magnetospheric IMaging Instrument
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MRI	Medium Resolution Imager
NAIF	Navigation and Ancillary Information Facility
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PDS	Planetary Data System
RADAR	Radio Detection And Ranging
RMSE	Root-Mean-Square Error
RPWS	Radio and Plasma Wave Science

RSS	Radio Science Subsystem
SAR	Synthetic Aperture Radar
SfM	Structure from Motion
SIFT	Scale Invariant Feature Transform
SLI	Side Looking Imager
SOCET SET	logiciel photogrammétrique d'analyse spatiale développé et publié par BAE Systems
SPICE	système d'information, généré et administré par le service NAIF de la NASA
SPK	Spacecraft Ephemeris Kernel
SPL	Stream Power Law
SPP	Surface Science Package
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
USGS	United States Geological Survey
UVIS	UltraViolet Imaging Spectrograph
VIMS	Visual and Infrared Mapping Spectrometer

Chapitre I

Introduction générale

Dans la mythologie grecque, les Titans étaient des divinités primordiales géantes, antérieures aux dieux de l'Olympe. Fils d'Ouranos (le Ciel) et de Gaïa (la Terre), Cronos est le plus jeune des Titans. Appelé Saturne dans la mythologie romaine, il apparaît donc légitime que le plus gros satellite de cette planète se soit vu octroyer le nom de Titan. Les 82 autres satellites naturels de Saturne prennent quant à eux des noms de Titans ou autres divinités grecques.

Titan fut découvert le 25 mars 1655 par l'astronome néerlandais Christian Huygens. Il fut d'abord nommé *Luna Saturni*, puis Saturne VI et enfin Titan en 1847 par John Herschel. Même s'il n'obtient que la seconde place derrière Ganymède, principale lune de Jupiter, au rang des plus gros satellites du Système solaire, il est d'une taille conséquente car plus grand que la planète Mercure (5150 km de diamètre contre 4880 km). Il se distingue des autres satellites par son atmosphère dense et épaisse, riche en méthane (CH_4) et en diazote (N_2), photo-chimiquement très active propice à la synthèse de nombreux hydrocarbures dont l'éthane (C_2H_6).

Titan se situe à environ 1,4 milliards de kilomètres du Soleil. En raison de cet éloignement et de son atmosphère très épaisse qui filtre les rayons du soleil, sa température de surface est très basse (-180°C/93 K), ce qui empêche la présence d'eau liquide en surface. Ses conditions de pression (1.5 bar) et de température lui permettent cependant d'abriter un liquide en surface : le méthane. En effet, elles sont proches du point triple du méthane, lui permettant de coexister sous forme liquide, solide et gazeuse. Cela donne lieu à un cycle du méthane similaire au cycle de l'eau sur Terre et participant activement au climat de Titan (Flasar, 1998 ; Tokano et al., 2001 ; Atreya et al., 2006 ; Mitchell et al., 2006 ; Hayes et al., 2018). L'éthane peut également se trouver sous forme liquide, mais étant 5000 fois moins volatil que le méthane, il participe très peu au climat du satellite. Ainsi, Titan et la Terre sont les seuls corps du Système solaire à la surface desquels des espèces chimiques ont été observées à l'état liquide stable. Ces liquides sculptent la surface de Titan pour former des mers et des lacs, mais également des rivières aux morphologies très variées : des canyons aux pôles, des rivières en tresses à l'équateur, des méandres au pôle sud et des réseaux dendritiques – les plus abondants – à toutes les latitudes (Malaska et al., 2011 ; Burr et al., 2013b ; Poggiali et al., 2016).

Ces rivières ont été observées pour la première fois grâce à la mission Cassini-Huygens mise en orbite autour de Saturne en 2004. L'atmosphère dense de Titan rendant difficile

l'observation de sa surface dans les longueurs d'onde du visible, il a fallu attendre l'arrivée de cette mission et de son instrumentation dédiée, en particulier son imageur infrarouge (VIMS) et son radar (RADAR), pour pénétrer l'épaisse atmosphère et imager la surface jusqu'à une résolution spatiale de 300 m environ. L'atterrisseur européen Huygens à bord de la sonde s'est posé sur Titan le 14 janvier 2005 et a photographié sa surface à des résolutions décamétriques (Tomasko et al., 2005). Un réseau de rivières situé à proximité du site d'atterrissage de la sonde Huygens a pu être imagé. C'est le paysage le plus résolu de la surface de Titan observé à ce jour. S'en sont suivi de nombreux travaux sur les processus géologiques responsables de la formation de ces rivières en particulier et leur lien avec le climat (Burr et al., 2006 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b ; Jaumann et al., 2008 ; Lorenz et al., 2008 ; Burr et al., 2013a). L'hypothèse la plus souvent avancée propose que ces rivières ont été incisées mécaniquement par les précipitations et le ruissellement du méthane liquide. Certaines études ont également estimées le débit et les taux de précipitation responsable de la formation de ces rivières (Burr et al., 2006 ; Perron et al., 2006 ; Jaumann et al., 2008). Cependant, elles reposent sur des paramètres morphologiques (pente et largeur des rivières) extraits d'un modèle numérique de terrain (MNT) partiellement erroné.

Une meilleure compréhension des processus de formation et d'évolution de ces réseaux fluviaux pourrait apporter des informations précieuses sur le contexte climatique et géomorphologique de Titan. En effet, si les rivières n'occupent qu'une petite fraction de la surface totale, elles sont réparties à toutes les latitudes et jouent un rôle majeur dans la formation et la dynamique des paysages. Elles creusent le relief, fixant ainsi des limites inférieures aux collines, et sont à l'origine de la majorité des flux de matière en surface. En l'absence probable de processus biologiques, elles permettent en outre d'établir un lien direct entre la géomorphologie observée et le climat par le biais des taux de précipitation.

Afin d'apporter de nouvelles contraintes au contexte géomorphologique et climatique local de Titan, qui sera l'objectif de cette thèse, j'ai procédé a une étude topographique, géomorphologique et hydrographique approfondie du site d'atterrissage de la sonde Huygens, près de l'équateur de Titan. Cette étude est centrée sur ce site qui fournit les images les plus résolues des rivières de Titan, permettant d'extraire un maximum d'information.

La première étape de cette étude vise à reconstruire le MNT du site d'atterrissage. Cela me permettra de mener par la suite une étude géomorphologique sur l'ensemble du paysage reconstruit (collines incisées et réseau de rivières) à l'aide de critères mesurés sur le MNT, qui sera l'objet du deuxième axe de mon étude. Enfin, une analyse plus approfondie du réseau hydrographique observé sur les images et le MNT sera conduite afin d'extraire des grandeurs climatiques fondamentales (inaccessibles par la mesure directe), tels que le débit de méthane liquide et la pluviométrie du site d'étude ayant donné naissance à ce réseau de rivières, ceci dans le contexte climatique des régions équatoriales de Titan.

Avant d'entrer dans le coeur de cette étude, une présentation générale de Titan, en particulier des missions spatiales qui l'ont visité, de son atmosphère et de sa surface est indispensable pour introduire le contexte, les problématiques et les objectifs de mon travail.

Chapitre II

Etat de l'art

1 Titan, une lune peu ordinaire 4
1.1 L'exploration de Titan au travers des missions spatiales 4
1.1.1 Les missions Pioneer 11 et Voyager 4
1.1.2 La mission Cassini-Huygens 5
1.2 Paramètres physiques et orbitaux de Titan 8
1.3 L'atmosphère de Titan 9
1.3.1 Composition et structure 10
1.3.2 Production des brumes organiques et destruction du méthane atmosphérique 11
1.3.3 Cycle du méthane, formation des nuages et dynamique de la basse atmosphère 13
1.3.4 Le climat de Titan 16
1.3.4.1 Les modèles de circulation générale (GCM) . . 18
1.3.4.2 Les modèles méso-échelle de convection atmosphérique 18
1.3.4.3 Récapitulatif 19
1.4 La surface de Titan 19
1.4.1 Composition chimique 19
1.4.2 Grandes unités géomorphologiques 21
1.4.2.1 Les cratères d'impact 22
1.4.2.2 Les dunes 24
1.4.2.3 Les plaines 25
1.4.2.4 Les terrains accidentés 25
1.4.2.5 Les terrains labyrinthiques 26
1.4.2.6 Les lacs et les mers 28
2 Les rivières sur Titan 29
2.1 Localisation, morphologie et formation des rivières 30
2.2 Site d'atterrissage de la sonde Huygens 37
3 Problématiques et objectifs de la thèse 43

1 Titan, une lune peu ordinaire

1.1 L'exploration de Titan au travers des missions spatiales

1.1.1 Les missions Pioneer 11 et Voyager

La mission Cassini-Huygens est la seule entièrement dédiée au système saturnien. Cependant, d'autres missions en route vers d'autres corps ont pu observer Titan lors de leur passage près de Saturne.

La sonde Pioneer 11 lancée par la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et destinée à l'exploration des régions externes du Système solaire fut la première à survoler Titan en 1979. Elle a acquis le premier cliché rapproché de Titan (180 km de résolution) révélant un corps globalement homogène, de couleur orangée due à la présence d'une épaisse couche d'aérosols qui rend impossible l'observation de la surface dans les longueurs d'onde du visible (Figure II.1). Ces observations ont également permis d'étudier l'assombrissement au limbe et la polarisation de la brume de Titan (Tomasko, 1980 ; Tomasko et Smith, 1982), d'estimer le rayon (Smith, 1980) et la masse (Anderson et al., 1980) du satellite ainsi que sa température de surface.

Pioneer 11 fut suivie de près par les sondes Voyager 1 (1980) et Voyager 2 (1981) destinées à l'étude des planètes externes du Système solaire. Malgré une meilleure résolution, seule la brume d'aérosols est de nouveau visible sur les clichés acquis par les deux sondes (Figure II.1). Les sondes Voyager ont amélioré notre connaissance de l'atmosphère de Titan, en particulier les propriétés physiques (taille, forme) des aérosols (Rages et Pollack, 1983 ; West et Smith, 1991 ; Cabane et al., 1992) et leur répartition en altitude et en latitude (Rages et al., 1983 ; Rannou et al., 1997). La sonde Voyager 1 a également apporté de nouvelles contraintes sur la composition chimique de l'atmosphère : de nombreux hydrocarbures dont le méthane (CH_4), l'acétylène (C_2H_2), l'éthylène (C_2H_4) et l'éthane (C_2H_6) ont pu être identifiés (Hanel et al., 1981 ; Coustenis et al., 1989 ; Coustenis et Bézard, 1995). Ces données ont aussi montré la présence majoritaire de diazote N_2 (95-98%), comme sur Terre (Kunde et al., 1981 ; Tyler et al., 1981). La température de l'atmosphère proche de la surface est réestimée à 93-101 K (LLellouch et al., 1989) et la pression de surface est établie à 1,49 bar (Lindal et al., 1983). Enfin, le rayon de Titan mesuré grâce aux données radio (Lindal et al., 1983) est encore de nos jours la valeur de référence (2575 km).

Il faudra attendre 23 ans après la mission Voyager 2 pour qu'une sonde spatiale s'aventure dans le système saturnien.

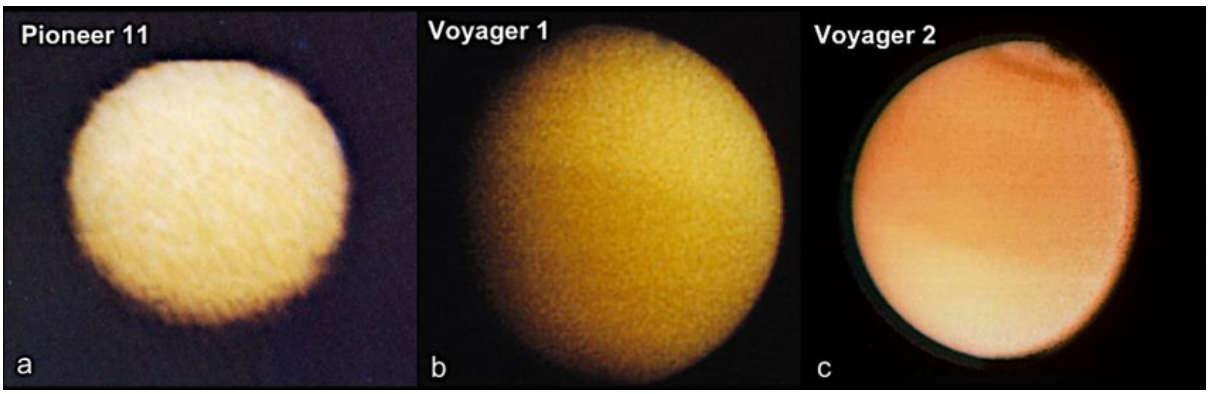


FIGURE II.1. Titan vu par (a) Pioneer 11 (1979) à une distance de 360 000 km, (b) Voyager 1 (1980) à une distance de 6969 km et (c) Voyager 2 (1981) à 663 385 km. (Crédits : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute)

1.1.2 La mission Cassini-Huygens

En 2004, la sonde Cassini-Huygens arrive dans le système de Saturne et révolutionne l'étude de Titan. Cette mission est financée par la NASA, l'ESA (European Space Agency) et l'ASI (Agenzia Spaziale Italiana). Elle est entièrement dédiée à l'étude du système saturnien, avec une priorité pour Titan.

Lancée en octobre 1997, la sonde Cassini-Huygens est mise en orbite autour de Saturne en juillet 2004 après un long voyage de sept ans. Elle est composée de l'orbiteur Cassini fourni par la NASA et de l'atterrisseur Huygens développé par l'ESA et dédié à l'étude de Titan. Il s'agit d'une mission particulièrement ambitieuse rattachée au programme « Flagship » de la NASA. Avec une masse totale de 5,7 tonnes et une hauteur de 7 mètres, c'est la plus grosse sonde spatiale jamais envoyée vers les planètes externes (Figure II.2 et Figure II.3). L'orbiteur Cassini embarque 12 instruments scientifiques dont 4 capteurs optiques (VIMS, ISS, UVIS et CIRS), 2 radars (RASAR et RSS) et 6 instruments de mesure de champs/particules (CDA, CAPS, INMS, RPWS, MAG et MIMI). Le module Huygens comporte 6 instruments dont 4 instruments (HASI, DWE, ACP et GCMS) de mesure de l'atmosphère (vent, propriétés physico-chimiques, collecte d'aérosols), l'instrument de télédétection DISR (comportant des imageurs, des photomètres, des spectromètres et un capteur solaire) et l'instrument multi-capteurs SPP dont le but est de contraindre les propriétés physico-chimiques de la surface de Titan.

FIGURE II.2. L'orbiteur Cassini et la sonde Huygens dont on aperçoit uniquement le bouclier thermique. (Crédits : LESIA)

Largué 5 mois après la mise en orbite de Cassini autour de Saturne, le module Huygens a atterri sur Titan le 14 janvier 2005. Au cours des 2 heures 28 minutes de descente dans l'atmosphère de Titan, le module a collecté un grand nombre de données, incluant des mesures physico-chimiques de l'atmosphère, des mesures météorologiques et des images de la surface (Tomasko et al., 2005 ; Fulchignoni et al., 2005 ; Niemann et al., 2005). Ces mesures et observations se sont poursuivies pendant un peu plus d'une heure après l'atterrissage de la sonde, jusqu'à épuisement des batteries (Lebreton et al., 2005).

Prolongée par trois fois, la mission Cassini-Huygens a pris fin en septembre 2017 après un ultime plongeon de l'orbiteur Cassini dans l'atmosphère de Saturne, orchestré par la NASA. Durant les 13 années de la mission, Cassini a effectué 127 survols rapprochés de Titan permettant d'acquérir des données de l'hiver (2004) au solstice d'été (2017) (Figure II.4) de l'hémisphère Nord, soit presque une demi-année titanienne (1 an titanien équivaut à 29,5 ans terrestres).

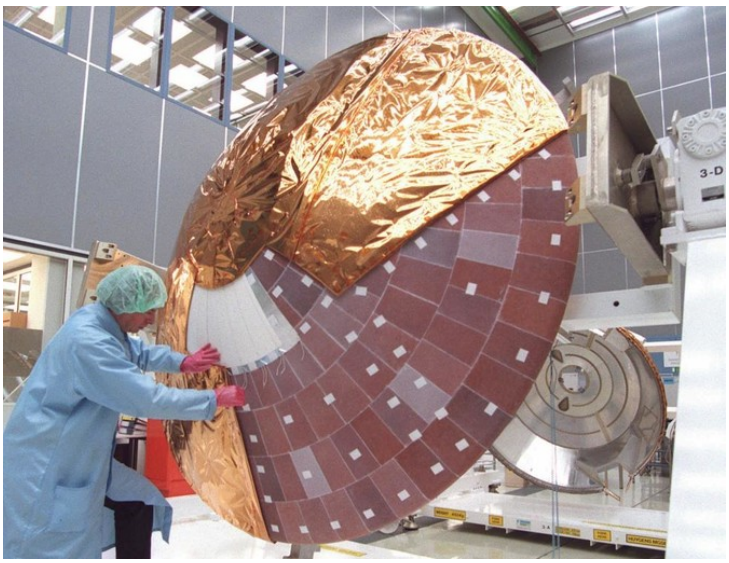


FIGURE II.3. Module Huygens dont on aperçoit essentiellement le bouclier thermique (26 mars 1997). (Crédits : Photo/Uwe Lein)

Cassini-Huygens a permis d'apercevoir pour la première fois la surface de Titan, notamment grâce à ses caméras multispectrales (ISS), sa caméra hyperspectrale (VIMS) et à son radar (RADAR) dont les ondes pénètrent l'épaisse couche atmosphérique. Les caméras de l'instrument DISR embarquées sur la sonde Huygens ont également acquis des images de la surface lors de sa descente. Les données de la mission ont alors dévoilé la singularité de ce nouveau monde dont l'atmosphère complexe recouvre une incroyable diversité de paysages.

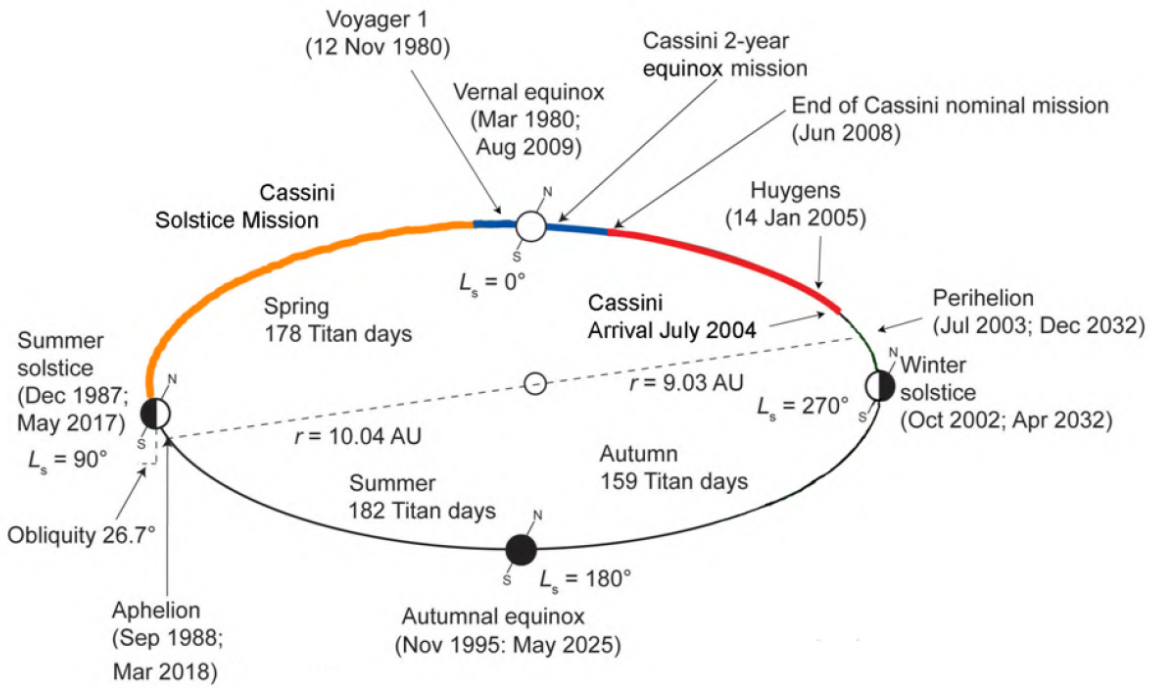


FIGURE II.4. Chronologie de la mission Cassini-Huygens, étendue par deux fois. (crédits : Brown et al. (2009))

1.2 Paramètres physiques et orbitaux de Titan

Titan est situé à un peu plus de 1,2 millions de kilomètres de sa géante gazeuse et à 1,4 milliards de kilomètres du Soleil. Sa période de révolution autour de Saturne est de 15,9453 jours terrestres (Sohl et al., 1995) et sa période de rotation sidérale de 15,9452 jours terrestres, ce qui lui confère une orbite quasi synchrone. Titan orbite dans le plan équatorial de Saturne et est incliné de 26,7° par rapport au plan de l'écliptique. Cette inclinaison ainsi que la rotation de Saturne autour du soleil (d'une période de 29,5 années terrestres) expliquent l'existence de saisons marquées d'une durée équivalente à environ 7 années terrestres. Néanmoins, l'excentricité orbitale de Saturne de 0.05 lui confère des saisons asymétriques. Ainsi, dans l'hémisphère sud, les étés sont plus courts et plus intenses que les hivers.

La masse de Titan ($13{,}452 \times 10^{22}$ kg) est 45 fois plus faible que celle de la Terre et sa masse volumique (1880 kg.m^3) presque trois fois plus faible (Lindal et al., 1983 ; Jacobson et al., 2006). Une telle densité est compatible avec une croûte et un manteau constitués de glace d'eau (dont la densité varie de 920 à 1500 kg.m^3 en fonction de la pression), d'où son appartenance à la famille des satellites de glace, et un noyau constitué de silicates (de densité typiquement de l'ordre de 3000-4000 kg.m^3). De nombreuses études ont également supposé la présence d'un océan sous la surface (Grasset et Sotin, 1996 ; Tobie et al., 2005). Cette hypothèse découle de mesures de champ de gravité, qui ont montré la déformation du géoïde sous l'effet de marées gravitationnelles (Iess et al., 2012 ; Mitri et al., 2014), et de calculs de corrélation entre le moment d'inertie et l'obliquité de Titan (Baland et al., 2011 ; Bills et Nimmo, 2011 ; Baland et al., 2011). Cet océan de subsurface serait composé d'eau et d'ammoniac (Noguchi et Okuchi, 2020) et certaines études envisagent également la présence de sulfate de magnésium (Leitner et Lunine, 2019). La structure interne est encore peu contrainte mais la croûte de glace aurait une épaisseur d'environ 50-200 km (Iess et al., 2012 ; Hemingway et al., 2013 ; Baland et al., 2014) et l'océan pourrait atteindre une profondeur de 400-700 km (Castillo-Rogez et Lunine, 2010 ; Fortes, 2012). La différenciation du noyau silicaté est un sujet encore controversé (O'Rourke et Stevenson, 2014 ; Castillo-Rogez et Lunine, 2010), une couche de glace à haute pression pourrait le séparer de l'océan, comme illustré par la Figure II.5.

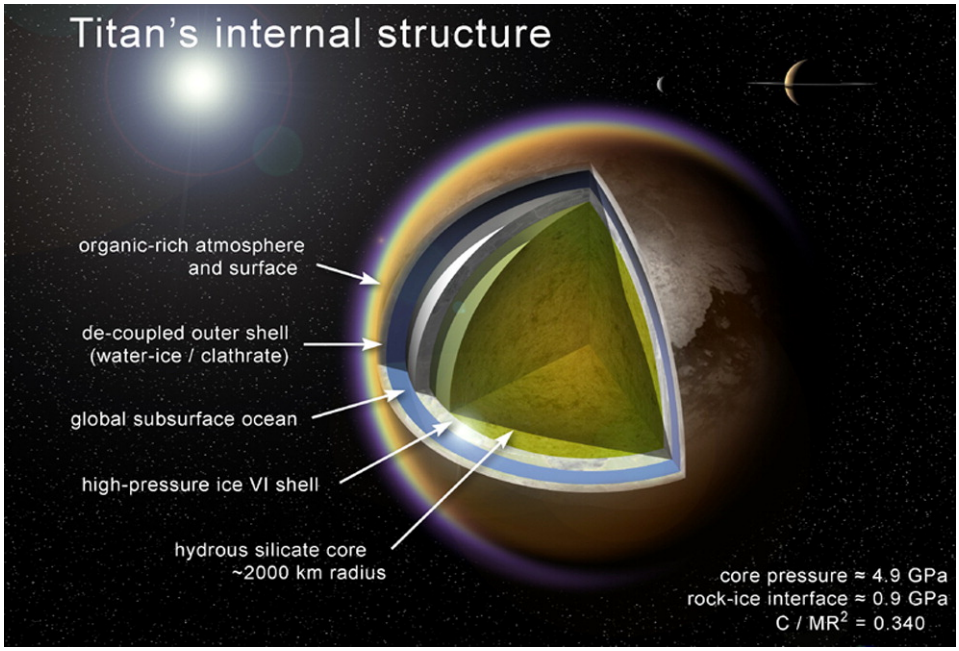


FIGURE II.5. Structure interne de Titan (d'après Fortes, 2012).

Paramètres orbitaux	
Demi-grand axe	1 221 870 km
Distance au Soleil	1 428 061 273 km
Excentricité	0,03
Période de révolution	15,9453 jours
Période de rotation	15,9452 jours
Inclinaison/Saturne	0,28°
Inclinaison/Soleil	26,7°
Paramètres physiques	
Rayon	2575 km
Masse	$13{,}452 \times 10^{22}$ kg
Masse volumique	1880 kg/m^3
Température de surface	93 K
Pression de surface	1,47 bar
Gravité à la surface	1,352 m/s^2

TABLE II.1. Caractéristiques orbitales et physiques de Titan.

1.3 L'atmosphère de Titan

Titan est le seul satellite du Système solaire à posséder une atmosphère dense très active chimiquement. Cette complexité est unique. Certains processus atmosphériques influencent les processus de surface, créant une véritable interaction entre l'atmosphère et la surface.

1.3.1 Composition et structure

L'atmosphère de Titan contient majoritairement du diazote (de 94% à 98% selon l'altitude) et du méthane (de 1,48% à 5% près de la surface) (Fulchignoni et al., 2005 ; Tomasko et al., 2005 ; Niemann et al., 2010). En raison de la faible gravité, elle s'étend sur plus de 1000 km, soit 10 fois plus que l'atmosphère terrestre. On distingue cinq couches comme sur Terre : la troposphère (entre 0 et 44 km d'altitude), la stratosphère (entre 44 et 250 km d'altitude), la mésosphère (entre 250 et 490 km d'altitude), la thermosphère (entre 490 et environ 1200-1400 km d'altitude), et enfin l'ionosphère (au-delà de 1200-1400 km d'altitude). Lors de la descente de la sonde Huygens, l'instrument HASI a acquis des données permettant de tracer les seuls profils de température, pression et densité de l'atmosphère de Titan disponibles à ce jour (Fulchignoni et al., 2005). Le profil de température représenté dans la Figure II.6 montre que les quatre premières couches sont définies par des critères thermiques. La température diminue dans la troposphère. La tropopause, zone de transition entre la troposphère et la stratosphère, se situe à environ 44 km d'altitude. Elle correspond à un minimum de température (environ 70 K). La température augmente à nouveau avec l'altitude dans la stratosphère où le méthane absorbe fortement le rayonnement infrarouge. A 250 km d'altitude, au niveau de la stratopause, zone de transition entre la stratosphère et la mésosphère, on observe un nouveau changement de comportement thermique avec une diminution de température avec l'altitude dans la mésosphère jusqu'à un minimum de 152 K à 490 km d'altitude au niveau de la mésopause. Cette chute de température est due à la diminution de la densité de gaz absorbant le rayonnement solaire. Enfin, le profil thermique de la thermosphère se distingue par de nombreuses fluctuations de température dues à la présence d'ondes gravitaires se propageant verticalement entre 490 et 1200-1400 km d'altitude.

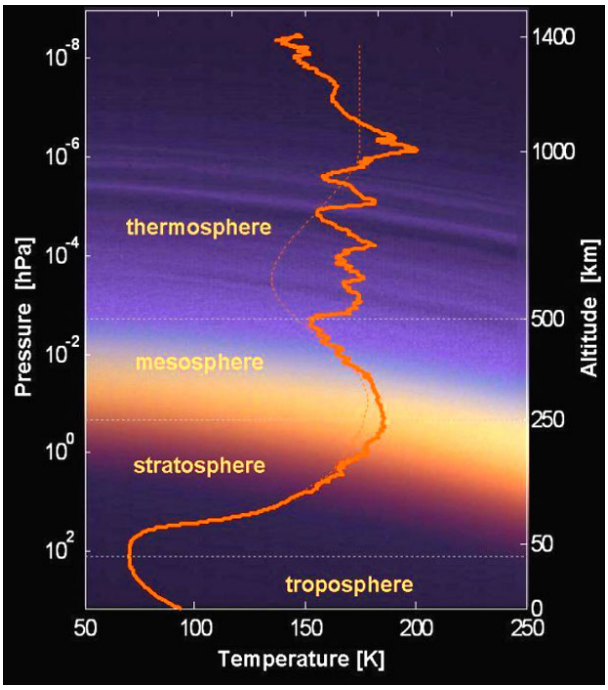


FIGURE II.6. Structure de l'atmosphère de Titan. La courbe rouge représente les mesures effectuées par l'instrument HASI à bord de la sonde Huygens lors de sa descente dans l'atmosphère de Titan (Fulchignoni et al., 2005).

Espèce	Formule	Abondance et localisation
Gaz majeurs et gaz nobles		
Diazote	N_2	0,95 (surface)
		0,96-0,98 (stratosphère et ionosphère)
Méthane	CH_4	0,47-0,57 (surface)
		0,17-0,22 (stratosphère et ionosphère)
Dihydrogène	H_2	990 ppm (surface)
		960 - 1010 ppm (troposphère)
		0,003 - 0,004 (ionosphère)
Argon	Ar	33 ppm (stratosphère)
		12,6 - 11,0 ppm
Hydrocarbures		
Éthane	C_2H_6	20 ppm (surface)
		6,1 - 11,5 ppm (stratosphère)
		25,8 - 45,7 ppm (ionosphère)
Acéthylène	C_2H_4	2,35 - 5,10 ppm (stratosphère)
		157 - 342 ppm (ionosphère)
Propane	C_3H_8	0,35 - 0,7 ppm (stratosphère)
		$\leq$ 2,87 ppm (ionosphère)
Ethylène	C_2H_4	10 - 20 ppm (stratosphère)
		391 - 504 ppm (ionosphère)
Propène	C_3H_6	0,69 - 2,33 ppm (ionosphère)
Méthylacétylène	C_3H_4	0,4 - 24,0 ppb (stratosphère)
		6,31 - 9,02 ppm (ionosphère)
Benzène	C_6H_6	$\leq$ 1-4,2 ppb (stratosphère)
Nitriles		
Cyanure d'hydrogène	HCN	29,5 - 970 ppb (stratosphère)
		24,4 ppm (ionosphère)
Cyanoacétylène	HC_3N	0,3 - 46 ppb (stratosphère)
		$\leq$ 1,48 ppm (ionosphère)
Cyanogène	C_2N_2	0,055 - 5 ppb (stratosphère)
		1,45 - 2,14 ppm (ionosphère)
Acétonitrile	CH_3CN	1,36 - 1,51 ppm (ionosphère)
Composés oxygénés		
Monoxyde carbone	CO	47 ppm (stratosphère)
Dioxyde de carbone	CO_2	9,9 - 14 ppb (stratosphère)
Eau	H_20	0,13 - 0,45 ppb (stratosphère)
		8 ppb (ionosphère)

Table II.2. Principaux gaz de l'atmosphère de Titan (d'après Cornet et al., 2012).

1.3.2 Production des brumes organiques et destruction du méthane atmosphérique

L'atmophère de Titan contient des particules organiques solides en suspension, ou aérosols, dont la composition chimique exacte est mal connue. Des substances organiques analogues appelées tholins, du grec "encre de seiche" en raison de leur aspect et leur

couleur, ont cependant pu être produites en laboratoire (Sagan, 1971 ; Khare et Sagan, 1973 ; Strobel, 1974 ; Sagan et Khare, 1979 ; Khare et al., 1984). Ces aérosols sont le produit d'un enchaînement de réactions photochimiques. Tout d'abord, le rayonnement solaire et les particules chargées provenant de la magnétosphère de Saturne entraînent la dissociation du méthane et du diazote atmosphérique en un grand nombre de molécules organiques (hydrocarbures et nitriles) (Atreya, 2007). Ces molécules s'agrègent à des altitudes comprises entre 500 à 1000 km (Lavvas et al., 2011) pour former des monomères puis des aérosols qui coagulent plus bas dans l'atmosphère avant de se déposer en surface (Figure 1.3). Cette épaisse brume d'aérosols est responsable de la couleur orangée de l'atmosphère de Titan.

Plusieurs études montrent que le méthane est primordial, c'est-à-dire qu'il n'a pas été apporté par un corps étranger mais qu'il a été accrété au moment de la formation de Titan puis dégazé dans l'atmosphère (Mousis et al., 2009 ; Mandt et al., 2012). Le méthane se dissocie de façon irréversible sous l'effet de la lumière pour former des aérosols. Sa durée de vie étant de quelques millions d'années, sa présence actuelle ne peut s'expliquer que par l'existence d'un réservoir capable de le réinjecter dans l'atmosphère. La quantité de méthane liquide présent dans les lacs et les mers ne suffit pas au renouvellement du méthane atmosphérique, aussi une théorie largement soutenue suppose l'existence de réservoirs souterrains d'où le méthane pourrait être libéré par des processus de dégazage similaires à du cryovolcanisme (Tobie et al., 2006).

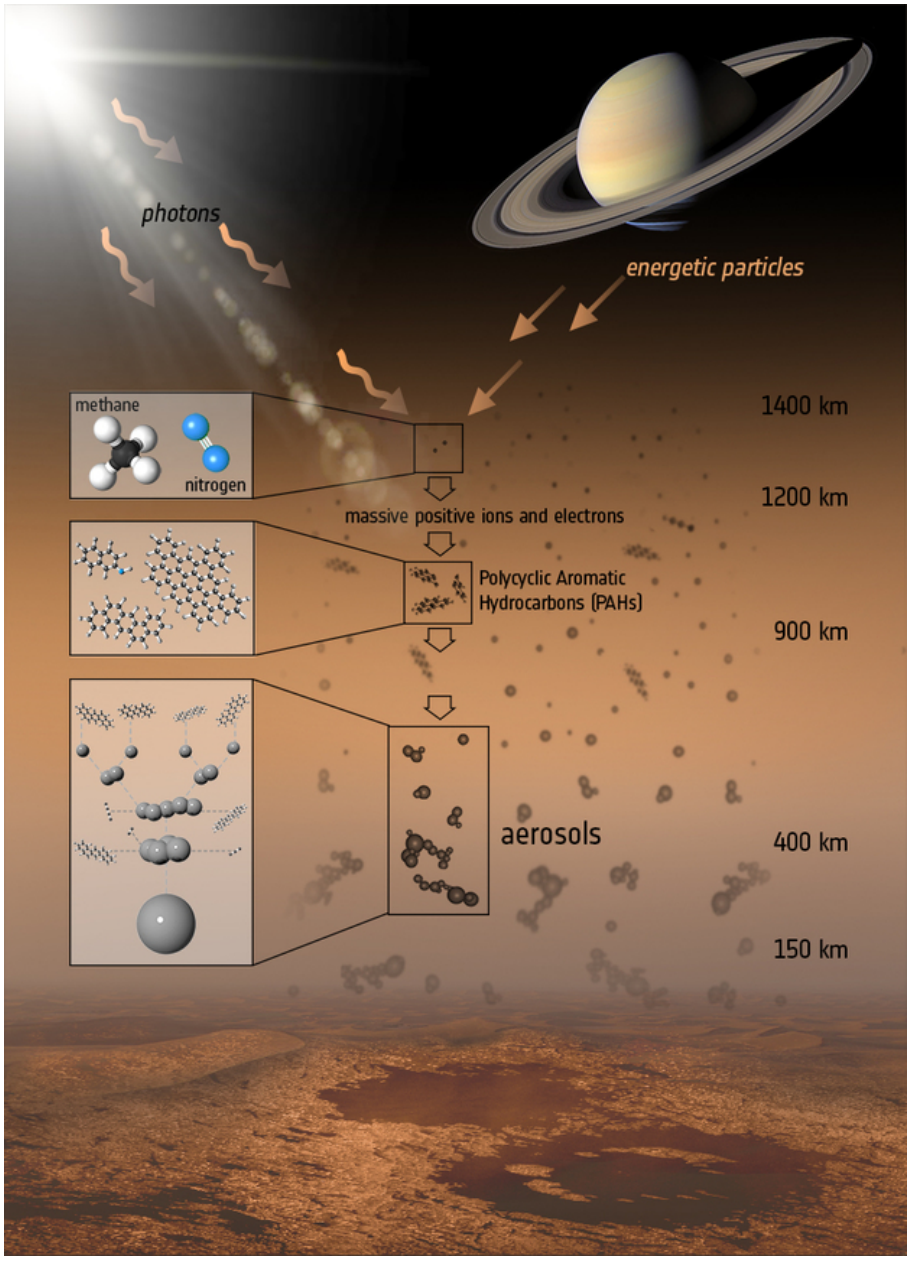


FIGURE II.7. Réactions chimiques conduisant à la formation de brume sur Titan. (Crédits : ESA/ATG medialab)

1.3.3 Cycle du méthane, formation des nuages et dynamique de la basse atmosphère

Les conditions de température et de pression régnant à la surface de Titan étant proches du point triple du méthane, celui-ci peut coexister sous forme liquide, solide ou gazeuse. Il existe donc sur Titan un cycle du méthane (confiné dans la troposphère) similaire au cycle de l'eau sur Terre. Le méthane peut se condenser sous forme de nuages, précipiter à la surface puis s'évaporer dans l'atmosphère (Hayes et al., 2018). Il joue ainsi un rôle central dans l'activité météorologique de Titan. Des preuves de ces précipitations de méthane ont été apportées par l'imageur ISS et le spectro-imageur VIMS de Cassini

qui montrent des changements d'albédo de la surface après le passage d'un nuage (Turtle et al., 2011a ; Barnes et al., 2013, Figure II.8).

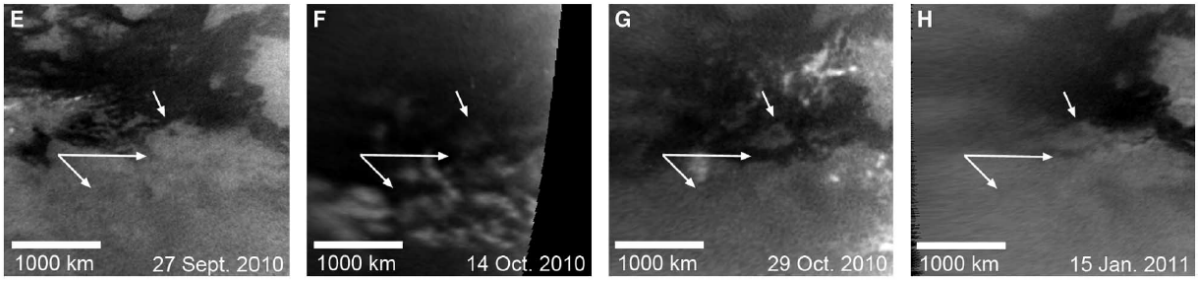


FIGURE II.8. Séquence d'observations ISS d'une même zone (∼ 12°S,∼ 320°W) à différentes périodes montrant une zone claire (E) s'assombrir (G) après le passage d'un nuage (F) puis s'éclaircir de nouveau quelques mois plus tard (H). Les flèches blanches montrent les zones de changement, interprétées comme des précipitations assombrissant la surface puis s'évaporant, rééclaircissant ainsi la surface. (Crédits : Turtle et al., 2011a)

L'éthane, principal produit de la dissociation du méthane (Yung et al., 1984 ; Toublanc et al., 1995), peut également exister sous forme liquide mais, étant 5000 fois moins volatile que le méthane, il participe très peu à l'activité météorologique de Titan. On suppose cependant qu'il est le principal constituant des gouttelettes contenues dans les nuages polaires hivernaux de haute altitude (Griffith et al., 2006 ; Rannou et al., 2006 ; Le Mouelic et al., 2012b ; Le Mouélic et al., 2018) et que de faibles précipitations d'éthane pourraient se produire au-dessus du pôle d'hiver (Rannou et al., 2006).

Pour étudier le climat de Titan et estimer des taux de précipitations, plusieurs types de modèles ont été développés : des modèles photochimiques, des modèles de microphysique des nuages ou des modèles de circulation atmosphérique générale (General Circulation Model, GCM, voir partie 1.3.4). Le suivi de l'activité nuageuse en fonction de la latitude et des saisons permet une visualisation directe de la dynamique atmosphérique et donc une meilleure compréhension du cycle du méthane et de l'éthane.

L'activité nuageuse troposphérique a été observée dès les années 90 par des télescopes terrestres (Griffith et al., 1998 ; Brown et al., 2002 ; Roe et al., 2002). La mission Cassini-Huygens a permis de mieux comprendre la dynamique et la nature de ces nuages, notamment grâce au suivi spatial et temporel de la couverture nuageuse, complémentaire des observations terrestres mais d'une résolution spatiale bien supérieure (Rodriguez et al., 2009 ; Turtle et al., 2009 ; Rodriguez et al., 2011 ; Turtle et al., 2011a ; Turtle et al., 2018). Ces observations ont permis de montrer que ces nuages étaient d'origine convective, analogue aux cumulus terrestres, et principalement composés de méthane, et que leur distribution géographique était contrôlée par la circulation générale saisonnière sur Titan, avec une prédilection pour le pôle et les latitudes moyennes de l'hémisphère d'été. Cela est dû à l'inclinaison de Titan (26,7° par rapport au plan de l'écliptique) qui engendre une différence d'illumination entre les deux hémisphères et donc une circulation atmosphérique globale de l'hémisphère d'été (branche ascendante) vers l'hémisphère d'hiver (branche descendante). Ce sont ces nuages troposphériques qui participent principalement au cycle du méthane.

En 2004, à l'arrivée de la sonde Cassini-Huygens, l'hémisphère Nord de Titan était en période hivernale et un immense nuage de nature différente, couvrant l'intégralité des

régions polaires Nord, a été également découvert. Ce nuage est dû à la présence d'un vortex polaire hivernal qui piège les molécules venant de la haute stratosphère et les isole du reste de l'atmosphère en raison de forts vents zonaux (West et al., 2016). Ces molécules, majoritairement de l'éthane et d'autres sous-produits issus de la photochimie, se condensent alors pour former un immense nuage stratosphérique, de morphologie stratiforme, analogue aux nuages stratosphériques polaires terrestres (Rannou et al., 2006 ; De Kok et al., 2014 ; Anderson et al., 2016 ; Anderson et al., 2018 ; Le Mouélic et al., 2018 ; Vinatier et al., 2018) (Figure II.9).

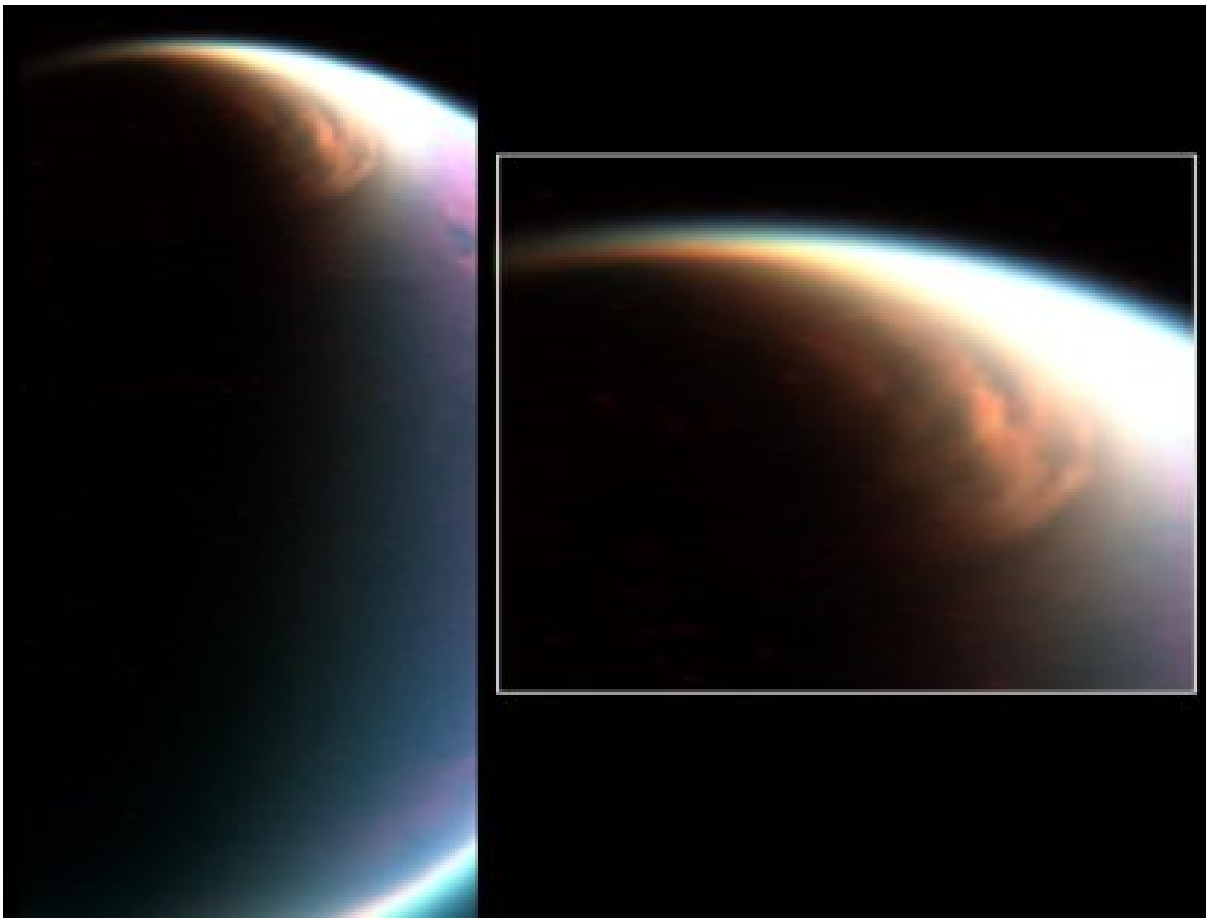


FIGURE II.9. Observation Infrarouge par VIMS du nuage stratosphérique polaire au-dessus du pôle Nord le 29 décembre 2006, principalement composé d'éthane. (Crédits : Le Mouelic et al. (2012a), NASA/JPL/University of Arizona/Université de Nantes)

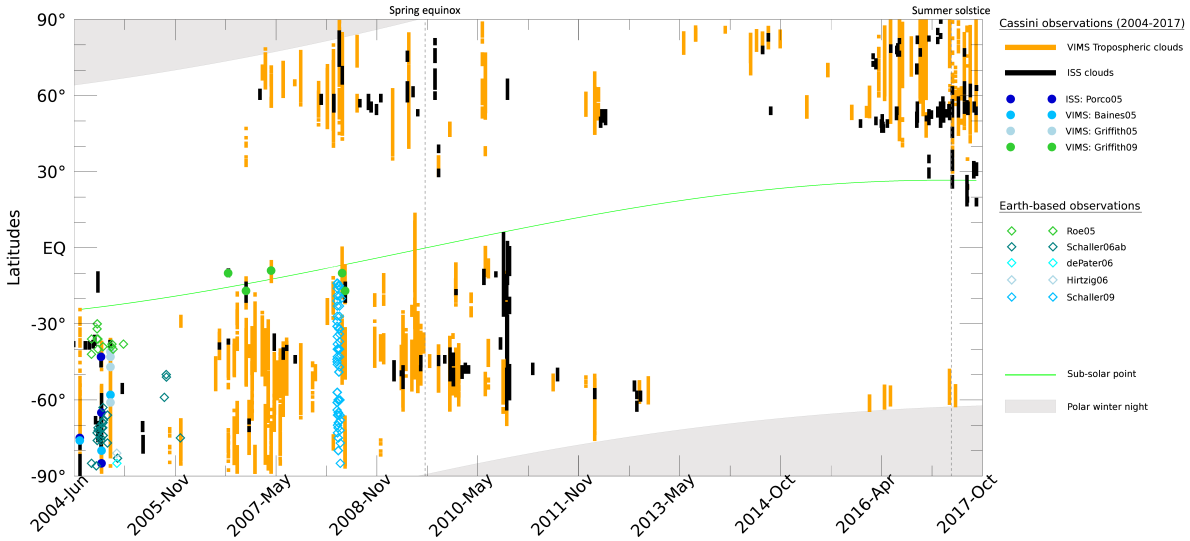


FIGURE II.10. Distribution des nuages détectés par la mission Cassini-Huygens entre juillet 2004 et septembre 2017. L'équinoxe de printemps (août 2009) et le solstice d'été (mai 2017) sont indiqués par les lignes verticales en pointillé. (Crédits : Rodriguez et al., 2009 ; Rodriguez et al., 2011 ; Turtle et al., 2018 ; Rodriguez et al., 2018)

1.3.4 Le climat de Titan

La caractérisation d'un climat s'effectue à partir de plusieurs facteurs dont la température, la pression atmosphérique, l'ensoleillement, les précipitations et l'humidité relative de l'air. Sur Titan, la pression atmosphérique est connue et sa température de surface, quasi homogène, ne varie que de 2 à 3 K entre les pôles (90,5 K durant l'hiver Nord, 91,7 K durant l'été Sud) et l'équateur (93,7 K) (Jennings et al., 2009 ; Cottini et al., 2012). En raison de son éloignement au Soleil, Titan reçoit environ 98 fois moins de rayonnement solaire que la Terre et seulement 10% de celui-ci atteint sa surface en raison de la forte absorption par l'atmosphère.

Sur Titan, l'humidité relative est la quantité de méthane présent sous forme de vapeur dans l'air. Pour qu'il y ait la formation de nuages et des précipitations, l'air doit atteindre une humidité relative légèrement supérieure à 100%. La mesure du profil du méthane à 10°S par le spectromètre de masse à chromatographie en phase gazeuse de Huygens (GCMS) a démontré que l'humidité relative est de 100% à partir d'une altitude d'environ 40 km jusqu'à environ 8 km (Niemann et al., 2005). Cette humidité de la troposphère permet donc la formation de nuages mentionnée en partie 1.3.3. La saisonnalité et la distribution en latitude des nuages de méthane troposphériques, discutées précédemment (1.3.3), sont de très fort marqueurs du régime climatique.

Les précipitations sont en revanche plus difficiles à observer, et les taux de précipitations presque impossibles à mesurer depuis l'orbite, c'est pourquoi de nombreuses études tentent, dans un premier temps, d'identifier l'occurrence de précipitations de manière indirecte (détection de changement de l'albédo de la surface (Turtle et al., 2011a ; Barnes et al., 2013 ; Dhingra et al., 2020) et, dans un second temps, d'évaluer les taux de précipitation grâce à des modèles de circulation atmosphérique générale (General Circulation Model, GCM) et des modèles méso-échelle de convection atmosphérique incluant la microphysique des nuages.

Les conditions de pression et de température régnant à la surface de Titan et dans sa basse atmosphère sont légèrement plus éloignées du point triple du méthane que les conditions terrestres ne le sont du point triple de l'eau (Figure II.11). Ainsi, à la différence de la Terre qui stocke une grand partie de l'eau en surface, la majeure partie du condensable de Titan (∼5 m de méthane précipitable, Müller-Wodarg et al., 2014) réside dans l'atmosphère. Lorsqu'elle est saturée, celle-ci contient 200 fois plus de méthane qu'une atmosphère terrestre saturée ne contient d'eau (Müller-Wodarg et al., 2014). Cette grande quantité de méthane précipitable stocké dans l'atmosphère pourrait engendrer des événements pluvieux intenses. Cela suppose que les taux de précipitations annuels sont relativement faibles mais que de fortes tempêtes engendrant des pluies torrentielles peuvent occasionnellement se produire. Ainsi, l'essentiel des précipitations pourrait être concentré lors de ces évènements rares et intenses. Ce mécanisme est renforcé dans les régions équatoriales où les températures sont légèrement plus élevées. Des tempêtes de forte intensité ont été observées près de l'équateur, notamment lors du passage d'un nuage couvrant une vaste zone d'environ 510 000 km^2 (en comparaison la superficie de la France métropolitaine est de 536 464 km^2), provoquant un assombrissement de la surface suite aux précipitations (Figure II.8).

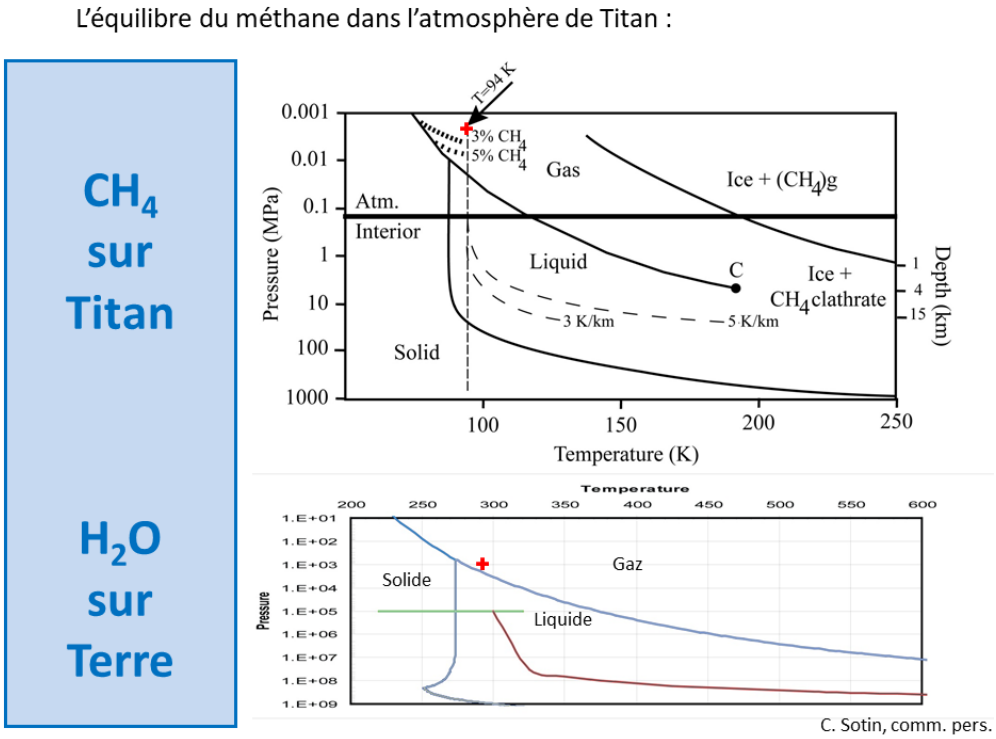


FIGURE II.11. Diagramme de Clapeyron (P,V) comparant les conditions pression/volume massique du méthane CH_4 sur Titan et de l'eau H_2O sur Terre.

Certains modèles de climat (globaux et méso-échelles) peuvent ainsi fournir séparément les taux de précipitation moyens sur l'année et les taux de précipitation instantanés et ponctuels issus de ces pluies torrentielles. Nous ne mentionnons dans cette partie que le méthane car l'éthane participe beaucoup moins activement au climat de Titan. Certains modèles ont tout de même estimé leurs taux de précipitation mais ceux-ci sont

négligeables comparés à ceux du méthane et ne sont pas calculés par tous les modèles (Mitchell et al., 2009 ; Mitchell et al., 2011 ; Schneider et al., 2012).

1.3.4.1 Les modèles de circulation générale (GCM)

Le développement de modèles de circulation générale au sein de nombreux groupes de recherche ont nécessité de nombreuses interprétations et hypothèses concernant le système climatique de Titan telles que la circulation et la chimie atmosphérique, le cycle du méthane, les interactions entre la surface et l'atmosphère, etc. Ces hypothèses variant d'un modèle à l'autre, les taux de précipitations calculés peuvent être très différents.

Dans toutes ces études, les taux de précipitations sont calculés (en jours ou années terrestres) en faisant la différence entre les précipitations absolues et l'évaporation prédite par le modèle. Nous dressons ci-dessous une liste des GCM les plus connus et nous donnons les taux de précipitation estimés sans entrer dans le détail des calculs :

GCM de Rannou et al. (2006) : il estime un taux de précipitation maximum de 1000 mm/an aux hautes latitudes et à 10 mm/an aux basses latitudes. D'après ce modèle, il n'y a pas de précipitations dans les régions équatoriales car l'évaporation y est trop importante.

GCM de Mitchell (2008) : il prédit des taux de précipitations moyens globaux de 5 mm/an. Selon ce GCM, l'événement le plus intense pourrait produire jusqu'à 3,5 mm/jour de précipitations.

GCM de Mitchell et al. (2011) : il est combiné aux observations et aux simulations des nuages. Il calcule des taux de précipitations moyens sur l'ensemble du satellite de 0,1 mm/jour. Des taux de précipitations instantanés ont également été calculés suite à l'observation d'un événement nuageux de grande ampleur localisé à l'équateur (Turtle et al., 2011a, Figure II.8). Ils ont été estimés au maximum à 2 cm en 15 jours de tempête (soit 1,3 mm/jour).

GCM de Schneider et al. (2012) : il calcule à la fois des taux de précipitation moyens et des taux de précipitation instantanés et suppose que les précipitations sont maximales lors des équinoxes. Aux hautes latitudes, les taux de précipitations moyens pendant l'été seraient de 900-1500 mm/an et vers l'équinoxe, les taux de précipitation instantanés pourraient atteindre jusqu'à 7 mm/jour (équivalent à 2500 mm/an). Les moyennes et basses latitudes seraient plus sèches avec en moyenne des taux de précipitation de 90 mm/an mais ces régions seraient soumises à des pluies torrentielles pouvant atteindre jusqu'à 10 mm/jour.

GCM de Lora et al. (2015) : il évalue un taux de précipitation maximal de 0,2 mm/jour aux basses latitudes et de 0.5 mm/jour aux hautes latitudes.

GCM de Tokano (2019) : le taux de précipitations moyen ne dépasse pas 0,1 mm/jour aux basses latitudes mais il est plus élevé (jusqu'à 0,5 mm/jour) aux hautes latitudes. Les précipitations annuelles s'élèvent à 15-20 mm/an aux pôles.

1.3.4.2 Les modèles méso-échelle de convection atmosphérique

Les modèles de convection atmosphérique prédisent des taux de précipitation associés aux formations orageuses et aux pluies torrentielles en utilisant la microphysique des nuages (condensation, précipitation et évaporation).

Modèle de Hueso et Sánchez-Lavega (2006) : il calcule des taux de précipitation variant de 8 à 170 mm/h pour des événements d'une durée de 3 à 10 heures.

Lodèle de Barth et Rafkin (2010) : il estime que les tempêtes engendrent des précipitations de 8 à 30 mm/h.

1.3.4.3 Récapitulatif

On rencontre donc sur Titan deux types de climats : les climats arides à semi-arides aux basses latitudes et les climats plus humides aux hautes latitudes, cohérents avec les paysages observés à ces latitudes.

Aux hautes latitudes, l'importante activité nuageuse mentionnée précédemment (partie 1.3.3) suggère une humidité importante et d'éventuelles précipitations (Turtle et al., 2009 pour les régions polaires sud et Dhingra et al., 2020 pour les régions polaires nord). De plus, des mers et de nombreux lacs ont été observés aux pôles (cf. partie 1.4.2.6), parfois remplis d'hydrocarbures liquides. Ceux-ci sont essentiellement composés de méthane et d'éthane liquide (Mastrogiuseppe et al., 2014), ce qui impliquerait une interaction avec l'atmosphère. L'association de ces observations de surface et des nuages suggère un climat relativement humide aux hautes latitudes (plus humide à minima qu'aux basses latitudes).

Aux basses latitudes, la surface est recouverte de vastes champs de dunes sombres, dont la grande majorité se situe près de l'équateur à $\pm 30°$ de latitude (cf. partie 1.4.2.2). Leur présence indique des conditions suffisamment sèches pour permettre le transport des sédiments par le vent, ainsi qu'un déficit de liquide en surface, qui peut constituer des pièges à sable (Lorenz et al., 2006 ; Rodriguez et al., 2014). Outre ces observations de surface, peu de nuages troposphériques ont été observés au-dessus des régions équatoriales de Titan pendant la durée de la mission Cassini-Huygens (Rodriguez et al., 2009 ; Brown et al., 2010 ; Rodriguez et al., 2011 ; Turtle et al., 2011b ; Turtle et al., 2018). De plus, des épisodes d'orages de méthane, rares mais intenses, potentiellement associés à des pluies diluviennes (Turtle et al., 2011a), ainsi que des tempêtes de poussières organiques (Rodriguez et al., 2018) ont été observés par la sonde à ces mêmes latitudes. Ainsi, on considère généralement que les basses latitudes constituent des régions au climat aride à semi-aride, typique des zones désertiques.

1.4 La surface de Titan

1.4.1 Composition chimique

La composition chimique de la surface de Titan est encore mal connue de nos jours. En effet, la couche atmosphérique opaque dans le visible et l'infrarouge rend difficile son analyse par télédétection. Elle se fait donc au travers de quelques fenêtres atmosphériques où l'absorption du méthane est plus faible (0,93, 1,08, 1,27, 1,59, 2,03, 2,75 et 5 μm). Ces bandes spectrales ne sont cependant pas complètement insensibles à l'absorption et à la diffusion du rayonnement électromagnétique par les gaz et les aérosols, aussi la composition de la surface de Titan est encore incertaine. Néanmoins, la toute dernière carte globale de rapport d'albédo de la surface de Titan établie dans l'infrarouge proche (1-5 μm) grâce au spectro-imageur VIMS (Figure II.12) montre quatre grandes unités spectrales qui diffèrent de façon subtile par leur facteur de mélange et la taille des grains de quelques composés majoritaires (notamment la glace d'eau et les composés organiques) (Le Mouelic et al., 2012b ; Le Mouélic et al., 2018 ; Brossier et al., 2018) :

- Les zones brun-sombre (« dark brown unit ») à l'équateur seraient composées de glace d'eau et de gros grains d'hydrocarbures solides (Soderblom et al., 2007a ; Barnes et al., 2008 ; Rodriguez et al., 2014 ; Brossier et al., 2018). L'assombrissement marqué de certaines régions indiquerait la présence de gouttelettes de méthane liquide (« marécages d'hydrocarbures »).
- Les zones bleu-foncé (« dark blue unit »), probablement liées à un enrichissement en glace d'eau, pourraient être dues à la présence de blocs de glace d'eau centimétriques et de composés organiques atmosphériques fins (Rodriguez et al., 2006 ; Tomasko et al., 2005 ; Brossier et al., 2018).
- Les zones brillantes (« bright unit ») couvrant une grande partie de la surface de Titan seraient recouvertes d'une fine couche de tholins de faible granulométrie (Soderblom et al., 2007a ; Brossier et al., 2018).
- Les zones très brillantes dans la région de Xanadu à l'équateur (Tui Regio et Hotei Regio) et autour des lacs et des mers polaires correspondraient à des composés organiques de type évaporites, dont la composition chimique est inconnue (Barnes et al., 2011 ; MacKenzie et Barnes, 2014).

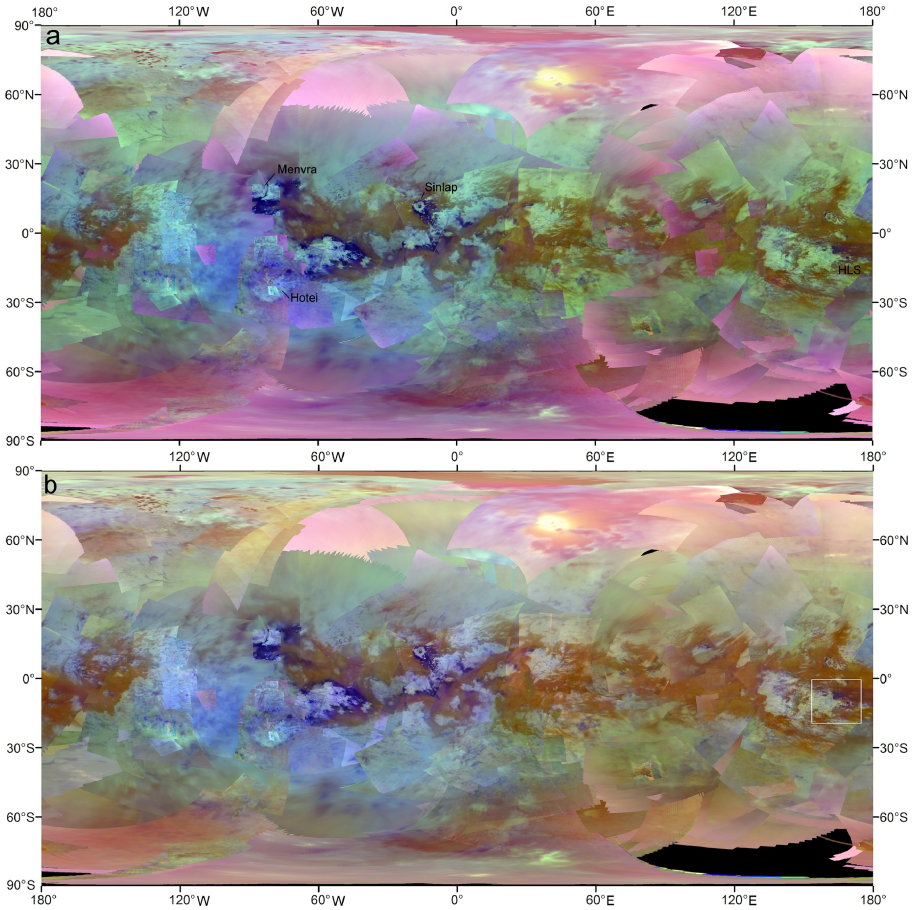


FIGURE II.12. (a) Mosaïque globale de rapports de bandes bruts avec les canaux rouge, vert et bleu remplacés par les rapports 1,59/1,27, 2,03/1,27 et 1,27/1,08 μm respectivement. (b) Même mosaïque après une correction empirique diminuant le contraste au niveau des coutures des images, dû à l'atmosphère. Les rapports de bandes spectrales permettent de normaliser les conditions d'éclairement si les images ne contiennent pas de terme additif lié à la diffusion atmosphérique (on obtient alors une image de la surface dépendant uniquement des propriétés spectrales du sol). (Crédits : Le Mouélic et al., 2019)

1.4.2 Grandes unités géomorphologiques

L'arrivée en 2004 de la sonde Cassini-Huygens a amorcé une nouvelle ère dans l'étude de Titan, en particulier dans la connaissance de sa géologie et de sa géomorphologie. Les images RADAR et ISS ont mis en lumière sa surface et révélé des paysages d'une richesse et d'une diversité étonnantes, singulièrement similaires à ceux observés sur Terre. La surface de Titan est sculptée par des processus éoliens, pluviaux, fluviaux, lacustres, tectoniques, d'impact, voire cryovolcaniques, analogues à ceux qui façonnent la Terre. Ces paysages peuvent être classés en unités géomorphologiques (Figure II.13) (Lopes et al., 2020). Aucun cryovolcan (i.e., volcan de glace éjectant des éléments volatils comme de l'eau, de l'ammoniac ou du méthane) n'a été formellement identifié, aussi cette catégorie n'apparaît pas sur la carte. Cependant, plusieurs structures ont été désignées comme étant potentiellement liées au cryovolcanisme (Lopes et al., 2010 ; Lopes et al., 2013), en particulier Sotra Facula (Kirk et al., 2010).

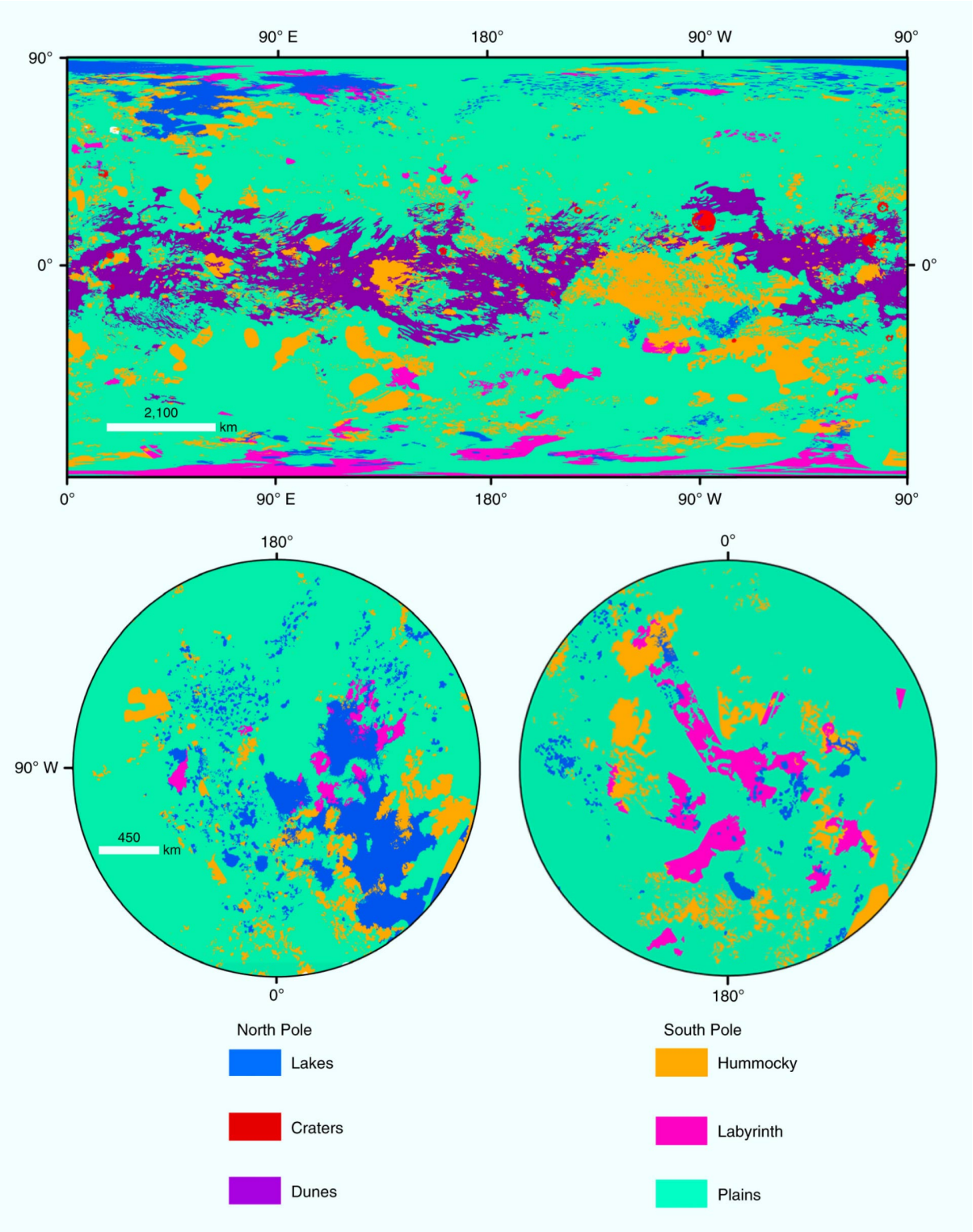


FIGURE II.13. Carte des grandes unités géomorphologiques de Titan. (Crédits : Lopes et al., 2020, NASA/JPL-Caltech/ASU)

1.4.2.1 Les cratères d'impact

La méthode la plus courante pour estimer l'âge d'une surface planétaire consiste à évaluer le nombre et la distribution en taille de ses cratères d'impacts. Une surface

peu cratérisée est en effet caractéristique d'une surface jeune. Sur Titan, on compte 90 cratères d'impacts (Hedgepeth et al., 2020), ce qui est très peu comparé aux 635 0000 dénombrés sur Mars. Ceci semble indiquer une surface jeune dont l'âge est estimé entre 200 millions et 1 milliard d'années (Lorenz et al., 2007 ; Wood et al., 2010 ; Neish et Lorenz, 2012). Outre l'âge de la surface de Titan, d'autres facteurs expliquent cette faible cratérisation. Tout d'abord, il se peut que peu de météores atteignent la surface en raison de l'épaisse atmosphère de Titan et que les plus petits se désintègrent lors de leur chute. Cette hypothèse est renforcée par la quasi absence de petits cratères d'impacts sur Titan (Lorenz et al., 2007). Le vent, les précipitations ou le cryovolcanisme pourraient aussi avoir effacé leurs traces (Porco et al., 2005) par des processus de lessivage et de resurfaçage. Plusieurs études ont montré que le remplissage éolien jouait un rôle prépondérant dans la dégradation de la surface de Titan et qu'il serait en grande partie responsable du petit nombre de cratères observés (Lorenz et Lunine, 1996 ; Neish et al., 2013). L'observation de lits de rivières asséchées le long des versants de nombreux cratères indique que l'érosion fluviale pourrait également jouer un rôle important sur la détérioration des cratères. Ces rivières sont par exemple bien visibles sur les versants du cratère Menrva (Figure II.14).

Hedgepeth et al. (2020) ont cartographié l'ensemble des cratères de Titan (Figure II.14). Parmi les moins dégradés, on peut citer Menrva, le plus grand cratère observé avec ses 445 km de diamètre, Sinlap, un cratère à fond plat de 80 km de diamètre, Ksan, un cratère de 80 km de diamètre dont le pic central est bien visible, Afekan, un cratère de 115 km de diamètre, et Selk, un cratère de 80 km de diamètre proche du site d'atterrissage de la future mission Dragonfly (NASA) qui partira pour Titan en avril 2026.

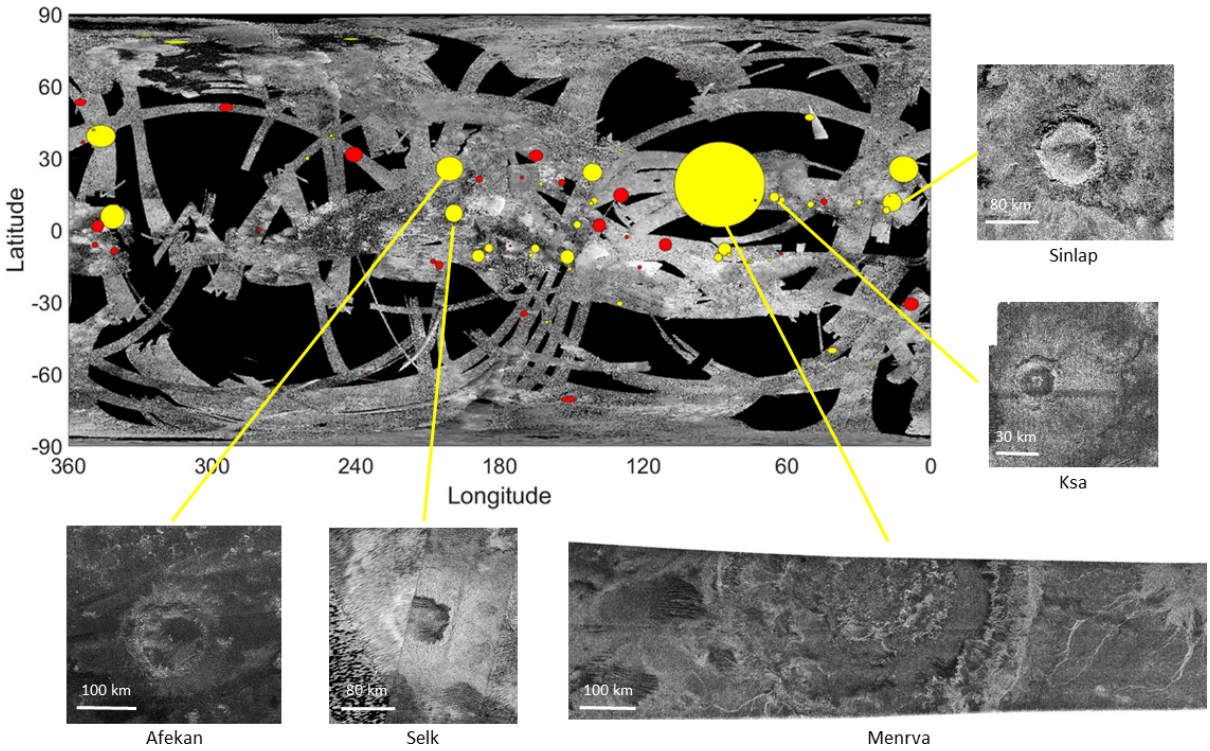


FIGURE II.14. Mosaïque d'images SAR de Titan cartographiant l'ensemble des cratères. Les cercles rouges sont les cratères identifiés par Hedgepeth et al. (2020) et les cercles jaunes ceux publiés dans d'autres études (Wood et al., 2010). La taille des cercles est grossie quatre fois par rapport au diamètre du cratère et les cercles projetés apparaissent plus elliptiques aux hautes latitudes. (D'après Hedgepeth et al. (2020))

1.4.2.2 Les dunes

Les dunes couvrent au moins 18% de la surface de Titan et sont majoritairement localisées dans la bande équatoriale, entre 30°N et 30°S de latitude. Par comparaison, les dunes couvrent jusqu'à 4% de la surface terrestre (Lancaster, 1995) et 0,06% de la surface martienne (Fenton et Hayward, 2010). Regroupées en immense champs, la plupart d'entre elles sont linéaires, de morphologie similaire à celles observées en Namibie (Radebaugh et al., 2008 ; Lorenz et Radebaugh, 2009) (Figure II.15). Elles peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres et atteindre une hauteur d'une centaine de mètres (Lorenz et al., 2006 ; Radebaugh, 2013). Ces dimensions témoignent de structures matures. Les conditions climatiques ont généré et transporté suffisamment de matériaux pour les faire croître et assurer leur stabilité (Radebaugh, 2013). Ces dunes sont corrélées à l'unité marron-foncé vue dans les cartes de rapports de bandes dans l'infrarouge par VIMS (Rodriguez et al., 2014 ; Brossier et al., 2018 ; Le Mouélic et al., 2019). Les observations dans l'infrarouge et les micro-ondes révèlent qu'elles sont principalement composées de grains d'hydrocarbures solides, analogues aux aérosols atmosphériques, mélangées à de faibles teneurs de particules de glace d'eau (Soderblom et al., 2007a ; Barnes et al., 2008 ; Le Gall et al., 2012 ; Rodriguez et al., 2014 ; Brossier et al., 2018). Avec une superficie d'environ 15 millions de km^2, l'ensemble des champs de dunes est considéré comme l'un des plus gros réservoir en hydrocarbures de la surface (Lorenz et al., 2006 ; Rodriguez et al., 2014). Outre leur rôle majeur dans le cycle du méthane (Rodriguez et al., 2014), la distribution géographique, la forme et l'orientation des dunes apportent des informations sur la quantité de sédiments en surface, ainsi que sur les conditions d'humidité, l'intensité et la direction des vents dans leurs régions de formation (Lucas et al., 2014).

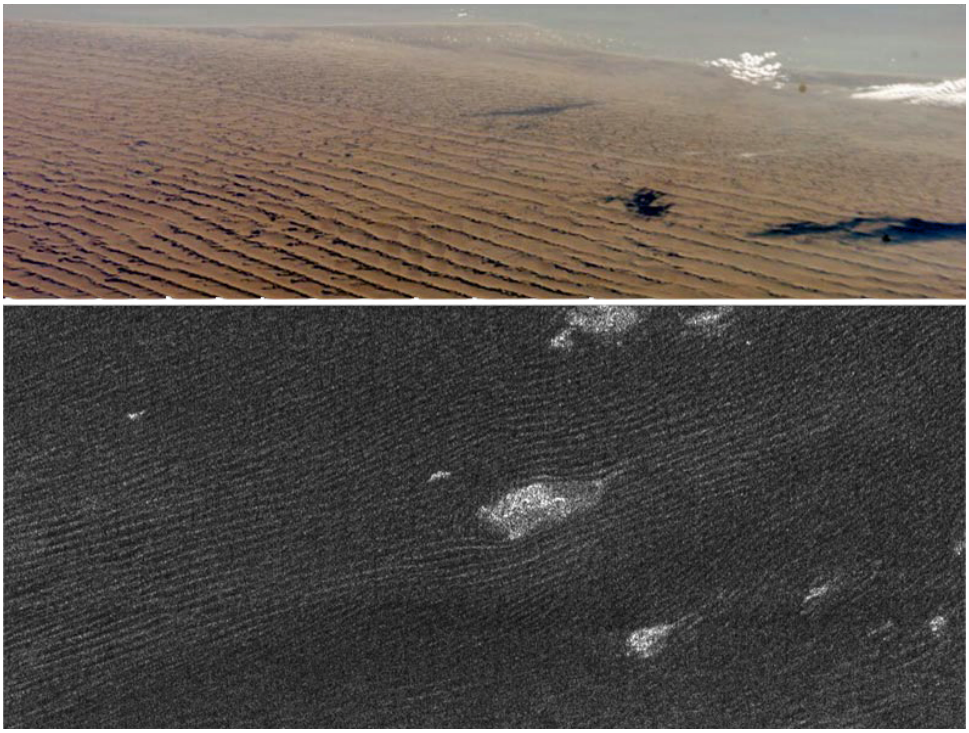


Figure II.15. Champs de dunes observés (en haut) par imagerie optique dans le désert du Namib (Namibie) et (en bas) par l'imageur radar sur Titan. La taille des images est d'environ 250 m. (Crédits : NASA/JPL/JSC)

1.4.2.3 Les plaines

Les plaines occupent 65% de la surface de Titan, s'étalant sur plusieurs centaines de kilomètres aux moyennes et hautes latitudes (Lopes et al., 2020). Elles semblent dépourvues de structures géologiques marquantes et ont un faible relief. On distingue deux types de plaines : les plaines indifférenciées, les plus fréquentes, sont homogènes et paraissent sombres dans les images radar ; les plaines tachetées (« mottled plains ») sont composées de matériaux qui paraissent sombres et clairs (figure II.16). L'absence de réseaux fluviaux laisse supposer que cette unité géologique est poreuse et ne peut développer de chenaux, ou alors que ceux-ci ont été remodelés ou ensevelis par des dépôts éoliens (Lopes et al., 2020). Cette dernière hypothèse est soutenue par les données VIMS qui montrent que les plaines les plus proches de l'équateur, donc les plus proches des grands champs de dunes, présentent des similitudes spectrales avec les matériaux dunaires (Solomonidou et al., 2018). Cela suggère une contamination des plaines par des matériaux organiques dunaires, probablement transportés par le vent. De plus, les plaines indifférenciées ont un fort coefficient de rétrodiffusion radar, compatible avec une composition enrichie en matériaux organiques (Lopes et al., 2011).

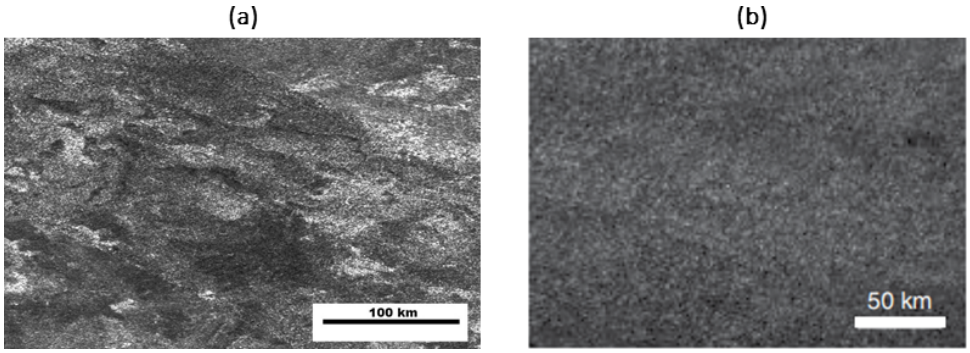


FIGURE II.16. Exemples de plaines vu par l'instrument RADAR de Cassini : (a) « mottled plains » et (b) plaines homogènes. (Crédits : Lopes et al., 2010)

1.4.2.4 Les terrains accidentés

Cette unité géomorphologique appelée « hummocky » dans Lopes et al. (2020) correspond à un ensemble de terrains mal définis, limités par la résolution des instruments à bord de la sonde Cassini. Ils apparaissent texturés et brillants sur les images radar et certaines structures ont été interprétées comme étant d'origine tectonique (Radebaugh et al., 2007). Sur Terre les « hummocks » sont des reliefs de quelques centimètres à quelques mètres de hauteur d'origine volcanique ou glaciaire. Dans l'unité définie par Lopes et al. (2020) sur Titan, on trouve d'autres types de terrains tels que des chaînes de montagnes, des crêtes (Figure II.17) et des collines qui peuvent s'élever jusqu'à 2000 m d'altitude (Radebaugh et al., 2011). Ces terrains ont en général une faible extension géographique à l'exception de la région de Xanadu qui s'étale sur environ 4500 km de diamètre et qui constitue l'élément géologique le plus grand et le plus brillant de Titan, toutes longueurs d'onde confondues (optique, infrarouge et micro-ondes). Certaines zones de cette région sont même les plus brillantes du système solaire dans le domaine des micro-ondes.

Cette unité géomorphologique incluant Xanadu est considérée comme la plus ancienne à la surface de Titan (Lopes et al., 2010). L'origine de sa formation est encore débattue

et plusieurs scénarios ont été proposés dans la littérature (Radebaugh et al., 2007 ; Mitri et al., 2010 ; Brown et al., 2011 ; Radebaugh et al., 2011 :

— une compression crustale conduisant à un soulèvement du relief et donc à la formation de chaînes de montagnes ;

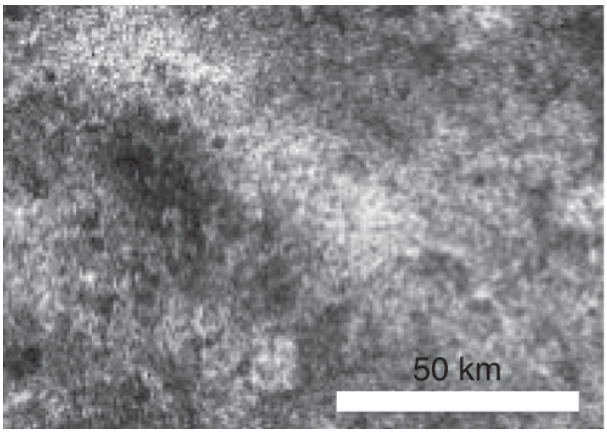
— une extension crustale formant des grabens et des horsts (Radebaugh et al., 2011) ;

— un ancien cratère d'impact (théorie uniquement proposé pour Xanadu) éjectant des blocs qui auraient eux-mêmes impacté la surface ;

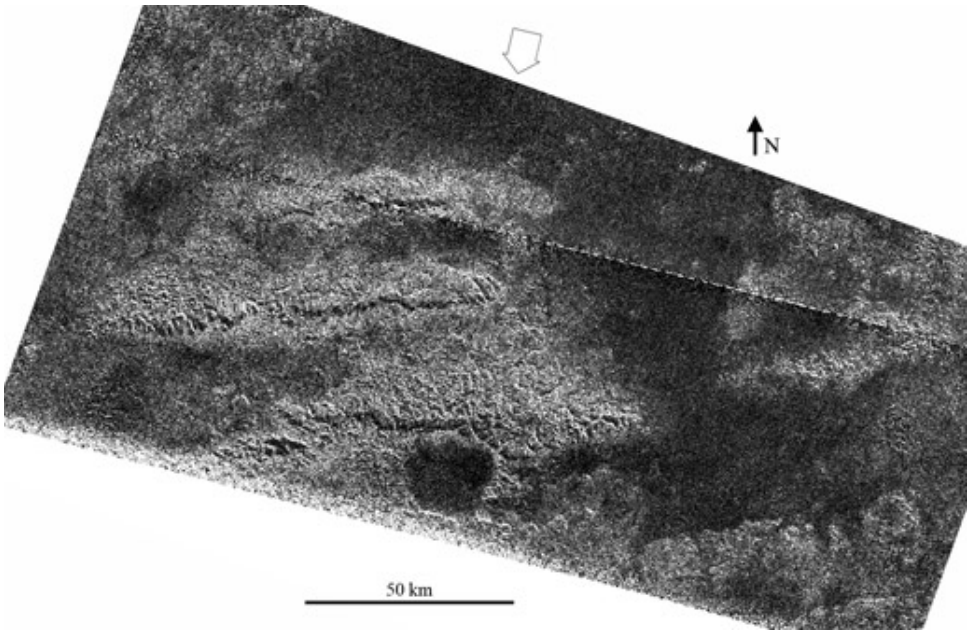
— un refroidissement interne de Titan fracturant la surface.

1.4.2.5 Les terrains labyrinthiques

Les terrains labyrinthiques représentent moins de 2% de la surface totale de Titan et sont principalement localisés aux hautes latitudes. Ils prennent la forme de plateaux élevés creusés par un grand nombre de vallées. Ils peuvent être classés en quatre sous-ensembles (Figure II.18) : les labyrinthes vallonnés, polygonaux, finement disséqués, et le labyrinthe de Kronin atypique en terme de morphologie et d'émissivité (Malaska et al., 2020). L'analyse de l'émissivité de ces terrains suggère qu'ils sont majoritairement constitués de matériaux organiques, avec une petite composante en glace d'eau (Malaska et al., 2020). Cela laisse aussi supposer que ces labyrinthes sont les unité géologiques les plus anciennes après les terrains montagneux et vallonnés. Ils auraient été formés par dissolution et par des processus fluviaux (Malaska et al., 2010 ; Malaska et al., 2011 ; Cornet et al., 2015 ; Malaska et al., 2020). On pourrait les comparer à des karsts, c'est-à-dire des formations géomorphologiques résultant de l'érosion hydrochimique et hydraulique de roches solubles. Ce scénario implique donc que le méthane et/ou l'éthane liquide puisse dissoudre les matières organiques composant le terrain du labyrinthe (Cordier et al., 2009 ; Cornet et al., 2015).



(A)



(B)

FIGURE II.17. Deux exemples de terrains appartenant à l'unité géomorphologique « hummocky » : (a) terrain mal déterminé d'apparence rugueuse au radar et (b) ensemble de trois crêtes parallèles vues par l'instrument RADAR de Cassini lors du survol de Titan le 12 mai 2008 dans la région de Xanadu. La flèche indique la direction d'émission du radar. (Crédits : NASA/JPL)

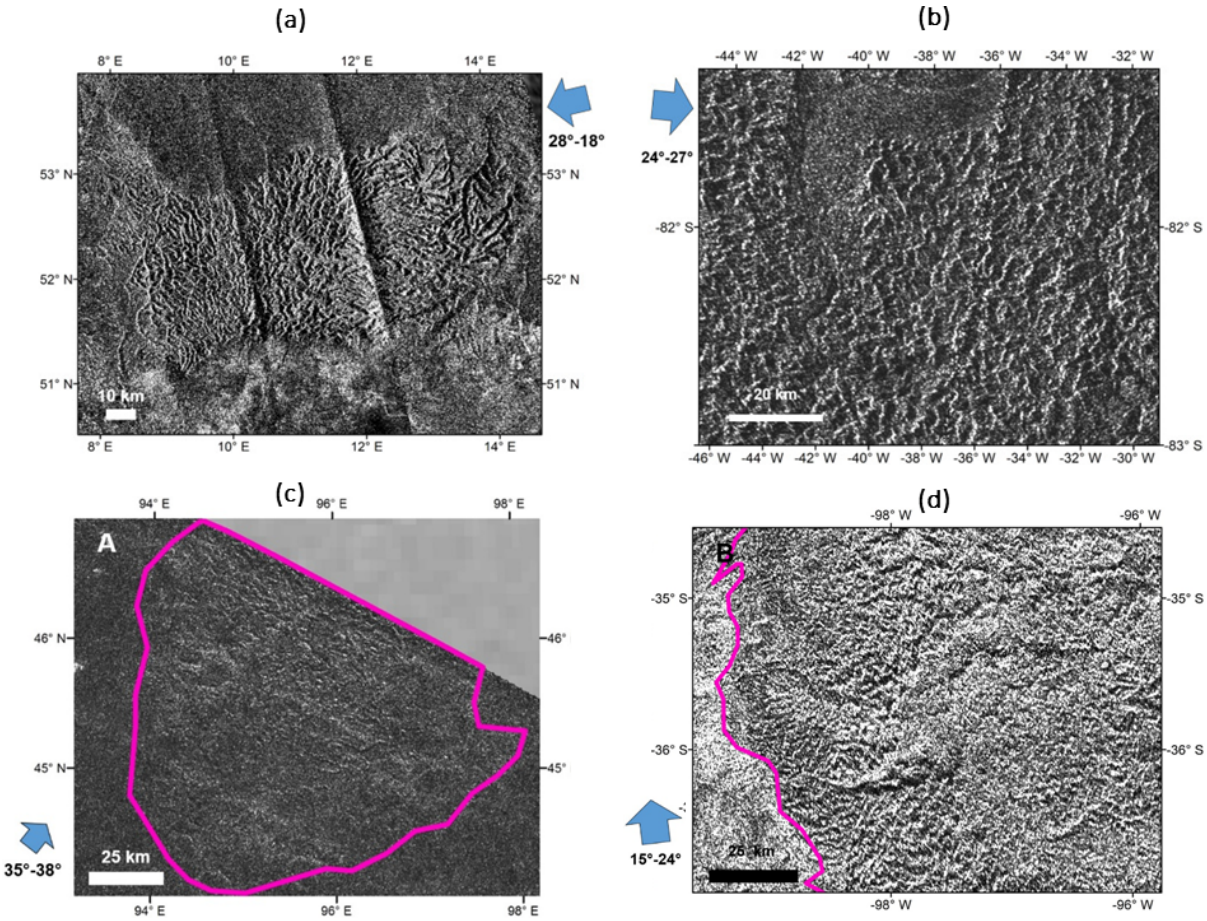


FIGURE II.18. Les quatre types de terrains labyrinthiques observés par le RADAR Cassini sur Titan : (a) labyrinthes vallonnés, (b) labyrinthes polygonaux, (c) labyrinthes finement disséqués et (d) labyrinthe de Kronin. Les tracés rose indiquent les limites du terrain labyrinthique et les flèches bleues la direction d'émission du radar. (Crédits : Malaska et al. (2020))

1.4.2.6 Les lacs et les mers

La surface de Titan présente de nombreuses étendues d'hydrocarbures liquides : des lacs peu profonds, de forme circulaire et souvent connectés entre eux (Lopes et al., 2007 ; Hayes et al., 2008 ; Cornet et al., 2012), des marécages (MacKenzie et al., 2019) et des mers de plusieurs centaines de kilomètres de large et de près de 200 m de profondeur (Mastrogiuseppe et al., 2014 ; Hayes, 2016 ; Birch et al., 2018 ; Mastrogiuseppe et al., 2019). Ces structures sont principalement localisées dans les régions du pôle Nord (Figure II.19). Les trois mers (Kraken Mare, Punga Mare et Ligeia Mare) résident toutes dans l'hémisphère Nord et quasiment tous les lacs de l'hémisphère sud sont asséchés, à l'exception d'Ontario Lacus qui fut le premier lac découvert sur Titan (McEwen et al., 2005 ; Porco et al., 2005). Cette dichotomie entre pôles est due au forçage climatique et témoigne de l'asymétrie des saisons (Aharonson et al., 2009) (cf. partie 1.2). Les lacs et les mers sont majoritairement composés de méthane et d'éthane liquides. Il est probable qu'un alcanofère (aquifère composé d'hydrocarbures liquides) relie certains lacs du Nord et qu'il puisse les alimenter lorsque leur fond est situé sous le niveau de l'alcanofère (Hayes et al., 2008). Cela expliquerait le grand nombre de lacs au Nord et leur proximité. La

morphologie de ces lacs, aussi appelés « dépressions lacustres », est comparable à celle de dépressions karstiques terrestres et leur mécanisme de formation le plus probable est donc celui de la dissolution chimique du substrat (Cornet et al., 2015).

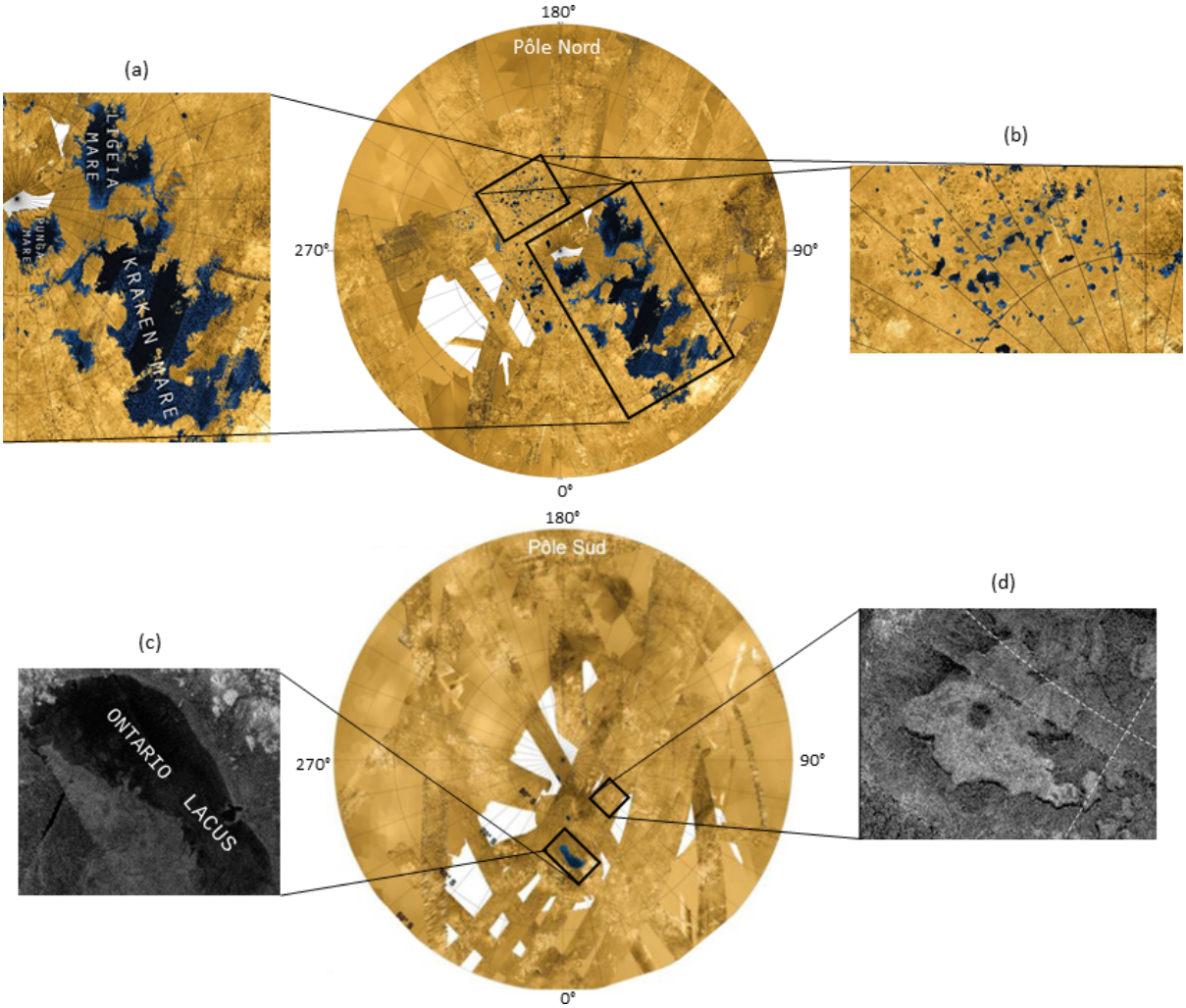


FIGURE II.19. Pôles Nord et Sud de Titan vus par le RADAR de Cassini (des fausses couleurs ont été ajoutées sur les mosaïques de pôles et sur les panneaux (a) et (b)). Les panneaux montrent (a) un zoom sur les trois mers de Titan (en bleu), (b) un zoom sur un ensemble de lacs du Pôle Nord, (c) le lac Ontario (région la plus sombre) et (d) un lac asséché du Pôle Sud. (Crédits : NASA/JPL/ASI/USGS/Cornell University)

2 Les rivières sur Titan

Une structure géomorphologique importante n'apparaît pas sur la carte de Lopes et al. (2020) : les vallées fluviales. Dès le premier survol rapproché de Titan par Cassini le 24 octobre 2004, les images RADAR et ISS ont révélé des canaux sinueux et brillants qui ont éveillé des soupçons quant à la présence de vallées fluviales (Elachi et al., 2005 ; Porco et al., 2005). Ces hypothèses sont restées à l'état de spéculations jusqu'à l'atterrissage du module Huygens à la surface de Titan. Les images acquises par l'instrument DISR du module ont en effet révélé de façon incontestable la présence de collines claires, creusées

par des réseaux dendritiques de rivières plus sombres, similaires à ceux observés sur Terre (Tomasko et al., 2005). En outre, une fois l'atterrisseur posé, les images ont dévoilé une zone jonchée de sédiments fins et de galets arrondis, semblable au fond d'un lac asséché.

2.1 Localisation, morphologie et formation des rivières

Les acquisitions ultérieures des instruments ISS, VIMS et RADAR ont permis d'observer de façon plus globale la répartition des rivières à la surface de Titan. Des images des vallées fluviales ont été acquises à des gammes de résolution spatiale allant de quelques km/pixel pour les caméras optiques à 350 m/pixel pour le RADAR. A ces résolutions, il est difficile de séparer la rivière de la vallée, c'est pourquoi lorsque nous parlerons par la suite de rivières ou de chenaux, il faudra tenir compte du fait que ces désignations peuvent inclure également la vallée. Les réseaux fluviaux sont nombreux, mesurant jusqu'à des centaines de kilomètres de long, comme ceux de la région de Xanadu qui dépassent 450 km, et jusqu'à 5 km de large. Ils sont répartis à toutes les latitudes (Figure II.20) et présentent des formes et des types très variés. On retrouve à la fois des canyons et des méandres aux pôles (Malaska et al., 2011 ; Poggiali et al., 2016) tout comme des rivières en tresses à l'équateur (Lucas et al., 2014) (voir Figures II.21 et II.22). Une partie des réseaux apparaissent sombres sur les images RADAR et il a été prouvé que certains, notamment des canyons du pôle Nord (Poggiali et al., 2016), contenaient des hydrocarbures liquides (voir Figure II.22). En effet, l'analyse d'échos altimétriques ont montré que les canaux étaient situés dans des canyons profonds (jusqu'à 570 m), aux parois abruptes, et présentaient de fortes réflexions spéculaires en surface indiquant la présence de liquide. Près des pôles, la plupart des réseaux fluviaux sont reliés à des lacs et à des mers vides ou pleins. Les chenaux brillants sur les images RADAR sont principalement localisés aux moyennes et basses latitudes et sont interprétés comme des réseaux asséchés, remplis par des sédiments fluviaux (Lorenz et al., 2008 ; Le Gall et al., 2010). Cette question n'est pourtant pas entièrement réglée. En effet, une apparence sombre ne signifie pas nécessairement que ces chenaux sont remplis de liquide car cette différence d'albédo dans les images RADAR (clair ou sombre) a également été interprétée comme une différence de types de remplissage sédimentaire. Ainsi, les zones sombres seraient des dépôts de particules fines alors que les zones claires indiqueraient la présence de galets arrondis de taille supérieure à la longueur d'onde du radar (2,17 cm) (Le Gall et al., 2010). En effet, ces galets créeraient une rugosité de surface naturelle qui concentrerait les ondes électromagnétiques dans la direction de rétrodiffusion (Herman et Battan, 1961). Burr et al. (2013a) ont classé les vallées fluviales de Titan en six catégories sur la base de critères radiométriques (intensité du coefficient de rétrodiffusion radar) et morphologiques (largeur et longueur relatives de la vallée) (Figure II.21).

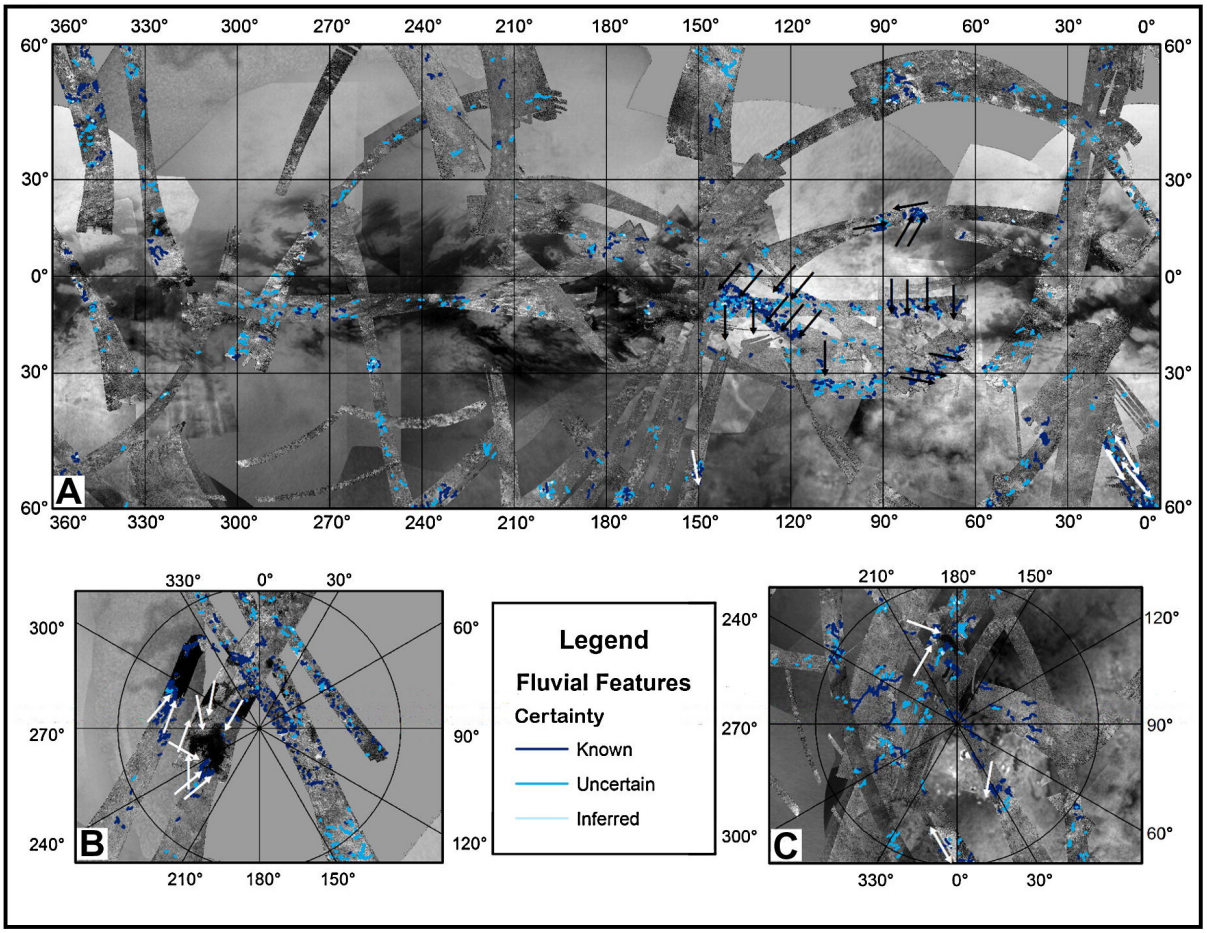


FIGURE II.20. Distribution géographique des vallées fluviales identifiées sur les données RADAR de Cassini. Les couleurs indiquent le degré de certitude. Les directions d'écoulement sont signalées par des flèches noires et blanches. Les cadres (B) et (C) se concentrent sur les régions polaires Nord et Sud. (Crédits : Burr et al., 2006)

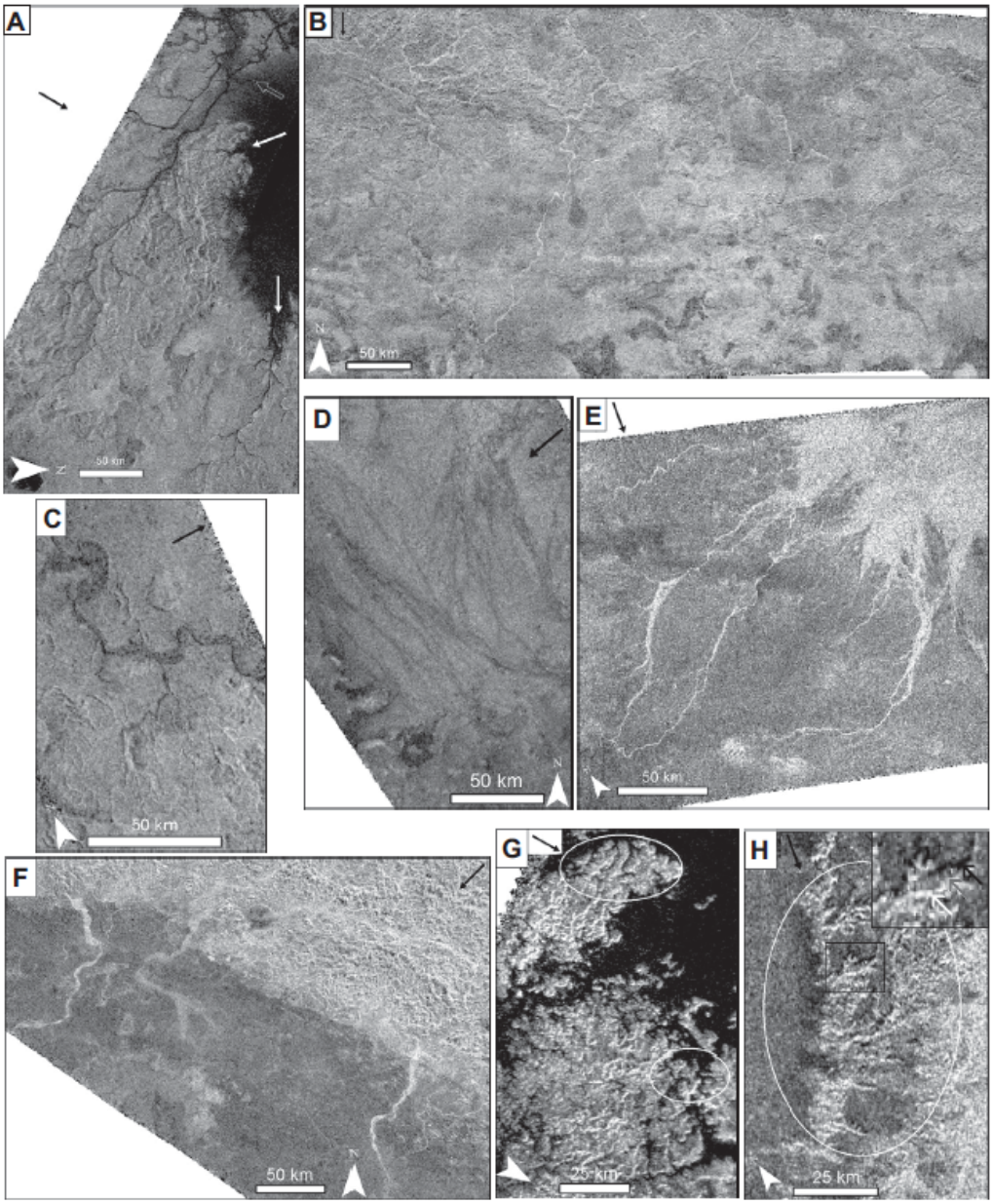


FIGURE II.21. Images radar illustrant la classification morphologique des rivières et des vallées de Titan (les flèches noires indiquent la direction d'émission du radar). (A) Exemple de chenaux sombres, étroits et longs (74°N, 246°W). Les flèches blanches signalent les vallées remplies de liquide (Stofan et al., 2007) se jetant dans la mer Ligeia Mare (zone sombre en haut à droite). (B) Éléments brillants, étroits et longs, situés à l'ouest de Xanadu (10°S, 137°W). (C) et (D) Réseaux sombres, larges et longs : le réseau (C) (74°S, 27°W) forme des méandres tandis que le réseau (D) est tressé. (E) Réseaux brillants, larges et longs, près du cône alluvial Elivagar Flumina (20°N, 80°W.). Certains chenaux semblent également tressés par endroit. (F) Systèmes brillants, larges et longs, au nord-est de Tui Regio (18°S, 122°W) provenant d'un terrain vallonné brillant (en haut) et dirigeant vers des plaines sombres. (G) Éléments sombres et larges (dans l'ellipse blanche) autour de la rive sud de la mer Kraken Mare (69°N, 298°W). (H) Éléments brillants larges (ellipse blanche) sur le bord est de la paroi du cratère Menrva (20°N, 83°W). Le cadre noir est un zoom d'une zone claire et sombre (flèches blanches et noires) indiquant l'illumination et l'ombre du radar. Entre ces zones, la région grisée (flèche grise) est interprétée comme un sol rugueux. (Crédits : Burr et al., 2013a)

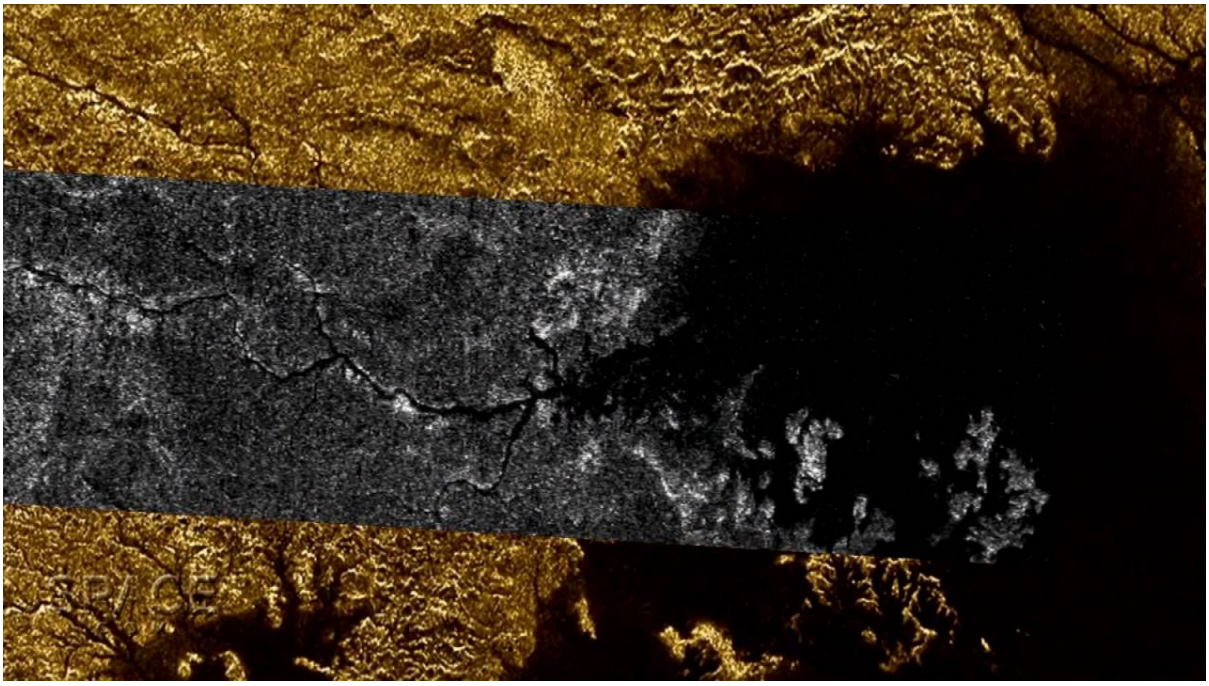


FIGURE II.22. Image radar du canyon Vid Flumina débouchant sur Ligeia Mare. L'image est en fausses couleurs, exceptée la trace du radar contenant le canyon. (Crédits : NASA/JPL)

Certains systèmes fluviaux brillants sur les images radar se terminent par des deltas (Wall et al., 2010) ou des cônes alluviaux (Burr et al., 2013a ; Birch et al., 2016 ; Radebaugh et al., 2018) témoins de l'accumulation de dépôts sédimentaires (Figure II.23). Ces cônes sont au nombre de 82 (Birch et al., 2016) et ont une superficie variant de 28 km^2 à 27 000 km^2. Leilah Fluctus, Elivagar Flumina et Mezzoramia sont les trois plus grands cônes alluviaux observés sur Titan. Ils résulteraient de processus de ruissellement liés à des précipitations persistant sur des périodes suffisamment longues pour les produire. Comme 60% des cônes sont situés à $\pm$ 50°-80° de latitude (Figure II.24), Birch et al. (2016) suggèrent que le transport de sédiments fluviaux pourrait avoir été concentré dans les terrains quasi polaires dans un passé géologiquement récent. La densité des cônes est également corrélée aux latitudes qui, selon les GCM de Titan, devraient avoir les taux de précipitation les plus élevés. La majorité des cônes équatoriaux sont quant à eux situés autour de la région montagneuse de Xanadu (Radebaugh et al., 2011). Il se pourrait également que certains cônes équatoriaux aient été recouverts par des dépôts éoliens provenant des dunes alentour (Birch et al., 2016 ; Radebaugh et al., 2018). On ne trouve pas de cônes alluviaux à proximité des terrains labyrinthiques car lorsque les sédiments sont soumis à une dissolution de type karstique, un cône alluvial ne peut pas se développer (Birch et al., 2016).

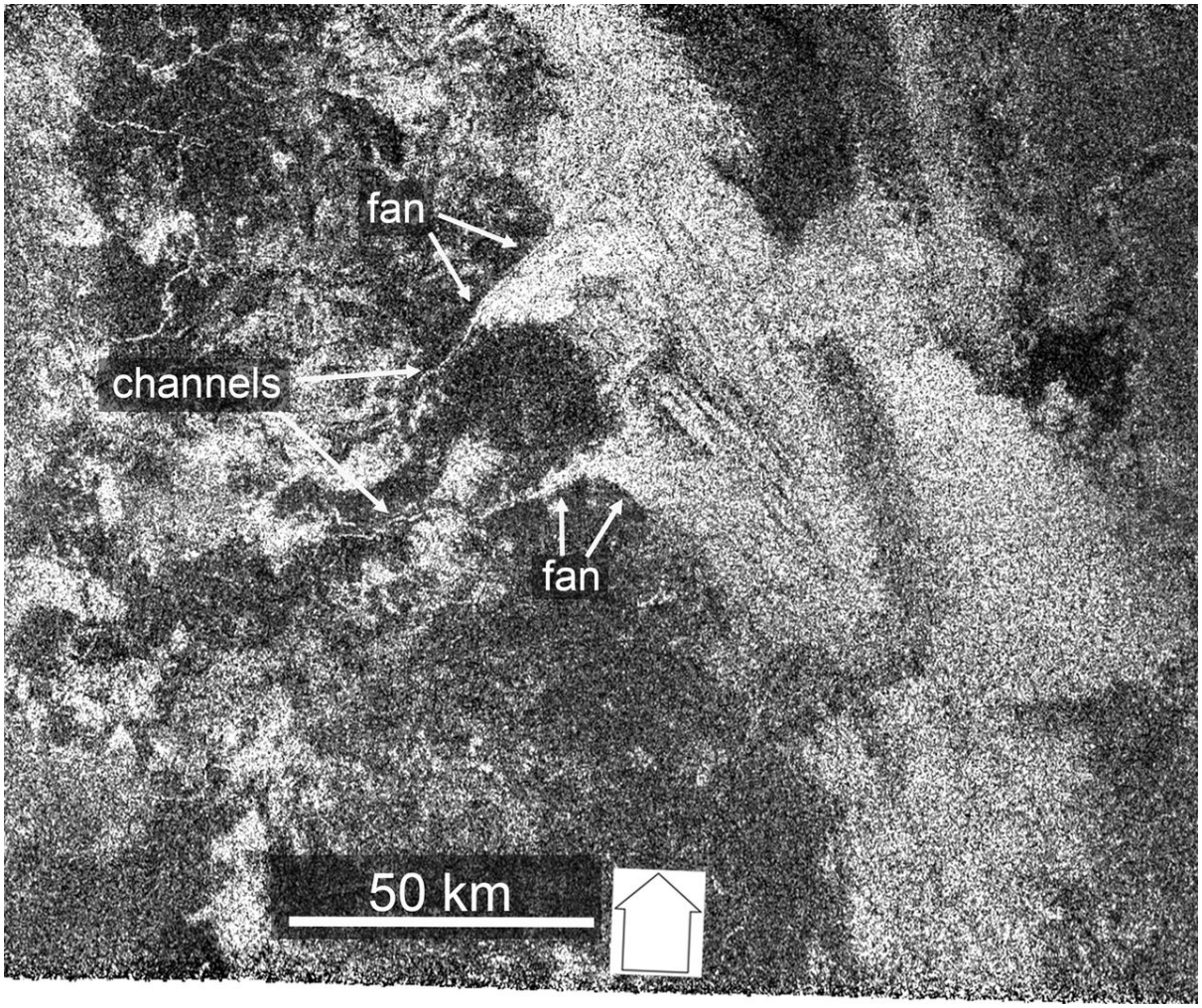


FIGURE II.23. Cônes alluviaux de Leilah Fluctus vus par le radar à synthèse d'ouverture (SAR) de Cassini dans la première image de la surface de Titan acquise le 26 octobre 2004 (350 m de résolution). Les cônes sont brillants, ce qui indique la présence de galets dont le taille est proche de la longueur d'onde du radar (2,17 cm). Les variations de luminosité dans les cônes révèlent des variations de taille des grains. Les rivières qui alimentant les cônes, minces et brillantes, traversent une zone sombre (Radebaugh et al., 2018).

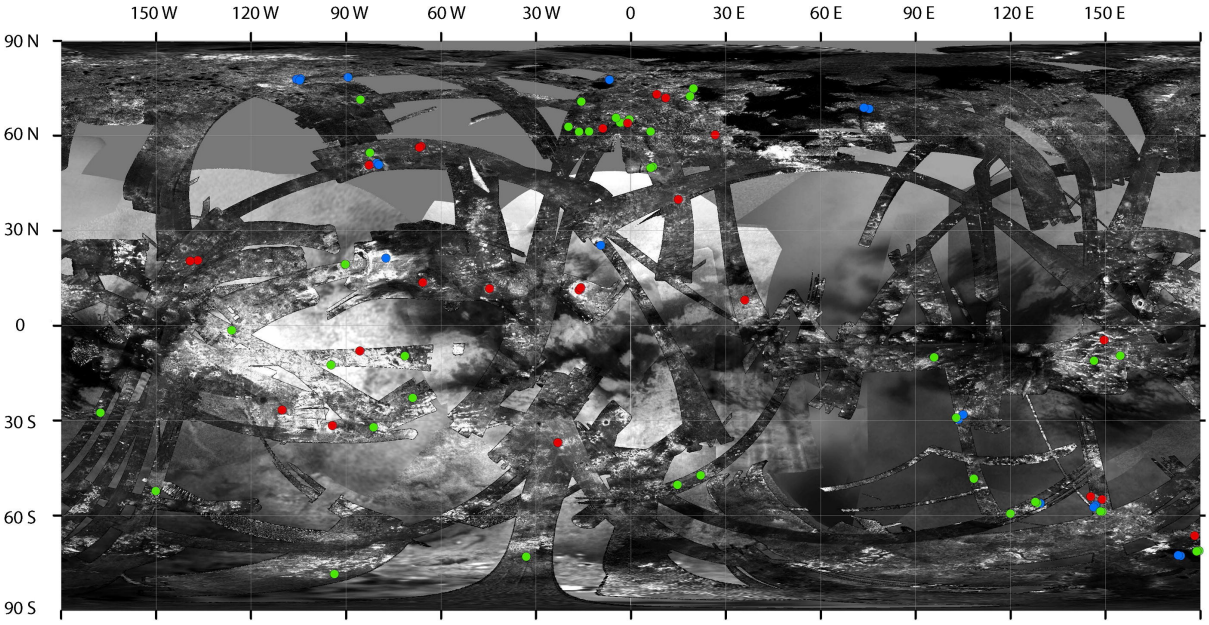


FIGURE II.24. Carte représentant les 82 cônes alluviaux présumés sur une mosaïque d'images SAR du RADAR de Cassini. Les couleurs indiquent le niveau de confiance assignés par Birch et al. (2016) : les points bleus sont les plus certains, les verts sont très certains et les rouges nécessiteraient des investigations supplémentaires.

L'étude des caractéristiques morphologiques des réseaux fluviaux fournit des informations sur la topographie régionale ou locale et sur les caractéristiques du substratum rocheux et du sol (Howard, 1967 ; Burr et al., 2013b ; Burr et al., 2013a). En effet, la combinaison de certains paramètres de contrôle géologiques peuvent conduire à la formation de réseaux de drainage de forme identifiable (dendritique, parallèle, etc.). En se basant sur les travaux de Howard (1967), (Burr et al., 2013b) ont classé les rivières de Titan en trois catégories en fonction de la forme de leur réseau : dendritique, rectangulaire et parallèle (Figure II.25). Ainsi, 27% des réseaux ont été classés comme dendritiques impliquant la présence d'une pente douce lors de la création du chenal ou alors la présence de matériaux de substrat de propriétés mécaniques homogènes sur l'ensemble du réseau ; 8% ont été classés comme parallèles ce qui implique des pentes modérées à fortes ou la présence de reliefs parallèles et allongés, et 50% comme rectangulaires suggérant l'influence de structures tectoniques sur l'écoulement. Les réseaux dendritiques et parallèles sont principalement polaires alors que les réseaux rectangulaires sont plus uniformément répartis. La tectonique étant le mécanisme avancé pour le contrôle de la morphologie des réseaux rectangulaires (Burr et al., 2013b), la répartition de tels réseaux sur Titan impliquerait que sa croûte soit globalement fracturée et/ou faillée.

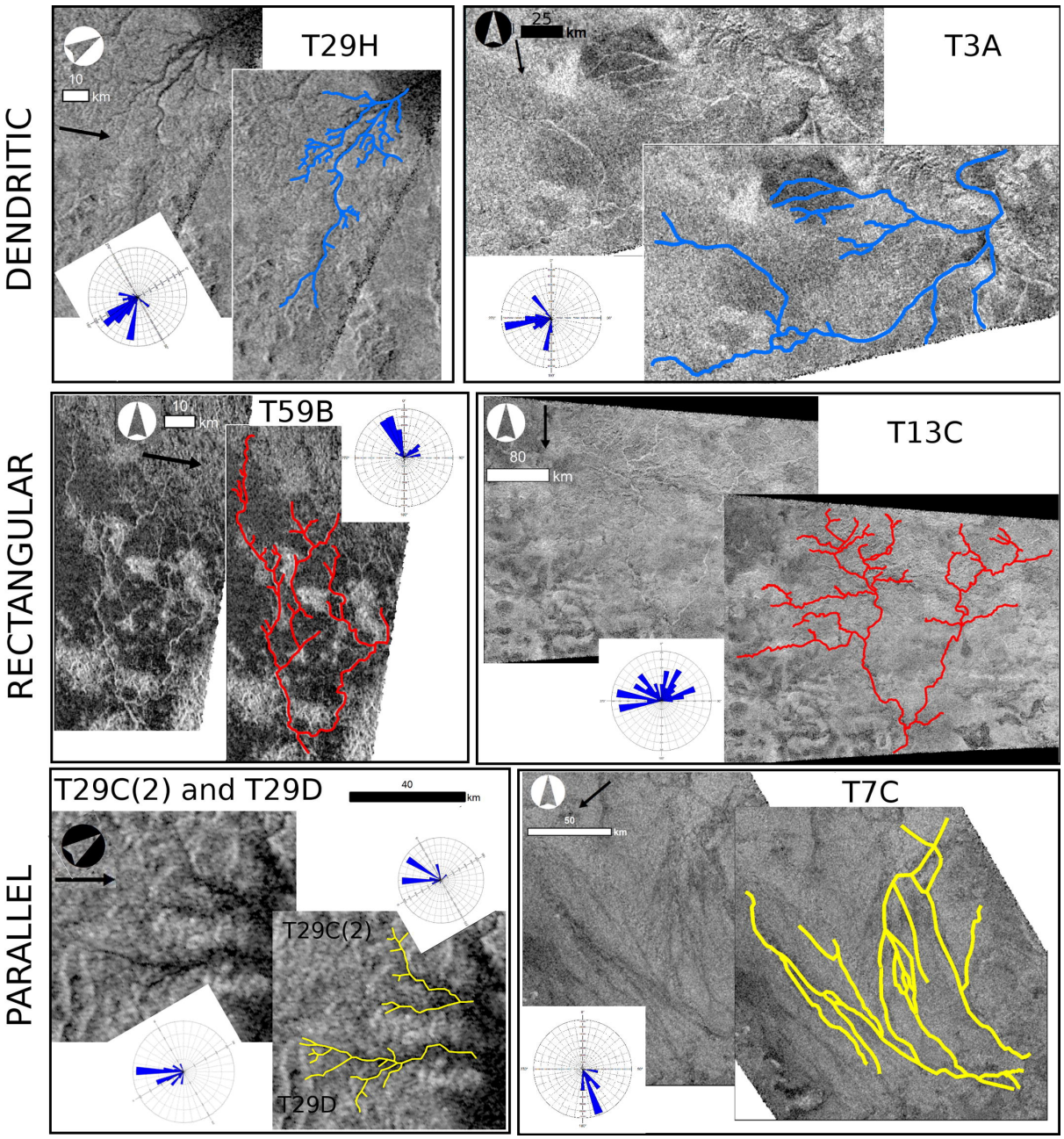


FIGURE II.25. Images SAR du RADAR de Cassini de rivières sur lesquelles les schémas de drainage sont délimités. Les schémas dendritiques sont en bleu, les rectangulaires en rouge et les parallèles en jaune. Les histogrammes polaires montrent la longueur cumulative des tronçons dans 10 directions (les axes des y sont variables) et sont tournés de manière à ce que le nord des histogrammes coïncide avec le nord des images. Les flèches noires indiquent les directions d'émission du radar. (Crédits : Burr et al., 2013b)

Des mécanismes de formation des rivières ont été proposés mais la question est encore débattue de nos jours. Le mécanisme le plus plausible, en particulier pour les réseaux dendritiques, est l'incision mécanique liée au ruissellement des précipitations de méthane (Perron et al., 2006 ; Burr et al., 2013a). Par exemple, les vallées sèches s'apparentent à des oueds sur Terre (Burr et al., 2013a), ce qui témoignerait de précipitations épisodiques et intenses. La plupart de ces études se fondent sur des critères morphologiques 2D mesurés

sur des images (angle d'embranchement, nombre d'affluents, etc.). Cependant, d'autres types de vallées comme les canyons ne peuvent pas être associés aux précipitations sur la base de leur seule morphologie, car on ne peut pas exclure qu'ils puissent avoir une origine volcanique ou tectonique, ou qu'ils soient liés à des écoulements de subsurface. Il a par ailleurs été suggéré que l'incision fluviale résultant du sapement de la subsurface par un liquide pourrait se produire sur certains petits réseaux dont les affluents sont tronqués, notamment dans la paroi nord-est du cratère de Menrva (Radebaugh et al., 2008) et à l'ouest du site d'atterrissage de Huygens (Tomasko et al., 2005).

Un grand nombre de paramètres contrôlent l'érosion fluviale (processus climatiques, type de surface et de substratum rocheux, etc). Une activité fluviale récente est très probable dans la région du Pôle Nord mais reste discutable dans les régions plus arides de l'équateur et dans une moindre mesure au Pôle Sud. Cependant, il ne faut pas oublier qu'étant donnée la résolution des instruments de Cassini, seules les rivières les plus grandes ont été identifiées. Quant aux réseaux observés par l'instrument DISR lors de la descente de la sonde Huygens, ils atteignent une dimension décamétrique bien inférieure à la résolution des images prises depuis l'orbite. Il se pourrait donc que d'autres réseaux de cette taille soient répartis à la surface de Titan et que les rivières soient plus nombreuses qu'escompté.

2.2 Site d'atterrissage de la sonde Huygens

Les images acquises par la sonde Huygens lors de sa descente sur Titan et après son atterrissage sont les plus résolues à ce jour, allant de quelques dizaines de mètres en phase de descente à 3 mm/pixel après l'atterrissage. Elles ont dévoilé un paysage montrant une colline creusée par des rivières débouchant sur une plaine interprétée comme le fond d'un lac asséché, dans lequel la sonde Huygens a atterri (Figure II.26), près de l'équateur (10,17°S, 163,10°E). Cette colline qui est brillante dans les images DISR se distingue clairement des rivières et de la plaine qui apparaissent plus sombres. De la même façon, ces deux unités ont des caractéristiques très différentes sur les images VIMS et RADAR (ces dernières ne permettent cependant pas de visualiser les rivières). Sur les images DISR, la zone brillante correspondant à l'unité spectrale 'bright unit' de VIMS est interprétée comme un terrain montagneux ou une colline recouverte de sédiments organiques fins. La plaine dans laquelle la sonde a atterri s'apparente quant à elle à l'unité spectrale 'dark blue unit' correspondant aux mêmes sédiments organiques légèrement enrichis en glace d'eau. Cette analyse est cohérente avec les spectres DISR dans le proche infrarouge (0,87-1,7 μm) qui montrent des traces de glace d'eau dans la plaine sombre du site d'atterrissage (Tomasko et al., 2005). Cette région correspondrait donc à une ancienne plaine alluviale abritant des débris d'érosion fluviale, similaire à ce que l'on trouve sur Terre (Figure II.27), dont les galets seraient composés majoritairement de glace d'eau et recouverts d'une fine couche de sédiments organiques.

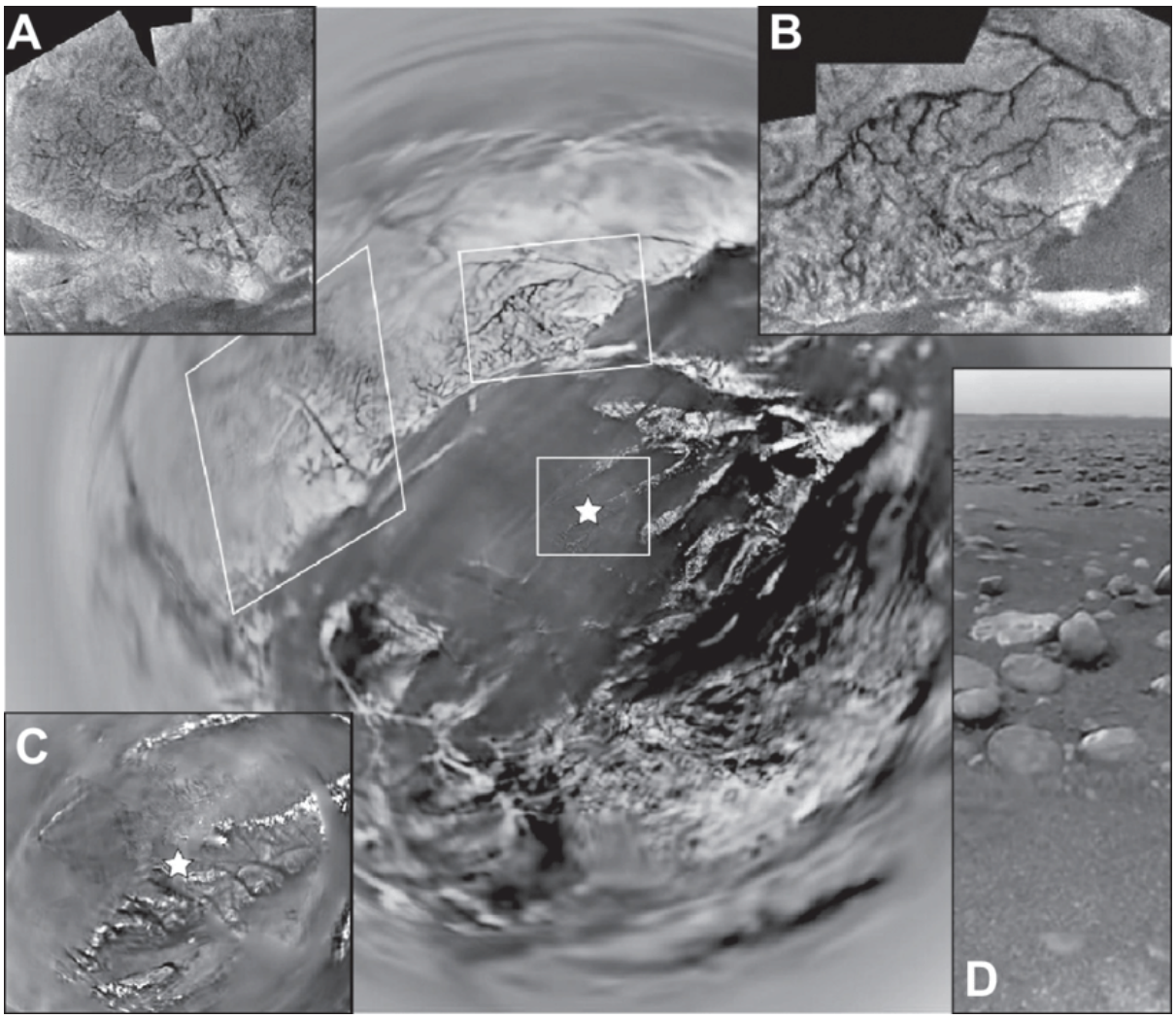


FIGURE II.26. Mosaïques d'images issues des données DISR, l'étoile indique la zone d'atterrissage de la sonde Huygens. (A) Réseau de drainage le plus à l'ouest, dont les affluents sont tronqués. (B) Réseau de drainage principal de forme dendritique (Tomasko et al., 2005). (C) Image acquise par la sonde Huygens au dessus du site d'atterrissage à une altitude de 600 m. (D) Image de la plaine (lac ou rivière asséchés) acquise juste après l'atterrissage. (Crédits : Burr et al. (2013a) et NASA/JPL/U.Arizona)

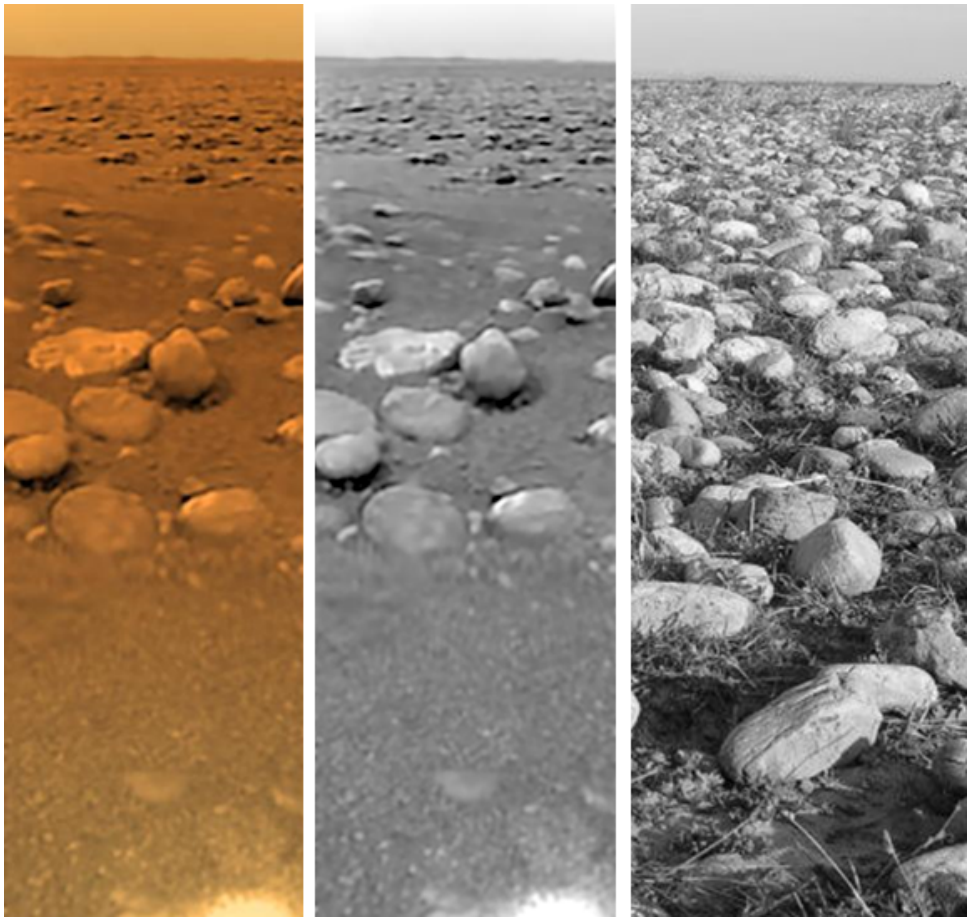


FIGURE II.27. Lit de galets observé sur le site d'atterrissage du module Huygens (à gauche et au centre) et dans la plaine alluviale de la Durance, France (à droite). L'image de gauche a été coloriée de façon à respecter la luminosité naturelle de Titan.

La composition du fond des rivières asséchées est quant à elle plus débattue. Le réseau proche du site d'atterrissage n'est pas visible sur les données VIMS et RADAR mais Barnes et al., 2007a ont analysé un autre réseau asséché (brillant au radar) qu'ils ont rattaché à l'unité spectrale bleu-foncé (Figure II.28). Certains auteurs ont alors supposé que cette signature de la glace d'eau pourrait être due au lit de la rivière formé majoritairement de sédiments plus gros et plus riches en glace d'eau, tels que ceux observés dans la plaine alluviale du site d'atterrissage (Collins, 2005 ; Burr et al., 2006 ; Jaumann et al., 2008). Cela aboutit à un scénario largement partagé selon lequel les unités brillantes dans l'infrarouge sont érodées par les précipitations et les matériaux arrachés au fond enrichi en glace d'eau sont transportés vers les unités bleu foncé dans l'infrarouge (Barnes et al., 2007a ; Radebaugh et al., 2007 ; Jaumann et al., 2008 ; Brossier et al., 2018).

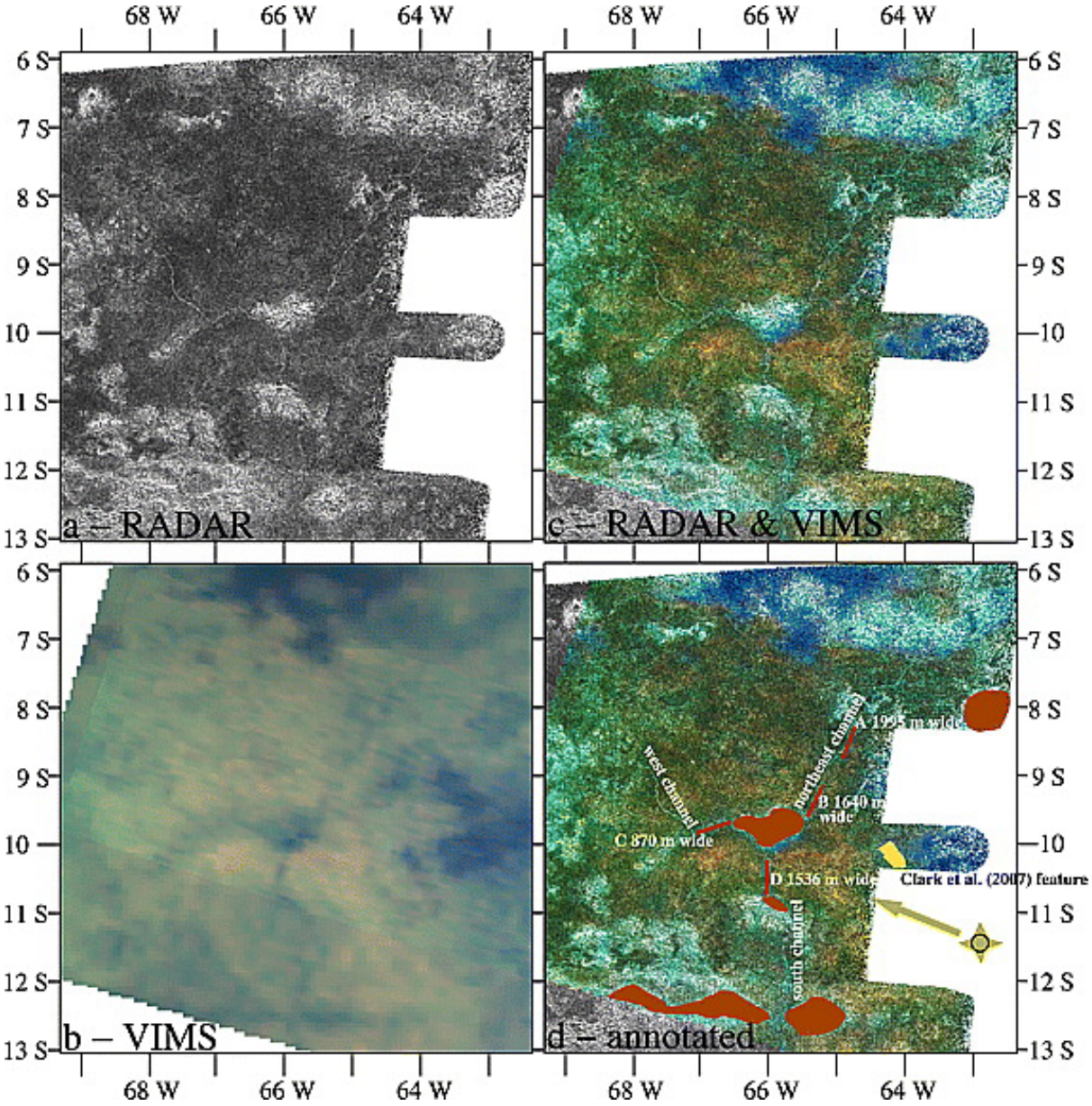


FIGURE II.28. Images RADAR (a) et VIMS (b) de la zone montagneuse traversée par des chenaux. Ces derniers, brillants sur l'image RADAR, sont bleu foncé dans l'image VIMS. (Crédits : Barnes et al., 2007a)

D'autres études (Grieger et al., 2006 ; Keller et al., 2008) ont supposé que l'aspect sombre des rivières ne serait pas dû à un faible albédo mais à un effet d'illumination. Les chenaux auraient le même albédo et la même composition chimique que le terrain brillant et l'aspect sombre serait uniquement lié aux ombres portées par les bords des chenaux. Cependant, ces auteurs ont étayé leur hypothèse sur la base d'un modèle numérique de terrain (MNT) présentant un certain nombre de limites.

Ce MNT a été produit par l'USGS (United States Geological Survey) à partir des images DISR acquises lors de la descente de Huygens. Ces images n'étaient initialement pas destinées à faire de la photogrammétrie mais, comme la sonde s'est légèrement balancée avec le vent, quelques paires d'images présentent un recouvrement suffisant pour permettre une reconstruction 3D par photogrammétrie (principe expliqué dans la partie

1.1 du chapitre III). L'équipe de l'USGS a pour cela utilisé le logiciel de photogrammétrie commercial SOCET SET©. Une première version de ce MNT a été présentée par Tomasko et al. (2005) et le processus de reconstruction a été partiellement expliqué par Soderblom et al. (2007b) et Archinal et al. (2006). Ce MNT que nous appellerons MNT-USGS dans la suite du manuscrit fut pendant longtemps le meilleur modèle numérique de terrain de Titan compte tenu des données disponibles à cette date. Il est cependant limité par la qualité des images et par la méthode de reconstruction utilisées. Ses auteurs ont essayé d'améliorer la précision en révisant l'étalonnage géométrique des caméras DISR et ils ont tenté de quantifier la précision des élévations mesurées (Archinal et al., 2006). Ces efforts pour réaliser, évaluer et documenter pleinement le MNT-USGS ont malheureusement été interrompus par la fin du financement de la mission Huygens.

À l'époque, les produits de données sources nécessaires à la construction du MNT-USGS (images, positions des caméras, etc.) changeaient constamment et rapidement. Le traitement radiométrique (élimination des artefacts de compression et accentuation de la netteté) des images n'a jamais été achevé, de sorte que les images utilisées pour produire le MNT-USGS n'ont jamais été archivées. Par ailleurs, comme l'a noté (Archinal et al., 2006), les caméras ont été ré-étalonnées géométriquement mais leurs paramètres optiques n'ont jamais été publiés. Seule une estimation préliminaire de la trajectoire de descente de Huygens était disponible pour contraindre la position des caméras au moment de la prise de vue, mais il n'existait alors aucune information sur le pointage des caméras. La version finale de la trajectoire de Huygens archivée dans le PDS (Planetary Data System) diffère donc de la version utilisée comme entrée pour le MNT-USGS et des positions de la caméra ajustées photogrammétriquement. Par conséquent, la position et la géométrie des paires stéréoscopiques ont été reconstituées avec une précision limitée. L'absence d'informations a priori sur la position et le pointage implique également l'absence de moyen d'identification automatique des couples stéréoscopiques potentiels. Cette identification a donc été faite visuellement, ce qui a limité la cartographie de zones plus larges et la possibilité d'améliorer la qualité du MNT-USGS en utilisant plusieurs images se recouvrant. Enfin, les tentatives d'utilisation du module de corrélation automatique d'images de SOCET SET ont échoué en raison du faible rapport signal sur bruit et de la petite taille des images DISR (160 x 256 pixels au maximum). Le MNT-USGS a donc été généré manuellement par identification visuelle de caractéristiques remarquables sur les images (voir section « relèvement manuel » de la section 1.1.2.3). Ce processus limite la résolution horizontale du MNT à 50 m car les zones dépourvues de caractéristiques reconnaissables ont été interpolées. Enfin, ces points de mesure, lorsqu'ils existaient, n'ont pas été enregistrés dans un fichier de sauvegarde. Pour toutes ces raisons, il est difficile, voire impossible, de reproduire le MNT-USGS et d'évaluer l'impact de la modification des différentes étapes du traitement, car la plupart des paramètres d'entrée sont indisponibles. Or l'analyse fine du seul réseau de rivières observé sur Titan à une résolution décamétrique nécessite la réalisation d'un MNT le plus précis possible.

Outre ces considérations techniques, le MNT-USGS présente des incohérences d'un point de vue morphologique. En effet, la colline brillante a la forme d'un dôme (Figure II.29) qui ne correspond pas aux schémas de drainage observés sur les images. Une telle topographie conduirait à un réseau fluvial radial alors qu'on observe une structure dendritique. De plus, à cause de cette forme en dôme, certaines rivières coulent vers l'amont alors que la plupart des études suggèrent un écoulement des zones montagneuses claires

vers les plaines sombres Burr et al., 2013a ; Perron et al., 2006. Ces divergences peuvent résulter d'un manque de contraintes sur la position et le pointage des caméras décrit ci-dessus. Il est donc probable que le MNT-USGS ne soit pas correctement nivelé.

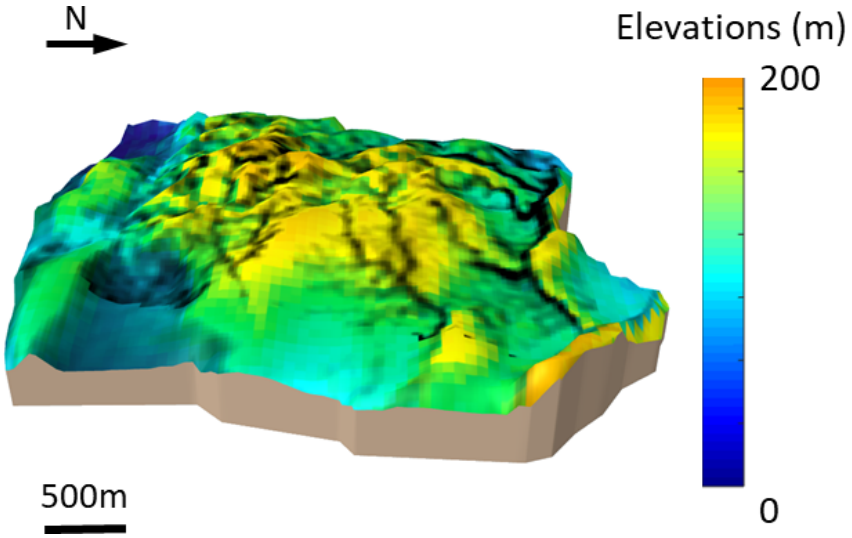


FIGURE II.29. Vue en 3D du MNT-USGS.

Il n'existe par ailleurs aucune autre donnée topographique couvrant cette zone. En effet, la sonde Huygens embarquait un altimètre radar mais les mesures ont été effectuées à plus de 3 km à l'ouest du MNT-USGS (Lorenz et al., 2016). Le RADAR Cassini en mode altimètre n'a malheureusement pas fourni de données topographiques sur cette zone. En mode SAR (Synthetic Apertur Radar, i.e., radar à synthèse d'ouverture), cet instrument permet de générer des informations topographiques grâce au recouvrement des faisceaux radar lors d'une même observation de Titan. Cette technique donne lieu à un produit topographique nommé SARTopo, dont l'obtention est décrite en détails dans Stiles et al. (2009). Malheureusement, la faible résolution du produit (10 km en horizontal et 75 m en vertical) ne permet pas d'apporter de nouvelles contraintes sur notre zone d'étude (environ 7 km^2).

Malgré ces limitations, le MNT-USGS a été utilisé dans de nombreuses études car il était le seul à présenter un modèle topographique de paysage de Titan avec une résolution décamétrique (50 m) (Tomasko et al., 2005 ; Soderblom et al., 2007a ; Jaumann et al., 2008 ; Tewelde et al., 2013). Il a notamment été utilisé pour estimer les taux de précipitations nécessaires à la formation des rivières observées près du site d'atterrissage de la sonde Huygens (Perron et al., 2006) (voir partie 3.5.1 du chapitre V). En effet, plusieurs études basées sur l'analyse d'images ont émis l'hypothèse que les rivières observées sur le site d'atterrissage de Huygens étaient mécaniquement incisées par des processus de précipitation et de ruissellement du méthane (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Aharonson et al., 2014). Deux types de réseaux de drainage ont en réalité été identifiés sur les régions montagneuses plus claires de images DISR mais seul celui situé à l'est a été reconstruit sur le MNT-USGS. L'autre, situé plus à l'ouest (Figure II.26A), présente peu de ramifications (2-3) et celles-ci apparaissent courtes et a priori tronquées. Sur Terre, de telles morphologies sont apparentées à des réseaux formés par infiltration, lorsque l'eau

souterraine érode les sédiments et entraîne une défaillance de la surface du sol (« sapping ») (Perron et al., 2006) conduisant à la formation d'affluents courts. L'érosion par infiltration est donc l'hypothèse retenue pour la formation de ces chenaux (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b). En revanche, les réseaux de drainage situés à l'est (Figure II.26B) et reconstitués sur le MNT-USGS présentent un schéma très différent. Ils possèdent jusqu'à quatre affluents de forme dendritique. Sur Terre, de tels réseaux résultent d'une source distribuée, c'est-à-dire de précipitations, c'est pourquoi le scénario adopté est celui de l'érosion mécanique due au ruissellement du méthane liquide apporté par les précipitations (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b ; Tewelde et al., 2013). Soderblom et al. (2007a) ont également suggéré que ces deux réseaux avaient subi l'effet d'une influence tectonique au moment de leur formation puisque le paysage présente des jonctions angulaires nettes et des segments linéaires.
Nous ne savons pas si du liquide s'écoulait dans ces réseaux ainsi que dans la plaine sombre au moment de l'atterrissage de la sonde Huygens, mais le sol montrait des signes de présence de méthane liquide en surface puisqu'une augmentation progressive de 40% de l'abondance du méthane a été mesurée par le chromatographe en phase gazeuse et le spectromètre de masse de Huygens (GCMS) juste après l'atterrissage (Niemann et al., 2005). Les mesures de conductivité thermique soutiennent également l'hypothèse d'une évaporation du liquide de subsurface (Lorenz et al., 2006), indiquant que le sol était humide au moment de l'atterrissage.

L'ensemble de ces analyses et mesures (spectrales, morphologiques et chimiques) convergent dans la même direction et s'accordent à dire que les rivières du MNT-USGS auraient incisé les régions claires montagneuses grâce aux précipitations de méthane, arrachant ainsi des sédiments enrichis en glace d'eau à la « roche mère » de Titan et les transportant vers les plaines sombres où la sonde Huygens a atterri. Cependant, il n'est pas impossible que la tectonique entre en jeux mais pour vérifier cela, des mesures plus approfondies sur la topographie seraient nécessaires (distribution des pentes, etc.) et il faudrait disposer d'un MNT plus précis auquel seraient associée une évaluation quantitative des incertitudes.

3 Problématiques et objectifs de la thèse

Titan est le seul corps du système solaire avec la Terre à abriter un fluide géologique actif en surface. Ce liquide, composée majoritairement d'éthane et de méthane, joue un rôle fondamental dans la climatologie de Titan et dans la formation des paysages. En particulier le méthane présente un cycle analogue au cycle de l'eau sur Terre. Il façonne ainsi sa surface, creusant le substrat jusqu'à la formation de réseaux de rivières complexes, étonnamment similaires aux systèmes terrestres. De nombreuses études ont cherché à comprendre comment un environnement aussi exotique pouvait présenter des paysages aussi semblables à ceux observés sur Terre. Elles étaient pour la plupart qualitatives (Tomasko et al., 2005 ; Soderblom et al., 2007b ; Lorenz et al., 2008) ou basées sur un MNT partiellement erroné (Perron et al., 2006). Une meilleur compréhension du contexte géomorphologique et climatique local des régions de formation des rivières pourrait nous aider à mieux appréhender la formation et l'évolution de ces réseaux à la surface de Titan.

En effet, à partir des morphologies des paysages observés en surface, on peut apporter des contraintes sur la climatologie, telle que l'estimation du taux de précipitations minimum requis pour former les rivières observées.

L'objectif de cette thèse est donc d'apporter des contraintes géomorphologiques et climatiques (taux de précipitation) sur Titan grâce à l'étude des rivières. J'ai choisi pour cela de centrer mon étude sur le réseau de rivières proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens car il s'agit du paysage disposant des données les plus résolues spatialement de la surface du satellite.

Lorsqu'on effectue une étude géomorphologique quantitative, il est indispensable de disposer d'un modèle numérique de terrain précis. Par chance, ce site possède une combinaison d'observations DISR à haute résolution spatiale avec un potentiel photogrammétrique. Cependant, le seul MNT de notre site d'intérêt existant à ce jour est celui de l'USGS qui présente un certain nombre d'artefacts et d'incohérences. Il n'est donc pas adapté à notre étude. J'ai donc profité des progrès récents dans le traitement des données DISR utilisées pour la construction du MNT de l'USGS (corrections des distorsions radiométriques et géométriques) pour générer un nouveau MNT du réseau de rivière proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens. Ce MNT a requis le développement d'une méthode sur-mesure afin d'outrepasser les limites imposées par la géométrie d'acquisition non optimale (car non programmée pour la photogrammétrie) et la basse qualité des images et métadonnées de la sonde Huygens (images et position des caméras). Cette méthode peut être appliquée à n'importe quel objet ou paysage présentant des données mal conditionnées pour une reconstruction photogrammétrique (par exemple une très faible parallaxe entre les images). Le premier chapitre traitera de la reconstruction du MNT, que nous appelerons MNT-IPGP, et que nous comparerons au MNT-USGS afin d'évaluer l'apport de cette nouvelle méthode.

Le MNT-IPGP permettra ensuite d'étudier la géomorphologie du site d'atterrissage afin d'essayer d'en apprendre plus sur le climat auquel est soumis notre site d'étude. En particulier, j'ai utilisé des outils de géomorphologie afin d'extraire une signature climatique de la topographie. Lorsque ces outils n'avaient pas été testés sur Terre, je les ai validés à l'aide de paysages terrestres issus de deux familles climatiques extrêmes : aride et tropicale. Ces paysages ont ensuite servi de comparatif pour rattacher qualitativement le paysage de notre site d'étude sur Titan à l'une de ces deux grandes familles climatiques. Cela fera l'objet du chapitre 4.

Enfin, pour aller plus loin dans l'étude du climat local du site d'atterrissage de la sonde Huygens, je me suis servie d'un modèle analytique basée sur la morphologie et la physique des rivières pour estimer la pluviométrie qui a permis de former ces réseaux dendritiques. La théorie sous-jacente à ce modèle a été vérifiée sur Terre. Aussi, avant de l'appliquer sur Titan, j'ai pris soin d'effectuer plusieurs tests pour vérifier sa validité sur ce nouveau corps. Le chapitre 5 traite de cette étude.

Chapitre III

Reconstruction d'un nouveau modèle numérique de terrain du site d'atterrissage de Huygens par photogrammétrie

1 Historique et principe de la photogrammétrie 46
1.1 Principes de base de la photogrammétrie 47
1.1.1 Conditions de prise de vue 47
1.1.2 Étapes d'une reconstruction 3D 47
1.1.2.1 Recherche de points homologues 48
1.1.2.2 Mise en place des images 49
1.1.2.3 Calcul d'un nuage 3D 49
1.2 Logiciels de photogrammétrie 51
1.2.1 MicMac 52
1.2.2 SOCET SET 52
1.2.3 Agisoft Metashape (Photoscan) 52
1.3 La photogrammétrie planétaire : de la Lune à Titan 53
2 Données disponibles pour la reconstruction du MNT sur Titan 56
2.1 L'instrument DISR et les images 56
2.2 Décompression et post-traitements 58
3 Méthode de construction du MNT 58
3.1 Sélection des images et données de navigation 58
3.2 Construction du MNT à l'aide de MicMac 61
3.2.1 Recherche de points homologues 63
3.2.2 Orientation et position des caméras 64
3.2.3 Construction de la carte de profondeur 67
3.2.4 Estimation des incertitudes du MNT 68
3.3 Détermination de l'inclinaison globale du MNT-IPGP 71
3.3.1 Rotation du MNT 71
3.3.2 Ajustement polynomial du MNT 73
4 Résultats et discussion 76

5 Conclusion 80

Un modèle numérique de terrain précis est un outil indispensable à toute étude géomorphologique quantitative. Le premier et à ce jour le seul MNT existant du site d'atterrissage de Huygens a été produit par l'USGS à partir d'images haute résolution acquises par les caméras DISR à bord de la sonde Huygens et à l'aide du logiciel photogrammétrique commercial SOCET SET. Cependant, ce MNT présente des incohérences, principalement dues à des géométries d'acquisition non optimales et à la faible qualité des données originales, inadaptées à la reconstruction photogrammétrique. Bénéficiant d'un récent retraitement des images DISR qui corrige à la fois les distorsions radiométriques et géométriques, nous avons pu générer un MNT plus précis de cette zone, que nous appellerons MNT-IPGP dans la suite du manuscrit. Pour cela, nous avons utilisé MicMac, un logiciel de photogrammétrie libre d'accès et hautement paramétrable. Ce chapitre détaille la méthode que nous avons développée afin de surmonter les difficultés liées à la qualité des données et à la complexité des prises de vue (configuration géométrique inhabituelle).

Nous commencerons par introduire le principe de la photogrammétrie, en expliquant comment cette technique a évolué au fil des années, rendant possible son application à des corps planétaires tel que Titan.

1 Historique et principe de la photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode permettant de reconstruire une scène en trois dimensions à partir d'images acquises sous différents points de vue. Pour cela, il faut au minimum deux images et procéder par intersection de faisceaux. Ce procédé, appelé stéréovision, est similaire au fonctionnement de notre vision qui nous permet de voir le relief. La photogrammétrie vise à intersecter les faisceaux entre le centre optique des images et la position d'un point au sol pour aboutir à une carte de profondeur de la zone photographiée. Elle désigne aussi le traitement des clichés aériens pour des applications cartographiques.

La photogrammétrie a été mise en oeuvre pour la première fois par Aimé Laussédat en 1849 sur la façade de l'Hôtel des Invalides à Paris. Les applications au domaine architectural à partir de clichés pris depuis le sol furent donc les premières à voir le jour, suivies quelques décennies plus tard par le traitement de clichés aériens au début de l'aviation. Après la première guerre mondiale, la photographie aérienne se généralise et la cartographie civile et militaire devient la principale application de la photogrammétrie. Trois types de photogrammétries se sont succédés au fil des ans :

— la photogrammétrie analogique : pratiquée jusqu'en 1970, elle utilise des clichés argentiques et les instruments de mesure et de mise en place sont mécaniques .

— la photogrammétrie analytique : les systèmes de mesure sont désormais pilotés par ordinateur mais les images demeurent argentiques.

— la photogrammétrie numérique : les premières images numériques font leur apparition en 1992 et à partir de cette date, le traitement devient entièrement numérique. De nombreuses étapes sont automatisées et plusieurs logiciels accessibles à un large public font leur apparition.

La photogrammétrie peut être terrestre ou aéroportée. La prise de vue diffère mais les principes et les chaînes de traitement sont identiques. Dans le cadre de notre étude nous nous intéresserons uniquement à la photogrammétrie aéroportée de perspective conique (c'est à dire que l'ensemble des lignes de fuite convergent vers un même point appelé centre de projection). Les principes et étapes nécessaires au traitement des données en photogrammétrie numérique sont détaillés dans la section suivante.

1.1 Principes de base de la photogrammétrie

1.1.1 Conditions de prise de vue

Plusieurs conditions de prise de vue photographique sont requises pour permettre la reconstruction 3D d'une scène. Celle-ci doit tout d'abord être vue par une ou plusieurs paires d'images. Ensuite, la précision altimétrique de la scène reconstruite dépend de la précision de pointé stéréoscopique (netteté et contraste de l'objet, résolution de l'image, etc.) et du rapport entre la distance entre les sommets de prises de vues (la base, notée B) et l'altitude d'acquisition (la hauteur, notée H) :

— si le rapport B/H est trop petit, l'intersection des deux faisceaux est mal définie (Figure III.1) ;

— si le rapport B/H est trop grand, les points de vue sur l'objet sont trop différents, ce qui complique l'identification des points homologues (points similaires sur deux images) en particulier sur les sites à fort relief où les zones peuvent facilement disparaître d'une image à l'autre par effet de masquage (Figure III.1).

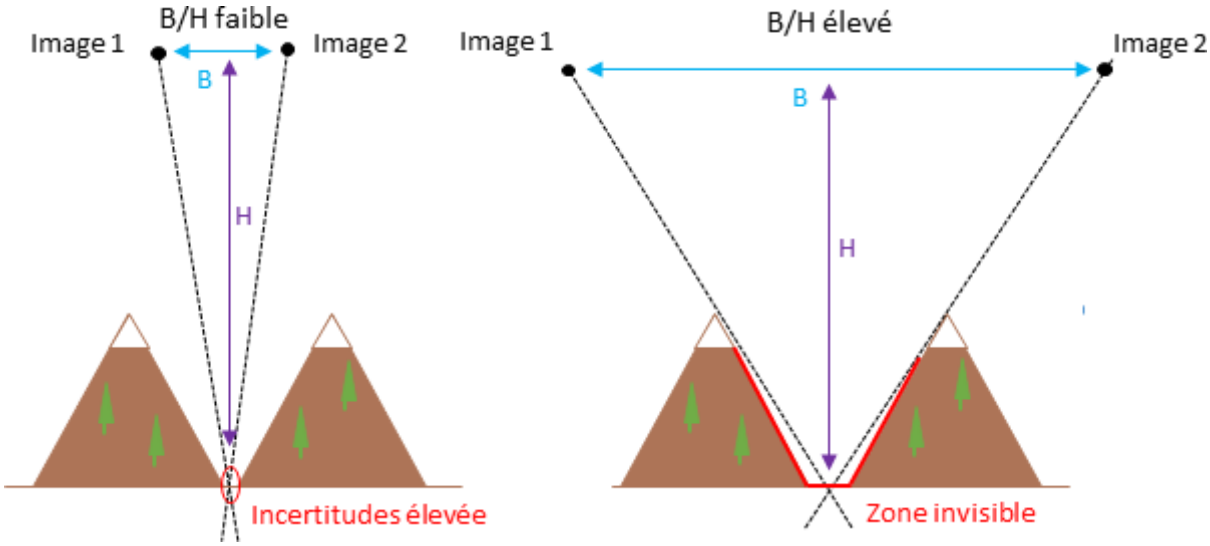


FIGURE III.1. Deux configurations de prise de vue : faible valeur de B/H (à gauche) et forte valeur de B/H (à droite).

1.1.2 Étapes d'une reconstruction 3D

Prenons le cas d'un couple d'images stéréoscopiques (Figure III.2). On peut définir :

— (PPA1 , x1 , y1 , z1) le système faisceau de l'image 1 avec PPA1 le point principal d'autocollimation de l'image 1, projection orthogonale du centre optique de la caméra sur le plan du cliché.

— (PPA2 , x2 , y2 , z2) le système faisceau de l'image 2
— (O , X , Y , Z) le système terrain
— S1 le sommet de prise de vue de l'image 1 dans le système terrain
— S2 le sommet de prise de vue de l'image 2 dans le système terrain
— R1 la matrice rotation du terrain vers le système faisceau de l'image 1
— R2 la matrice rotation du terrain vers le système faisceau de l'image 2
— B est la base, la distance entre le sommet S1 et le sommet S2

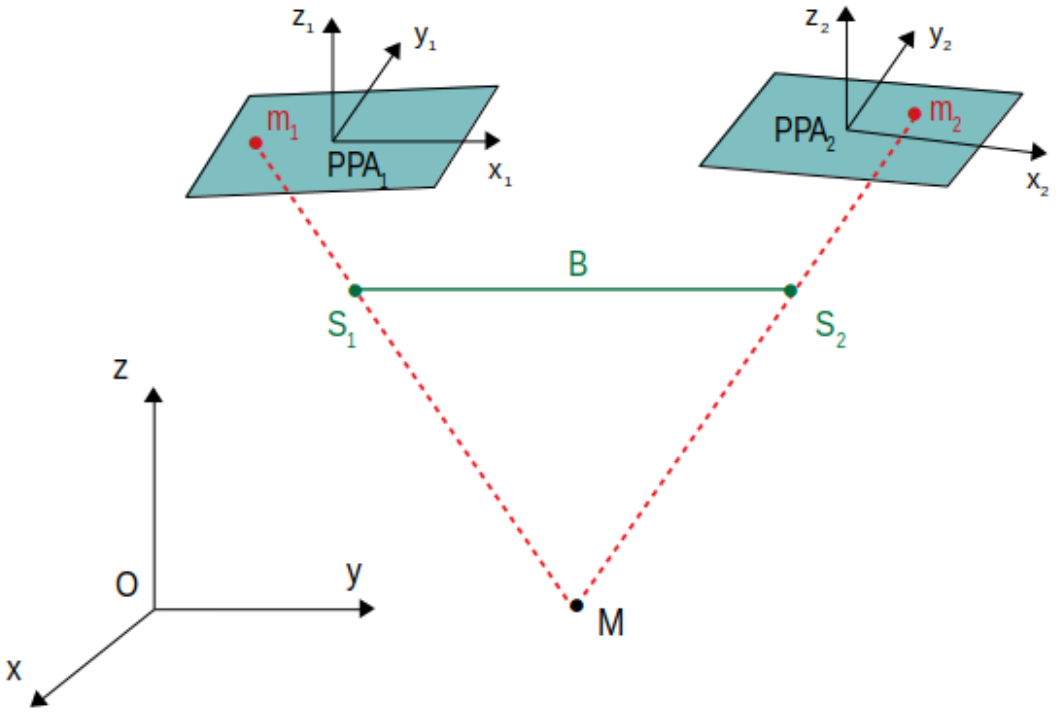


FIGURE III.2. Couple stéréoscopique où m1 et m2 sont des points homologues représentant le même point sur les deux clichés. Leurs rayons s'intersectent en un point terrain M.

La reconstruction 3D par photogrammétrie nécessite plusieurs étapes, décrites dans les parties suivantes.

1.1.2.1 Recherche de points homologues

La première étape vise à rechercher des points d'intérêt qui doivent être détectés de façon répétable et robuste sur au moins deux images. Cette étape s'effectue en général grâce à l'algorithme SIFT (Scale Invariant Feature Transform) qui est à la fois une méthode d'extraction (aussi appelée Difference-of-Gaussian ou DoG) de points d'intérêt et une méthode de mise en correspondance de ces points entre les images. SIFT est couramment utilisé car il est très robuste aux variations d'échelle, aux rotations, au bruit et aux variations d'éclairement. Mikolajczyk et al. (2005) a mise en lumière les grandes qualités et la robustesse de la partie descripteur et appariement de SIFT.

1.1.2.2 Mise en place des images

La mise en place permet de déterminer la position et l'orientation des caméras au moment de la prise de vues. Elle se déroule en deux ou trois étapes :

— La calibration interne, c'est-à-dire la détermination des paramètres géométriques internes de la caméra utilisée : focale, point d'autocollimation (projection orthogonale du centre optique de la caméra sur le plan du cliché) et paramètres de distorsion (nécessaires pour corriger les déformations de l'image dues à la symétrie sphérique des lentilles de la caméra). Ces paramètres, indispensables pour procéder à la mise en place, sont généralement fournis en entrée du logiciel (données Exif contenues dans les images ou dans un fichier à part) puis recalculés.

— L'orientation relative, qui consiste à calculer la position des centres optiques et l'orientation des caméras dans un référentiel terrain quelconque.

— L'orientation absolue : cette étape facultative consiste à passer du repère terrain quelconque calculé par l'orientation relative à un repère géoréférencé.

Plus concrètement, une fois les paramètres de caméras parfaitement déterminés, il ne reste que 12 inconnues : les coordonnées correspondant à la position du centre optique de chacune des deux images (S1 et S2) et leurs trois angles de rotation (définissant les matrices R1 et R2). En effet, l'orientation relative est le calage d'une image par rapport à l'autre. Elle doit faire s'intersecter tous les rayons issus des points homologues. Cette solution n'est pas unique puisqu'elle est invariante par similitude 3D (translation, rotation et facteur d'échelle), qui sera ensuite calculée par l'orientation absolue grâce à des points d'appuis (points homologues dont les coordonnées sur le terrain sont connues, aussi appelés GCP pour « Ground Control Point »). L'orientation absolue revient donc au calcul des 7 paramètres de la similitude 3D alors que l'orientation relative détermine les 5 paramètres restants.

1.1.2.3 Calcul d'un nuage 3D

Cette dernière étape a pour but de reconstruire un nuage de points 3D, plus ou moins dense, à partir d'images orientées. Pour cela, il faut mettre en correspondance les pixels homologues entre chaque paire d'images afin de mesurer la parallaxe, qui permet de déduire directement l'élévation du point sur la surface. Pour simplifier le problème, les images orientées peuvent être projetées en géométrie épipolaire. Elles subissent pour cela une série de rotations afin que chaque plan image soit parallèle à la ligne de base reliant les deux centres optiques, ce qui implique que les droites épipolaires correspondant à chaque point objet soient parallèles entre elles. La géométrie épipolaire permet de trouver une relation simple qui limite l'espace de recherche des points homologues entre paires d'images aux lignes épipolaires. Par exemple, prenons un point P1 d'une image et cherchons son homologue P dans la seconde image (Figure III.3). On sait seulement que ce point appartient à la droite S1P1 (avec S1 le sommet de prise de vue) et qu'il existe une infinité de solutions pour P. De même, il existe plusieurs solutions pour le projeté de P dans l'image 2. Ces différentes possibilités sont alignées sur ce que l'on appelle une droite épipolaire. Cette géométrie permet une économie de temps de calcul et la diminution du nombre de fausses correspondances.

La mise en correspondance des pixels peut quant à elle se faire de plusieurs façons :

— mise en correspondance dense de chaque pixel de l'image (par corrélation dense) ;
— mise en correspondance des points d'intérêt (intersection de faisceaux) ;
— relèvement manuel/stéréorestitution.

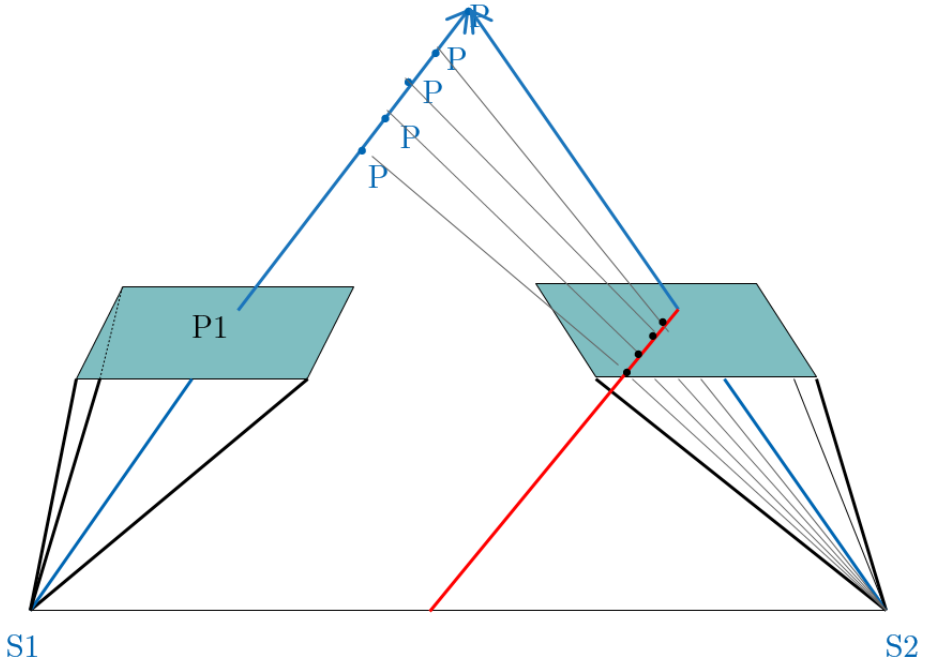


FIGURE III.3. Schéma d'une droite épipolaire (en rouge), avec S1 le centre optique et P1 le point recherché sur l'image de droite.

Corrélation dense

La corrélation dense consiste à mettre en correspondance chaque pixel de l'image de droite avec celui de l'image de gauche : on considère chaque pixel le long de la droite épipolaire, et on calcule sa similarité avec le point de la seconde image. La comparaison directe des radiométries des images étant en général peu fiable, par exemple à cause du bruit ou des géométries d'acquisition qui varient d'un cliché à l'autre, le calcul de similarité se fait à partir du coefficient de corrélation croisé normalisé. Celui-ci à l'avantage d'être invariant par translation et homothétie et est rapide à calculer. Ce calcul de corrélation n'est pas toujours possible et est sujet à beaucoup d'erreurs liées au bruit, au changement de luminosité, aux zones uniformes, aux détails répétitifs, etc. Pour pallier en partie ces problèmes, la corrélation se calcule en général sur des vignettes de pixels et non sur des pixels seuls. On définit donc une vignette de taille n×n centrée sur le pixel dont on cherche l'homologue. On explore ensuite l'espace de recherche défini par la droite épipolaire en déplaçant la vignette d'un certain pas (Figure III.4). Pour chaque position, on estime ainsi la similarité entre les deux vignettes grâce au coefficient de corrélation (équation III.1) :

$$C(I_1, I_2) = \frac{\sum_{i=1}^{n^2}(I_1^i - \bar{I}_1)(I_2^i - \bar{I}_2)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n^2}(I_1^i - \bar{I}_1)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n^2}(I_2^i - \bar{I}_2)^2}}, \tag{III.1}$$

avec I_1^i et I_2^i les valeurs radiométriques du i-ième pixel de la vignette de taille n^2 respectivement dans les images 1 et 2, $\bar{I}_1$ et $\bar{I}_2$ les moyennes de ces valeurs radiométriques dans l'ensemble de la vignette. Le score de corrélation, compris entre -1 et 1, est calculé pour chaque position dans l'espace de recherche et la position du pixel homologue correspond à la position dont le score est maximal (Figure III.4).

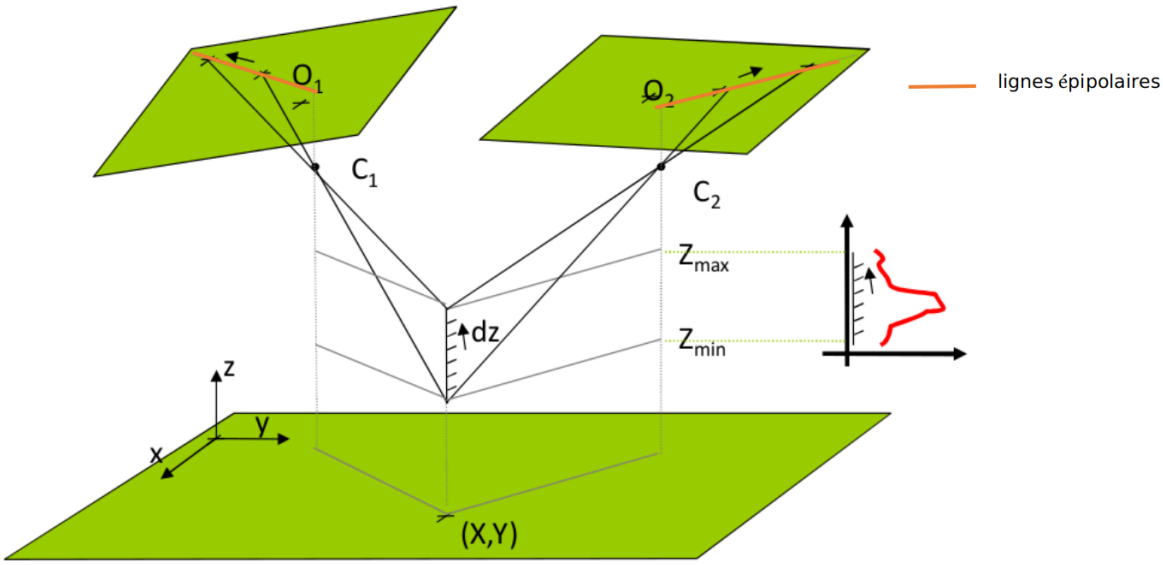


FIGURE III.4. Corrélation dense de deux images pour les pixels O1 et O2. La courbe rouge schématise le coefficient de corrélation, qui varie de -1 à 1 et qui est calculé dans la zone de recherche comprise entre Z_{min} et Z_{max}. dz est le pas avec lequel on déplace les vignettes le long des droites épipolaires (en orange).

Mise en correspondance éparse/des points d'intérêts

Si la corrélation dense est trop délicate à réaliser, il est possible de réaliser un nuage de points épars en procédant par intersection de rayons issus des points homologues uniquement.

Relèvement manuel/stéréorestitution

Le principe est le même que pour la mise en correspondance de points d'intérêt sauf que, dans ce cas, les points homologues sont sélectionnés manuellement après le positionnement des images en géométrie épipolaire. Cette procédure est généralement utilisée sur des images très bruitées pour éviter la détection de faux points homologues. Grâce aux avancées technologiques et au développement de nouveaux algorithmes robustes tels que SIFT et Harris (Markel, 1972), cette méthode est cependant de moins en moins utilisée.

1.2 Logiciels de photogrammétrie

Il existe un grand nombre de logiciels de photogrammétrie, allant des logiciels de type « boîte noire » non paramétrables à des logiciels libres d'accès avec un haut degré de paramétrisation. Nous présentons ici les trois les plus utilisés.

1.2.1 MicMac

MicMac « Multi-Images Correspondances, Methods for Automatic Correlation » [1] est une suite photogrammétrique libre et gratuite développée par l'IGN (Institut national de l'information géographique et forestière) et l'ENSG (Ecole nationale des sciences géographiques) (Pierrot-Deseilligny et Paparoditis, 2006 ; Pierrot-Deseilligny et Clery, 2011 ; Bretar et al., 2013). MicMac peut être utilisé pour différents types de restitution 3D et il s'applique à de nombreux domaines : foresterie (Lisein et al., 2013), patrimoine (Pinte et al., 2015), archéologie (Mouget et Lucet, 2014), environnement (Rosu et al., 2015), etc. Il s'adapte à différents types d'acquisition (terrestre, drone, avion ou satellite) et à tous types d'objets : grains de sable, églises ou châteaux, bâtiments, villes ou espaces naturels. Il possède des outils qui permettent également le géoréférencement des produits finis dans un système de coordonnées prédéfini (locales, globales ou absolues).

MicMac est un logiciel multiplateforme (Gnu/Linux, Windows, Mac) qui s'exécute en lignes de commande paramétrables, quasiment sans interface graphique, ce qui le rend peu ergonomique et difficile d'utilisation. C'est pourquoi il s'adresse principalement à des utilisateurs professionnels ou académiques, mais des efforts sont faits pour le rendre plus accessible au grand public. De par sa grande liberté de paramétrisation lors des calculs numériques, il se différencie de la plupart des logiciels commerciaux et constitue un outil pertinent pour la recherche (Pierrot-Deseilligny et Paparoditis, 2006 ; Pierrot-Deseilligny et Clery, 2011 ; Rupnik et al., 2017).

1.2.2 SOCET SET

SOCET SET [2] est un logiciel de photogrammétrie et d'analyse spatiale payant, développé et commercialisé par BAE Systems. Initialement prévu pour des applications militaires, il fut l'un des premiers logiciels commerciaux de photogrammétrie numérique. Il très utilisé en recherche (e.g., Soderblom et al., 2007b ; Kirk et al., 2008), notamment par l'USGS (United States Geological Survey) qui en a fait son logiciel de référence. Il est plus ergonomique et plus facile à prendre en main que MicMac mais son code n'est pas accessible et il fonctionne donc comme une « boîte noire ». Par exemple, il est impossible de savoir quel algorithme de corrélation d'images est utilisé.

1.2.3 Agisoft Metashape (Photoscan)

Agisoft Metashape (anciennement Photoscan) est un logiciel payant et autonome qui effectue le traitement photogrammétrique d'images numériques et génère des données spatiales 3D utilisées dans des applications SIG. Le logiciel est ergonomique et automatisé, ce qui rend sa prise en main relativement facile pour une utilisation basique et donc accessible à des non-spécialistes. Cependant, ses codes ne sont pas entièrement libres d'accès et les chaînes de traitement sont intégrées, donc sa liberté de paramétrisation est plus limitée qu'avec MicMac.

1. https://micmac.ensg.eu/index.php/Accueil
2. https://www.geospatialexploitationproducts.com/content/socet-set-v56/

1.3 La photogrammétrie planétaire : de la Lune à Titan

La photogrammétrie peut s'appliquer sur n'importe quel objet. La Lune est le premier corps extraterrestre à avoir été cartographié. Il existe même un terme désignant l'étude de la surface et du relief de la Lune : la sélénographie. Celle-ci débuta réellement au XVIIe siècle avec le premier dessin de la face visible de la Lune vu à l'oeil nu par William Gilbert en 1603. Celui-ci fut suivi de près par Thomas Harriot qui réalisa en 1609 le premier dessin de la Lune vue à travers des lunettes, ce qui lui permit d'observer de nombreux cratères. Dès lors, des dessins de plus en plus détaillés ont suivi, notamment le *Sidereus Nuncius* de Galilée en 1610 et le *Selenographia* de Johannes Hevelius en 1647 (Figure III.5) qui est considéré comme le premier atlas lunaire.

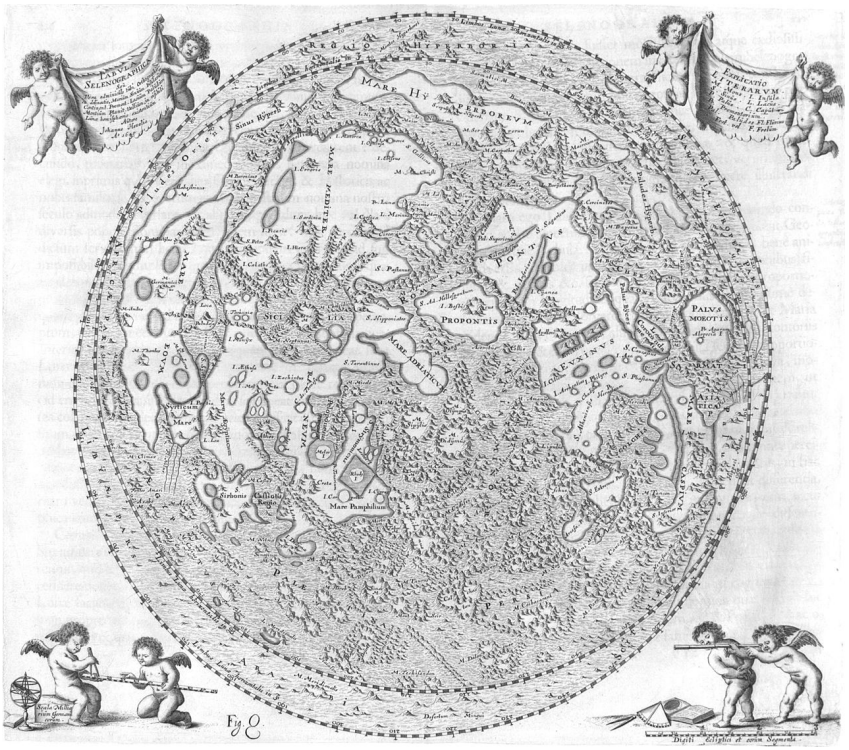


FIGURE III.5. Carte de la face visible de la Lune établie par Johannes Hevelius (1647), les librations (oscillations de la Lune autour de son axe de rotation) y sont représentées. (Crédits : ETH Library)

La cartographie complète de la Lune par photogrammétrie ne fut possible qu'à partir de 1959, lorsque la mission soviétique Luna 3 dévoila les premières images de sa face cachée (Figure III.6). La photographie numérique n'existant pas à cette époque, le système d'imagerie de Luna-3, le Yenisey-2, se composait d'une caméra à double objectif, d'un système automatique de déroulement du film (pellicule photographique) et d'un scanner. Une fois la série de photos achevée, la pellicule était transmise à un laboratoire photo embarqué où elle était successivement développée, fixée et séchée. Un système de télévision transmettait ensuite les images sur Terre. La caméra acquit 29 images en 40 minutes, couvrant 70% de la face cachée mais seulement 17 images furent transmises.

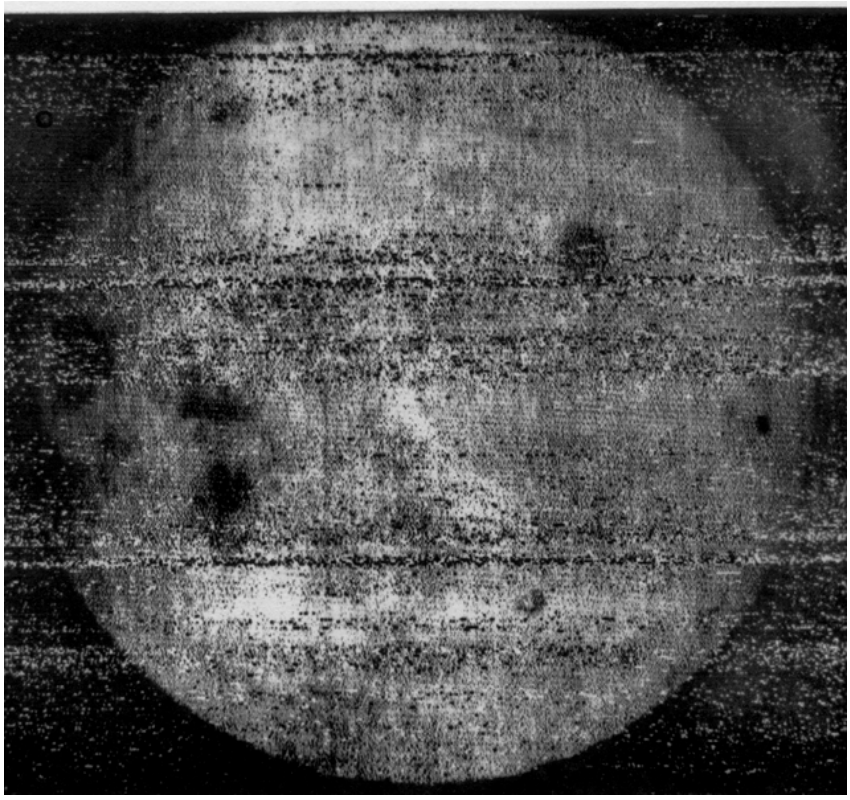


FIGURE III.6. Second cliché de Luna 3, pris par l'objectif grand angle à une distance d'environ 64000 km, qui montre pour la première fois la face cachée de la Lune, très différente de la face visible. L'image est très bruitées et de faible résolution, mais de nombreuses caractéristiques sont déjà reconnaissables (la tache sombre en haut à droite est Mare Moscoviense, celle en bas à gauche est Mare Smythii. Le petit cercle foncé en bas à droite avec le point blanc au centre est le cratère Tsiolkovskiy). (Crédits : NASA)

Presque 10 ans plus tard, les sondes spatiales Lunar Orbiter sont lancées afin de cartographier la Lune et repérer les sites d'atterrissage des véhicules spatiaux du programme Apollo. Grâce à ces images, la photogrammétrie a fourni la première carte topographique de la Lune (Jones, 1973).

Mars fut le second corps planétaire à être cartographié, 6 ans après la Lune. Les tous premiers clichés furent acquis le 14 juillet 1965 par la caméra de télévision de la sonde Mariner 4 , qui embarquait une caméra de télévision (Figure III.7). Celle-ci gravait les images sur une bande magnétique puis encodait les clichés sous forme de chiffres avant de les transmettre sur Terre. La transmission de chaque image durant 8 heures, il fallut dix jours pour récupérer les 21 clichés.

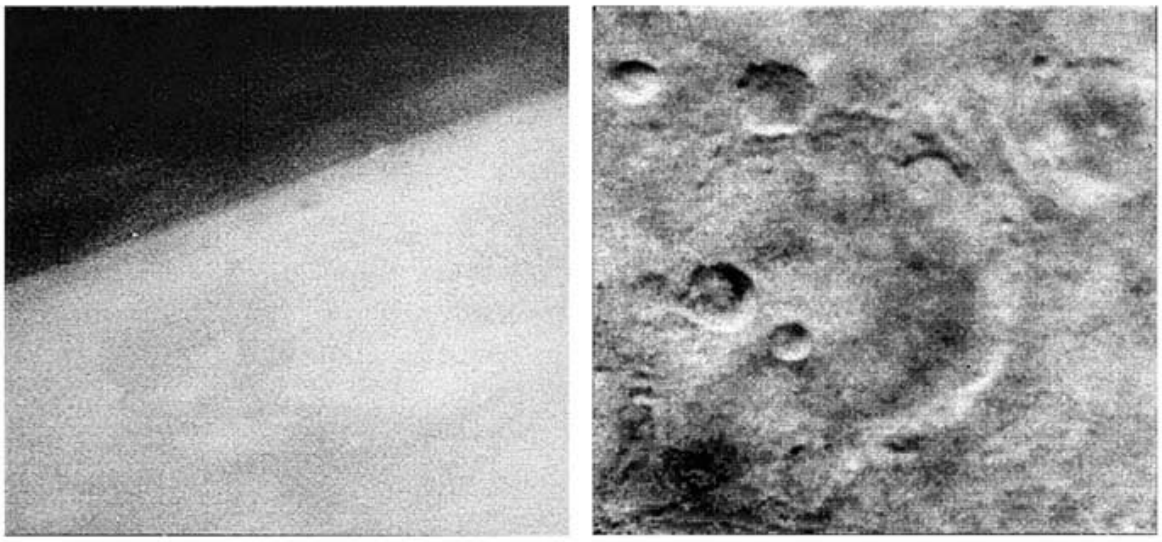


FIGURE III.7. A gauche : premier cliché de la surface de Mars (Mariner 4). Cette image obtenue à une distance de 16 900 km est centrée sur 35°N et 187°W. Elle montre les régions de Trivium Charontis et Propontus II Phelgra près du limbe de la planète. A droite : cliché n°11 de Mariner 4, considéré comme la meilleure image obtenue de la planète rouge pendant la mission. Il couvre une surface de 250 km sur 254 km de l'hémisphère austral. (Crédits : NASA/JPL)

Il faudra attendre Mariner 9 en 1971 (Masursky et al., 1970) pour cartographier la presque totalité de la surface martienne (Hord et al., 1972 ; McCauley et al., 1972). Au total Mariner 9 a collecté 7329 images dont certaines, prises avec une caméra grand-angle, couvrent la totalité de la planète. Celles de la caméra à champ de vision étroit ne montrent que certaines régions, mais avec une résolution de 100 mètres, soit dix fois meilleure que les images de Mariner 4. Cette mission a ainsi permis d'identifier pour la première fois les structures géologiques de Mars telles que les volcans et les anciens réseaux de rivières (Greeley, 1973 ; Baker et Milton, 1974 ; Sagan et al., 1974). Ces images ont été utilisées pour produire la première carte topographique de Mars par photogrammétrie (Wu et al., 1973 ; Davies, 1974).

Les années 1970 marquent donc le véritable début de la photogrammétrie planétaire. A partir de ces années-là, de nombreuses missions sont programmées, surtout destinées à l'étude de Mars mais aussi d'autres corps du Système solaire comme Vénus dont on recevra les premières images en 1975 grâce à la mission soviétique Venera 9, la comète de Halley avec la sonde soviétique Véga 1 en 1986, et enfin Titan grâce à la mission Cassini-Huygens. Titan dispose de plusieurs cartographies à différentes échelles et résolutions spatiales :

— Une cartographie RADAR à large échelle, précise (de 350 m à 1,7 km/pixel) mais incomplète puisque 50% seulement de la surface de Titan a été couverte.
— Une cartographie infrarouge globale grâce à l'instrument VIMS (pouvant atteindre au mieux 1,4 km/pixel localement) (Le Mouélic et al., 2019).
— Une cartographie infrarouge globale grâce à l'instrument ISS (environ 3 km/pixel) (Karkoschka et al., 2017).

— Une cartographie globale combinée VIMS-ISS (quelques km/pixel) (Seignovert et al., 2019).
— Une unique cartographie locale qui est la mosaïque d'images DISR (environ 15 m/pixel) et dont l'emprise au sol est de seulement quelques kilomètres carrés.

Concernant les données topographiques, une carte globale regroupe l'ensemble des données topographiques (Corlies et al., 2017) : SARTopo, les données altimétriques du radar et les produits obtenus par radargrammétrie en utilisant plusieurs images SAR (Kirk et al., 2012). Enfin, on peut citer le MNT-USGS, le seul et le plus résolu produit photogrammétrique de la surface de Titan. Ce MNT est cependant imprécis. Il présente un certain nombre de défauts qui limitent l'étude géomorphologique quantitative de la zone proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens (voir partie II.2.2). Cela a motivé la construction d'un nouveau MNT.

2 Données disponibles pour la reconstruction du MNT sur Titan

2.1 L'instrument DISR et les images

La surface de Titan a été imagée par l'instrument DISR (Descent Imager/Spectral Radiometer) avec une résolution sans précédent près de l'équateur. Cet instrument comprend trois caméras panchromatiques à sténopé (Tableau III.1) : un imageur à visée latérale (SLI), un imageur à moyenne résolution (MRI) et un imageur à haute résolution (HRI). Ils offrent une couverture angulaire variant de 6° à 96° par rapport au nadir et une gamme spectrale comprise entre 660 nm et 1000 nm. La lumière est acheminée depuis chaque système de lentilles vers un dispositif CCD partagé grâce à des faisceaux de fibres optiques. Ces faisceaux sont contenus dans des conduits indépendants, par conséquent chaque caméra peut être traitée comme un capteur séparé tout au long du processus de reconstruction du MNT (Figure III.8).

Lors des 25 premières minutes de la descente de Huygens, la couche d'aérosols était trop épaisse pour permettre à l'instrument DISR de discerner la surface. Les paysages ont commencé à apparaître à une altitude d'environ 50 km. De plus, en raison de la perte de l'un des deux canaux de transmission radio du récepteur de la sonde Cassini, la moitié des images DISR ont été perdues (Lebreton et al., 2005 ; Tomasko et al., 2005 ; Karkoschka et Schröder, 2016). Néanmoins, environ 300 images de la surface de Titan d'une résolution variant de 3 mm à 1 km ont pu être transmises vers la Terre.

Avant la transmission des images vers la Terre, un certain nombre de traitements comprenant la correction du vignettage par soustraction du champ plat (ou « flat-field correction »), la soustraction du courant d'obscurité et le remplacement des pixels défectueux, ont été effectués à bord. Les valeurs de ces pixels sont remplacées par celles des pixels adjacents. Ce sont généralement des pixels hypersensibles (chauds) ou mal éclairés par le faisceau de fibres optiques. La correction du champ plat est une technique utilisée pour améliorer la qualité de l'image numérique. L'objectif est d'éliminer les artefacts des

3. http://sci.esa.int/cassini-huygens/31193-instruments/?fbodylongid=734

Caméra (mm)	Longueur focale (mm)	Taille capteur (pixel)	Couverture angulaire (°)	Taille image (pixel)
SLI	6,262	2,94 × 5,88	45,2-96	128 × 256
MRI	10,841	4,05 × 5,88	15,8-46,3	176 × 256
HRI	21,463	3,68 × 5,88	6,5-21,5	160 × 256

Table III.1. Caractéristiques techniques des caméras DISR : Hight Resolution Imager (HRI), Medium Resolution Imager (MRI), et Side Looking Imager (SLI) (Lebreton et al., 2005 ; Tomasko et al., 2002 ; Tomasko et al., 2003). Les longueurs focales sont fournies par (Archinal et al., 2006) et la taille des capteurs peut être déduite de la taille des photosites disponibles sur les site de l'ESA [3].

images causés par des variations de sensibilité du détecteur et/ou par des distorsions du chemin optique (parfois appelé « vignettage » en photographie). En effet, même s'il était uniformément éclairé, l'imageur DISR ne produirait pas une image parfaitement uniforme (Figure III.8). Afin de compenser les variations spatiales de la sensibilité du système optique/CCD, un algorithme de correction du flat-field a été intégré. Celui-ci a été calculé avant le lancement à une température d'environ 245 K. Le vignettage est relativement indépendant de la température mais peut tout de même introduire quelques imperfections légères aux températures les plus froides. Un effet plus significatif est le mouvement du faisceau de fibres optiques pendant le lancement, le voyage, la descente dans l'atmosphère et l'atterrissage sur Titan. La majeure partie des changements de sensibilité étant due au décalage (non connu) du faisceau de fibres optiques, on introduit des imperfections dans la scène si on applique l'algorithme du champ plat embarqué (réalisé sur Terre avant le lancement). Cela se solde par une dégradation significative de la qualité globale des images (Guide d'utilisation des données DISR [4]).

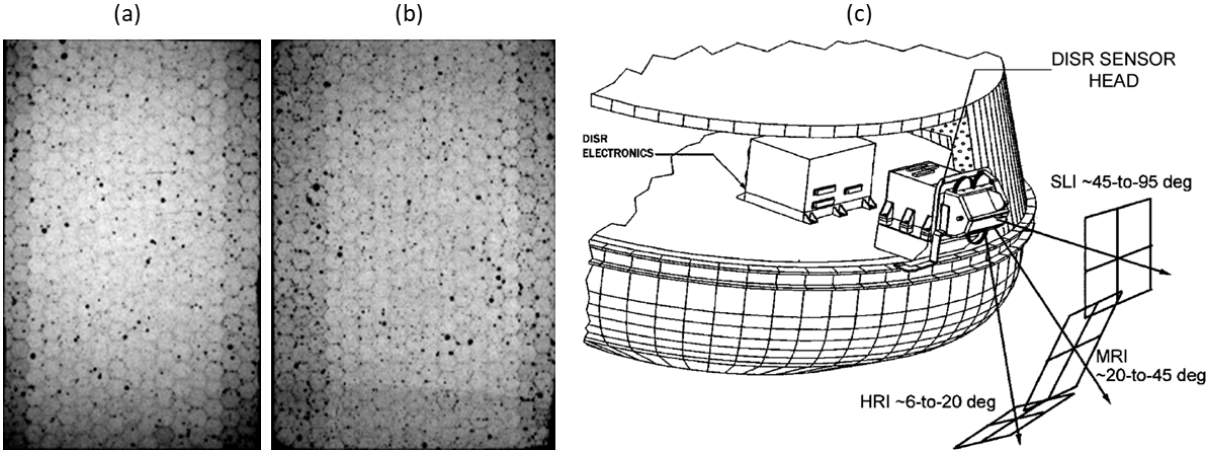


Figure III.8. Flat-field (a) de la caméra HRI et (b) de la caméra MRI, montrant la réponse des instruments à une illumination uniforme. Les formes hexagonales sont dues aux limites entre les différents tronçons de fibres optiques (DISR Data User's Guide). (c) L'instrument DISR à bord de la sonde Huygens. On peut voir les trois directions de pointée des caméras (HRI, MRI et SLI). (Crédits : University of Arizona)

4. https://pds-atmospheres.nmsu.edu/PDS/data/hpdisr_0001/DOCUMENT/DISR_SUPPORTING_DOCUMENTS/DISR_DATA_USERS_GUIDE/DISR_DATA_USERS_GUIDE_3.PDF

Un autre problème concerne la compression irréversible des images avant leur transmission vers la Terre. Les images ont été converties de 12 bits à 8 bits, puis elles ont été compressées à bord grâce à un algorithme de transformation en cosinus discret (DTC). Cette transformation est équivalente à une compression JPEG, une opération avec perte qui élimine les coefficients de faible valeur. Bien que la perte ait été inférieure au bruit dans la plupart des images, elle était significative pour celles contenant beaucoup d'information (Karkoschka et Schröder, 2016).

2.2 Décompression et post-traitements

Les images DISR sont décompressées et post-traitées après leur transmission vers la Terre : (1) elles sont reconverties en 12 bits ; (2) elles sont corrigées du champ plat (pour les versions images plus récentes, avec une version du flat-field recalculée par Karkoschka et Schröder (2016)) ; (3) le courant d'obscurité est retiré ; (4) les effets d'obturateur électronique causés par la synchronisation des horloges sont compensés ; (5) les histogrammes sont réétalés pour augmenter la dynamique des images ; et (6) les pixels défectueux sont remplacés par leurs plus proches voisins.

Les images ont également été traitées de manière à éliminer les artefacts de compression et corrigées des distorsions géométriques de l'optique de la caméra et de la réfraction de l'atmosphère.

Dans les première version des images DISR, les valeurs des pixels décompressés étaient arrondies au nombre entier le plus proche, ce qui entraînait une perte d'informations importante. Le nouveau traitement a corrigé ces erreurs et supprimé les artefacts radiométriques résiduels (Karkoschka et al., 2007 ; Karkoschka et Schröder, 2016 ; Karkoschka, 2016). En effet, l'algorithme de décompression initial produisait des images qui regroupaient certaines fréquences spatiales dans des blocs de 16×16 pixels, créant des artefacts souvent très visibles dans les images (effet de quadrillage). Ces artefacts générés par la compression étaient même souvent plus apparents que les caractéristiques réelles de la surface de Titan (Figure III.10). Ce problème a été résolu en lissant les hautes fréquences spatiales (Karkoschka et al., 2007). Karkoschka et Schröder (2016) a récemment perfectionné la méthode : les nouvelles images présentent des améliorations radiométriques et géométriques significatives par rapport à celles utilisées en 2007 pour produire le MNT-USGS (Tomasko et al., 2005 ; Soderblom et al., 2007b).

3 Méthode de construction du MNT

3.1 Sélection des images et données de navigation

Huit images stéréoscopiques (#414, #420, #450, #462, #471, #541, #553, et #601) ont été sélectionnées pour la reconstruction photogrammétrique du MNT-IPGP en raison de leur recouvrement et de leur résolution optimale (Tableau III.2 et Figure III.11). Ce sont les seules exploitables pour cette étude. La moitié d'entre elles avait été utilisée pour générer le MNT-USGS (#414, #450, #553, et #601). Seules les images des caméras HRI et MRI ont été retenues car la caméra SLI ne couvre pas la région d'intérêt. La caméra HRI a acquis des images avec une plus grande distance focale et à une altitude plus haute que la caméra MRI (Figure III.12). Une telle configuration nous a permis d'utiliser les

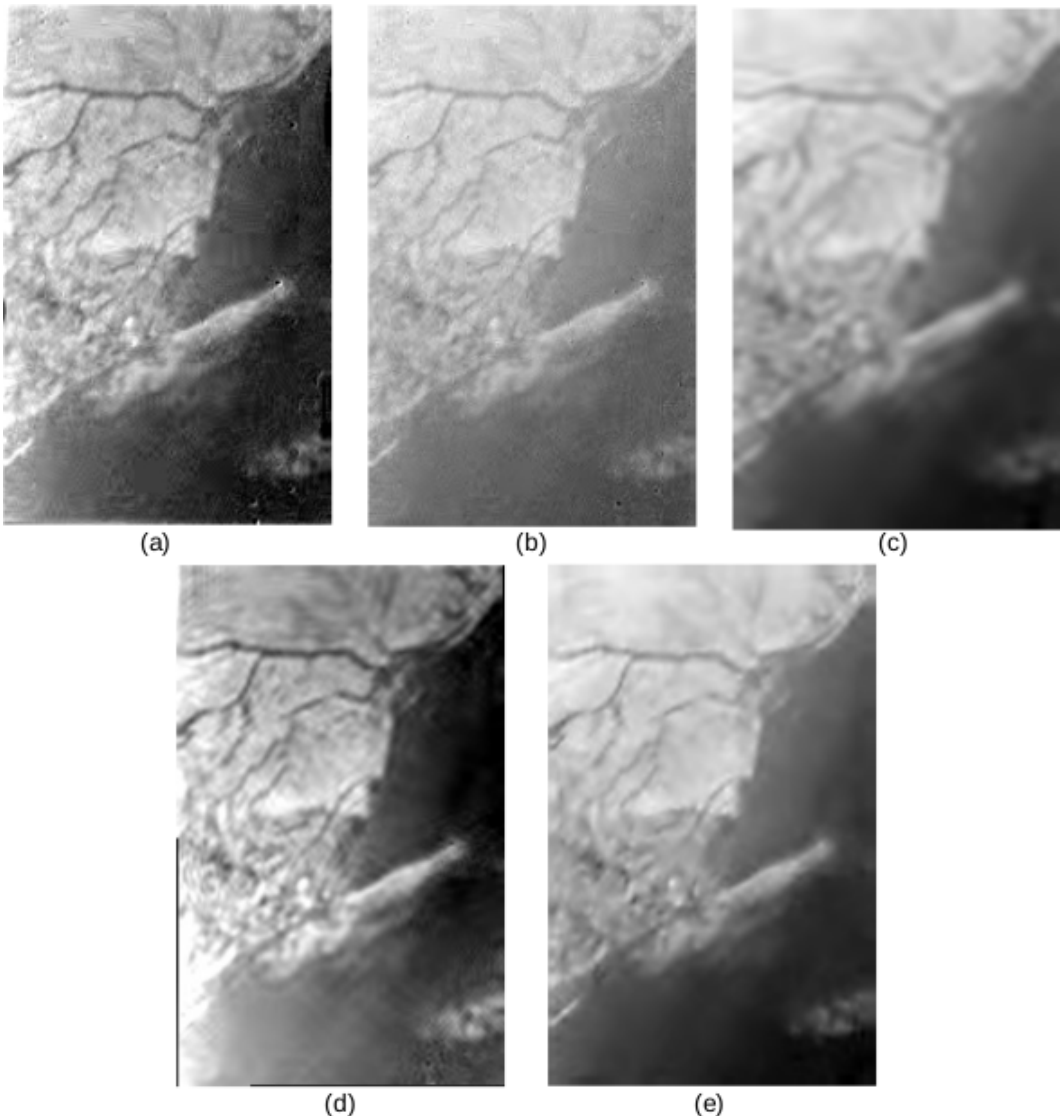


FIGURE III.9. Comparaison de cinq générations d'images DISR (ici en prenant l'exemple de l'image #414) : (a) image brute dont la dynamique a été optimisée ; (b) image corrigée du flat-field, du dark, des pixels défectueux et des effets d'obturateur électronique ; (c) image dont les traitements sont plus avancés afin de retirer les artefacts dus à la compression et corriger des distorsions géométriques ; (d) image utilisée pour la construction du MNT-USGS, dont les traitements ne sont pas documentés ; (e) image améliorée par les traitements les plus récents (partie 2.2) et utilisée pour produire le MNT-IPGP (Karkoschka et Schröder, 2016).

deux caméras car, malgré leur différente focale, l'échantillonnage moyen des images est similaire (Tableau III.2).

Les images acquises par DISR lors de la descente de Huygens n'étaient initialement pas prévues pour des traitements photogrammétriques. En effet, une prise de vue photogrammétrique classique requiert un recouvrement d'au moins 60% et différents points de vue d'acquisition. Dans le cas d'une descente presque rectiligne, aucun de ces critères

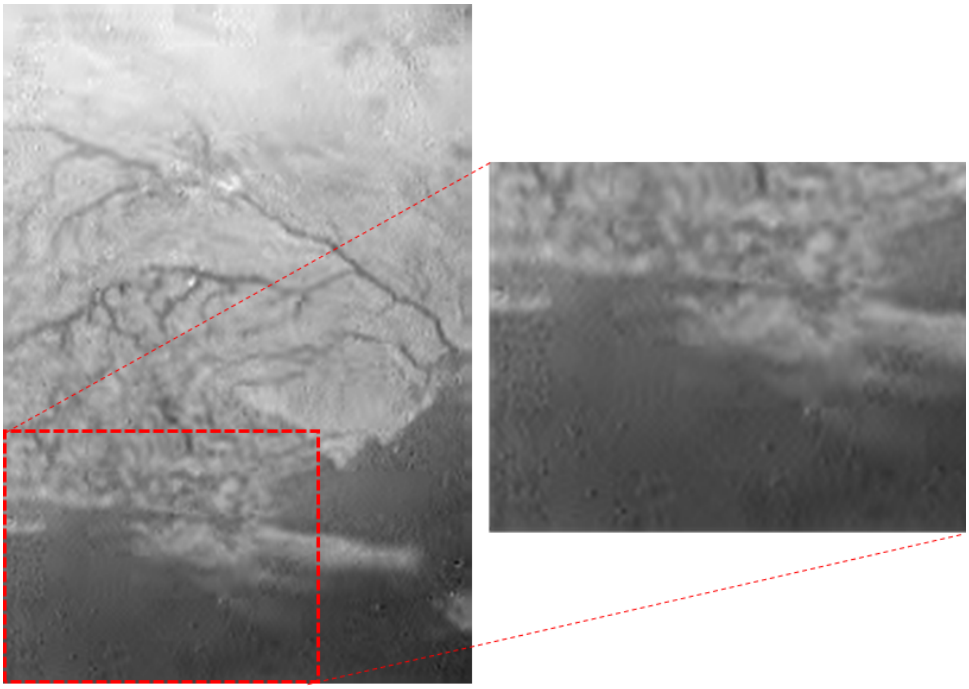


FIGURE III.10. Image #553 et zoom montrant les artefacts générés par la compression (visibles sur toute l'image).

Image ID	#414	#420	#450	#462	#471	#541	#553	#601
Caméra	HRI	HRI	HRI	HRI	HRI	MRI	MRI	MRI
Altitude (km)	16,7	16,7	14,5	14,1	12,8	10,1	9,9	7,4
Échantillonage moyen (m/px)	17,8	17,8	15,5	15,1	13,7	21,4	21,0	15,0

TABLE III.2. Caractéristiques des images sélectionnées pour reconstruire le MNT-IPGP.

n'est respecté. Cependant, en dessous de 50 km, un vent faible (4 m/s) a causé une dérive latérale de la sonde qui s'est mise à se balancer et à acquérir des images sous différents angles, avec des recouvrements suffisants pour permettre une reconstruction photogrammétrique. Néanmoins, cette géométrie d'acquisition est inhabituelle et non optimale car la résolution varie d'une image à l'autre, et le rapport B/H est très faible avec des valeurs variant de 0,0046 à 0,18 (Figure III.12).

La position et l'orientation de la sonde Huygens pendant la descente, nécessaires par la reconstruction photogrammétrique, ont d'abord été calculées par le DTWG (Descent Trajectory Working Group) de l'ESA Spice Service de l'ESAC (European Space Astronomy Centre, à Madrid). Les positions sont données avec une incertitude de l'ordre de 0,24° en longitude, 0,17° en latitude, et de 0,05 km à 8,3 km en altitude (pour l'ensemble de ces images). Elles ont été réestimées par l'ESA SPICE Service (SPICE est un système d'information, généré et administré par le service NAIF (Navigation and Ancillary Information Facility) de la NASA, dont le but est de fournir les géométries d'observation des sondes spatiales). Les SPK (Spacecraft Ephemeris Kernel) contenant la position et la vitesse de la sonde pendant la descente ont été générés à l'aide des données du DTWG (Kazeminejad et Atkinson, 2004 ; Kazeminejad et al., 2011). Elles ont été calculées par intégration numérique des équations de mouvement, fournissant la position de la sonde

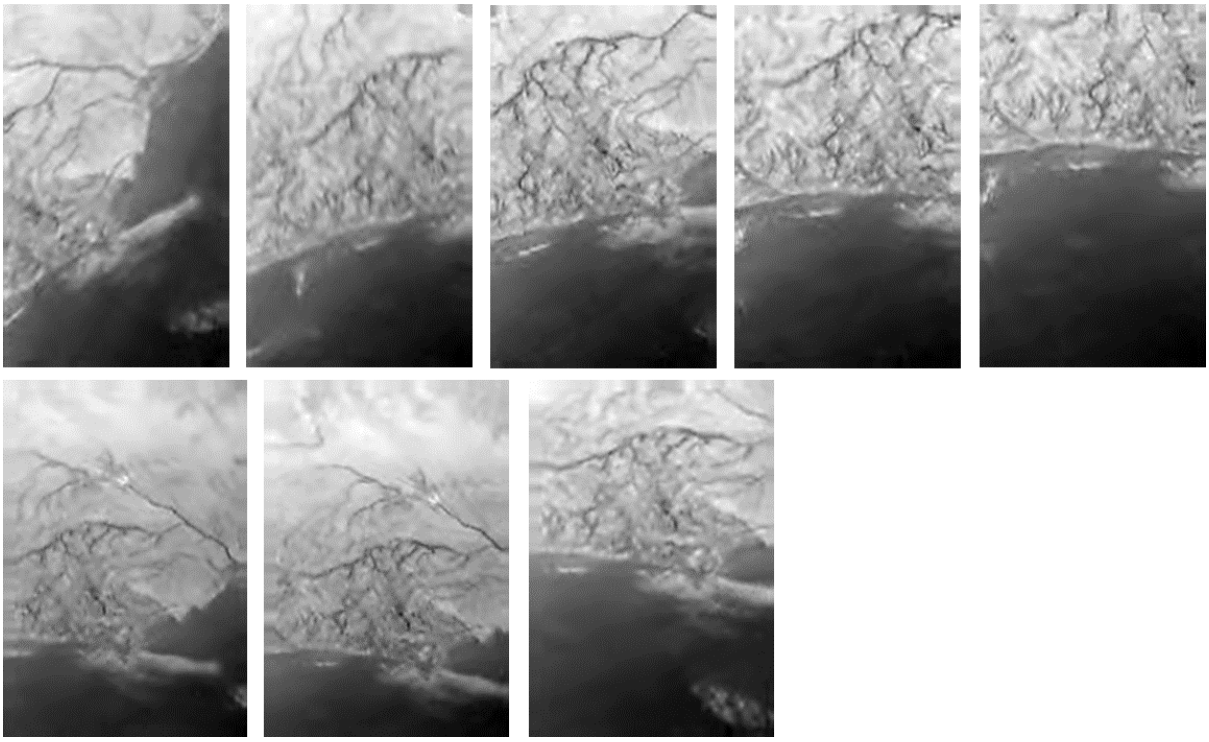


FIGURE III.11. Images utilisées pour cette étude. Le panneau du haut montre les images de la caméra HRI (de gauche à droite : #414, #420, #450, #462 et #471) et celui du bas celles de la caméra MRI (#553, #541 et #601)

en coordonnées sphériques par rapport au référentiel fixe centré sur Titan, ainsi que la dérivée de l'altitude par rapport au temps. Une interpolation polynomiale a ensuite été effectuée entre les points de données pour la création du SPICE Kernel.

Pour générer le CK (Camera Kernel) contenant l'attitude de la sonde, donc la direction de pointage des caméras, les angles du référentiel de la sonde ont été reconstruits grâce à la géométrie des images DISR fournies par (Karkoschka et al., 2007).

3.2 Construction du MNT à l'aide de MicMac

La construction du MNT-IPGP a été réalisée avec MicMac en raison de son grand degré de liberté pour les modèles de capteurs et les stratégies de reconstruction 3D. Cela en fait un outil pertinent pour notre application. Les images et la géométrie d'acquisition n'étant pas optimales, il est important de pouvoir contrôler les paramètres à chaque étape de la reconstruction. De plus, MicMac intègre un corrélateur qui s'est avéré plus fiable et plus robuste que ceux intégrés dans d'autres logiciels de photogrammétrie (Rosu et al., 2015). Un autre atout est qu'un utilisateur peut aisément reproduire le MNT-IPGP car MicMac est téléchargeable gratuitement.

En photogrammétrie, il existe deux scénarios typiques, faciles à traiter avec MicMac en suivant une procédure classique (Figure III.13) :

— le scénario "architectural", qui tente de reconstruire une structure complexe en utilisant différentes longueurs focales d'une même caméra afin de capturer le maximum de détails de l'objet étudié.

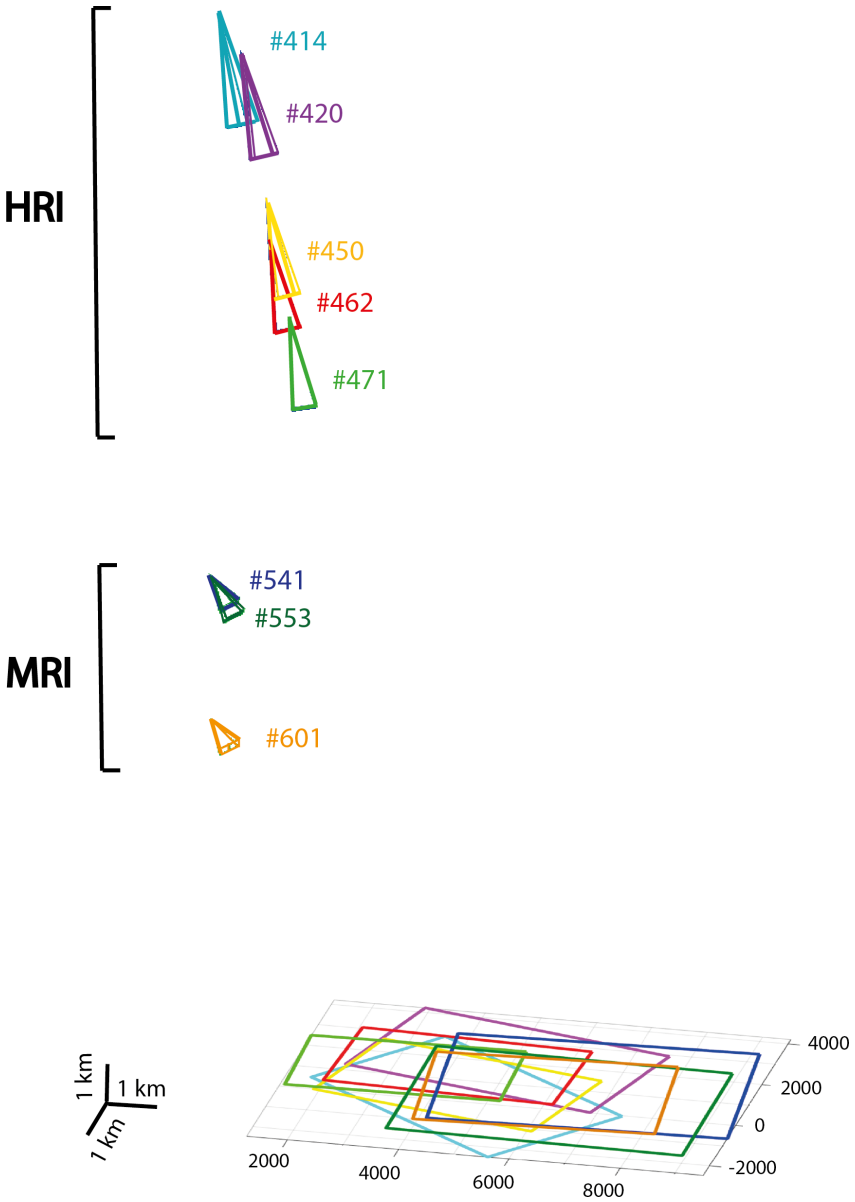


FIGURE III.12. Position et orientation des caméras HRI et MRI, extraites des SPICE kernels, au moment de la prise de vue des huit images sélectionnées (ESA SPICE Service, 2019). On voit également les empreintes des images au sol. Les distances focales sont multipliées par 300 et les coordonnées exprimées en mètre dans un repère tangent local.

— le scénario "drone", où les images sont acquises par une caméra à courte focale à bord d'un drone (ou d'un autre véhicule volant), en général accompagnées de données GPS imprécises.

Cependant, notre cas est à l'intersection entre ces deux scénarios puisque nous disposons à la fois de longueurs focales différentes et de données de navigation imprécises. De plus, la parallaxe de nos images est faible et nous travaillons avec deux caméras différentes. Étant dans impossibilité d'appliquer une procédure classique, nous avons mis en place une méthode nouvelle pour traiter ce jeu de données (Figure III.13).

Les trois étapes principales de la reconstruction photogrammétrique que sont la recherche de points homologues, l'orientation absolue et la construction de la carte de profondeur (cf. partie III.1.1) sont divisées en 6 sous-étapes correspondant à différentes lignes de commandes sous MicMac (Figure III.13). L'ensemble du processus de reconstruction est rapide (environ 5 min sur une station de travail Xeon à deux sockets) sur les petites images DISR (5 images 256×160 pixels et 3 images 256×176 pixels).

(a) Scénario « architectural » (b) Scénario « drone » (c) Nouveau scénario

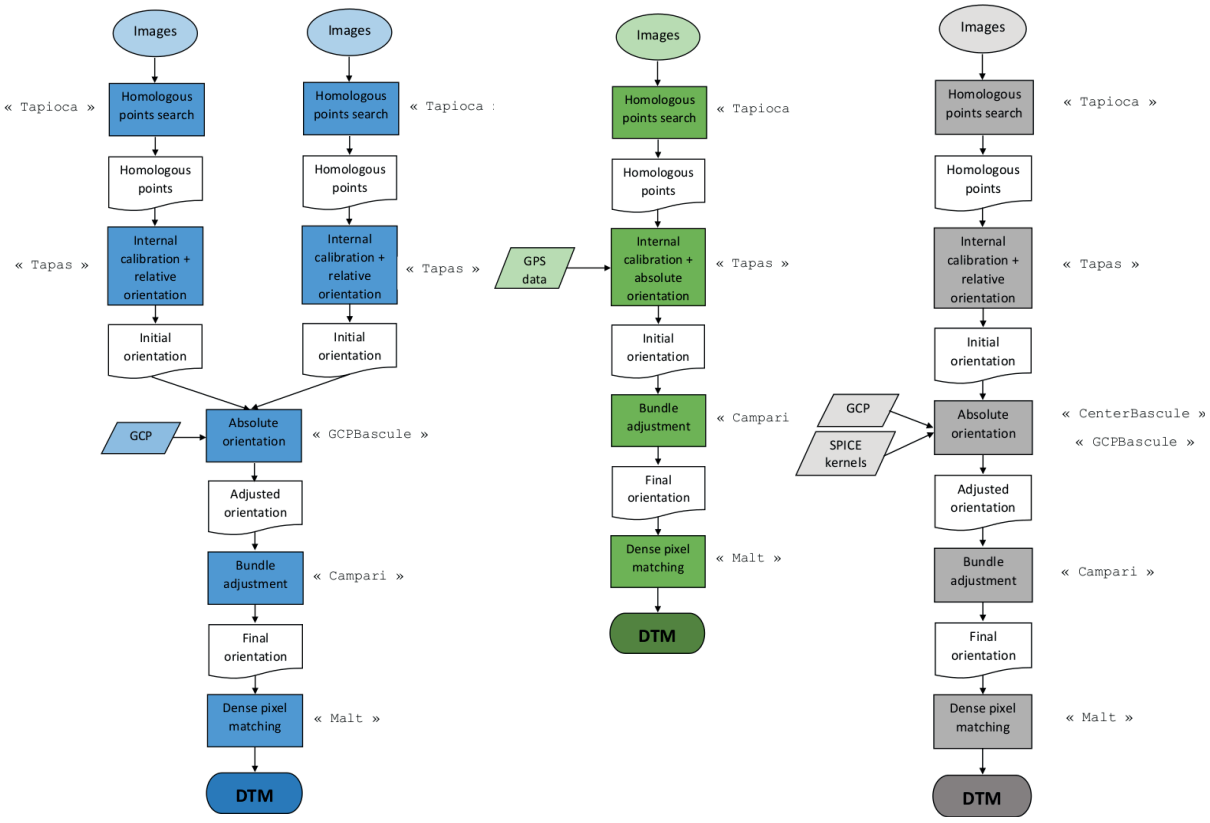


FIGURE III.13. Processus de reconstruction typique pour (a) un scénario "architectural" et (b) un scénario "drone". (c) Diagramme de synthèse de la méthode spécifique de production du MNT-IPGP avec les images DISR. Les GCP font référence aux points d'appui au sol. Les commandes MicMac sont indiquées entre guillemets.

3.2.1 Recherche de points homologues

La première étape consiste à appliquer l'algorithme SIFT (cf. partie III.1.1.2.1) pour trouver des points homologues dans chaque couple d'images (Lowe, 2004). MicMac applique les techniques de Structure from Motion (SfM) (Bretar et al., 2013), c'est-à-dire qu'il travaille avec un ensemble d'images stéréoscopiques et non pas uniquement avec une paire d'images. Pour maximiser le nombre de points homologues, nous faisons une recherche dans chaque pixel des images sans dégrader la résolution des images, ce qui est habituellement le cas lorsque les images sont très grandes et/ou très résolues. Entre 10 et 80 points sont détectés selon le couple d'images (Figure III.14). Pour une reconstruction

optimale, ils doivent être uniformément répartis. Compte tenu du faible contraste et de la faible texture des images, en particulier dans la plaine sombre, le nombre et la distribution des points homologues sont satisfaisants. En comparaison, nous avons également recherché des points homologues avec SOCET SET et avons trouvé 3 points maximum avec ces nouvelles images sur l'ensemble des couples possibles.

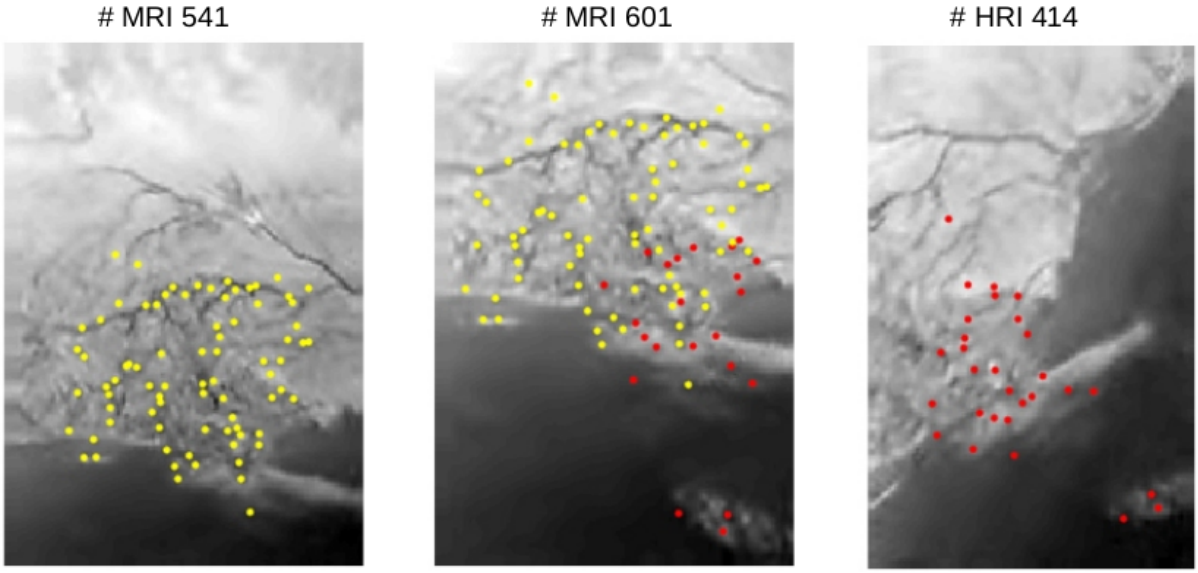


FIGURE III.14. Exemple de points homologues trouvés entre deux paires d'images avec le corrélateur SIFT de MicMac. En jaune entre les images #MRI601 et #MRI541 (79 points) et en rouge, entre les images #MRI601 et #MRI414 (29 points).

3.2.2 Orientation et position des caméras

La deuxième étape vise à trouver l'orientation et la position des caméras au moment où les images ont été acquises. C'est l'étape la plus délicate. En effet, même si les données SPICE ont été récemment recalculées, celles-ci prédisent la position de la sonde Huygens avec une incertitude supérieure à 0,24° en longitude et 0,17° en latitude, ce qui est insuffisant pour une reconstruction photogrammétrique. Ainsi, étant donné la mauvaise qualité des images et les faibles contraintes sur la position et l'orientation des caméras, cette étape doit être réalisée avec soin.

L'orientation absolue est généralement calculée en deux étapes par MicMac. La première regroupe la calibration interne et l'orientation relative, qui sont calculées ensemble en utilisant uniquement les images. Cette étape fournit une première estimation de la position et de l'orientation des images dans un repère quelconque et réestime les paramètres du capteur tels que la distance focale, la position du centre optique et les paramètres de distorsion. La seconde étape est l'orientation absolue. Elle consiste à passer d'un repère quelconque à un repère géoréférencé. Dans notre cas, quatre sous-étapes sont nécessaires pour obtenir l'orientation finale : une pour l'orientation relative, deux pour l'orientation absolue, et une pour le raffinement de l'orientation. À la fin, les positions et les orientations absolues des caméras au moment de la prise de vue sont fournies dans un repère tangent local pour les huit images DISR.

Il n'existe aucun système géodésique de référence sur Titan, aussi nous avons travaillé avec un repère tangent local. Le plan tangent local (LTP) est un système de référence orthogonal, rectangulaire, dont l'origine est définie en un point arbitraire de la surface de la planète (ici le nadir de l'image #450 situé à 167.64°E et −10.57°N). Parmi les trois coordonnées, l'une représente la position le long de l'axe nord, une autre le long de l'axe est locale, et la dernière est la position verticale. Si (λ, ϕ, h) sont les coordonnées d'un point donné dans le repère géographique, les coordonnées (x_t,y_t,z_t) dans le plan tangent local sont définies par :

$$\begin{pmatrix} x_t \\ y_t \\ z_t \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -sin(\phi) & cos(\phi) & 0 \\ -cos(\phi)sin(\lambda) & -sin(\lambda)sin(\phi) & cos(\lambda) \\ cos(\lambda)cos(\phi) & cos(\lambda)sin(\phi) & sin(\lambda) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \\ z - z_0 \end{pmatrix}$$

avec (x, y, z) les coordonnées cartésiennes du point donné et (x_0, y_0, z_0) les coordonnées cartésiennes du point de référence (ici le nadir de l'image #450).

Après de nombreux tests, nous avons décidé de renoncer à la calibration interne lors de la première étape car la réestimation des paramètres de caméras en utilisant des images de mauvaise qualité n'était pas fiable. En effet, l'algorithme diverge si on lui demande de réestimer l'ensemble des paramètres. Nous avons donc fait confiance à l'étalonnage préexistant des capteurs en utilisant les longueurs focales et la taille des capteurs figurant dans le guide d'utilisation de DISR. L'orientation relative est tout de même réalisée lors de cette étape.

L'orientation absolue est ensuite déterminée en deux étapes. La première vise à faire une compensation entre l'orientation relative et les positions fournies par les données SPICE, ce qui signifie qu'elle applique une homothétie 3D (rotation, translation et mise à l'échelle) à l'orientation relative préexistante (donnée en entrée par les données SPICE). Cette première étape est nécessaire pour passer dans un repère géoréférencé. La seconde étape consiste à fixer des points d'appuis (GCP) dont les coordonnées terrain sont connues afin de mieux contraindre l'orientation globale. Même si les coordonnées absolues du site observé par les images DISR sont inconnues, certains GCP peuvent être définis avec une connaissance a priori du paysage. Par exemple, plusieurs études ont affirmé que la limite entre les zones sombre et claire observées sur le site d'atterrissage de Huygens (Figure III.16) pourrait être une ancienne ligne de rivage (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b). Nous avons donc choisi de placer les GCP sur le rivage et de leur affecter la même élévation relative (car le rivage est une équipotentielle). Cette étape permet de contraindre et d'améliorer l'orientation, comme le montrent les orthoimages projetées en tenant compte de cette nouvelle orientation et de la position des caméras (Figure III.15).

Enfin, nous avons effectué une compensation par ajustement de faisceau pour affiner la position et l'orientation des caméras en déverrouillant les paramètres de distorsion. Cette technique d'optimisation permet de réestimer simultanément les coordonnées des points 3D et la position des caméras. Elle consiste à minimiser l'erreur quadratique moyenne entre les points détectés dans les images et les reprojections obtenues à partir des positions des caméras (Triggs et al., 1999). Nous conservons les autres paramètres de caméra (distance focale et taille du détecteur) car notre problème est sous-contraint. Cela est dû à la petite taille des images qui ne fournissent pas assez de points homologues et au fait que nous travaillons avec deux caméras différentes, ce qui augmente le nombre de

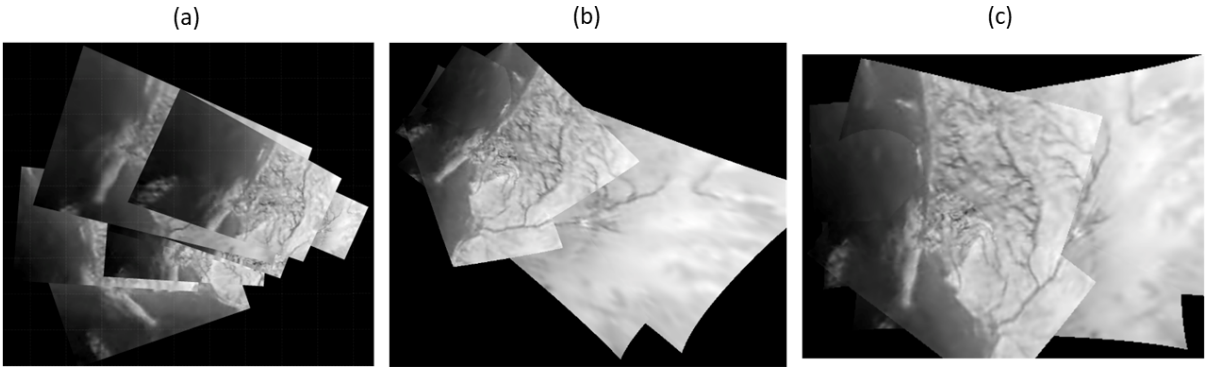


FIGURE III.15. (a) Mosaïque orthorectifiée (ou orthoimage) obtenue par projection des images DISR au sol sans tenir compte du relief. (a) En utilisant les positions et orientations des caméras données par les SPICE Kernel (SP) uniquement, (b) à partir des positions et des orientations des caméras calculées à travers le pipeline présenté dans ce travail mais sans utiliser les points d'appui (voir figure III.13). (c) Mosaïque obtenue avec la position et l'orientation finales calculées à travers tout le pipeline en utilisant les GCP.

paramètres inconnus. Si nous débloquons tous les paramètres, l'algorithme ne converge pas. Le résultat de cette compensation donne les positions et les orientations finales des caméras dans le repère tangent local. Pour estimer la qualité de cette orientation, nous avons projeté les pixels au sol et vérifié que les structures des images étaient continues (Figures III.15 et III.16).

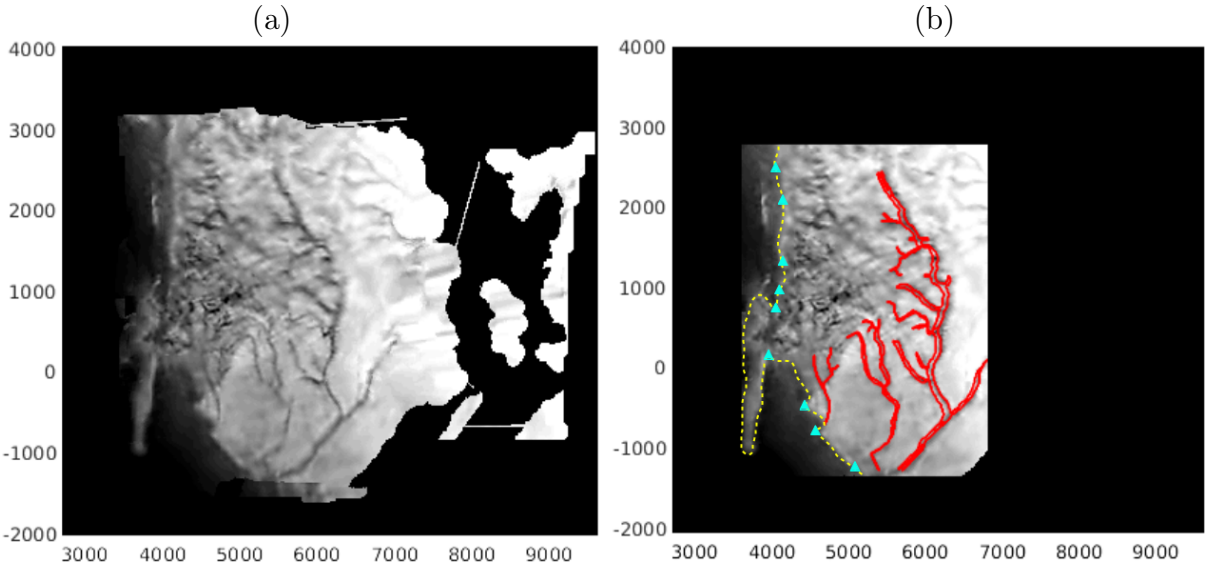


FIGURE III.16. (a) Mosaïque orthorectifiée (ou orthoimage) des images DISR sélectionnées, projetée en tenant compte du relief (mosaïque calculée avec MicMac) ; (b) Mosaïque orthorectifiée masquée en fonction du score de corrélation et de la valeur de EP (voir section III.3.2.4). Le littoral est représenté par une ligne pointillée jaune, les points d'appuis que nous avons fixés sont représentés par des triangles cyan, et les principales rivières sont dessinés en rouge. Les coordonnées (en m) sont données dans le référentiel tangent local.

3.2.3 Construction de la carte de profondeur

Une fois les positions et les orientations finales des caméras retrouvées, une technique d'appariement automatique permet de générer un nuage de points dense (cf. partie III.1.1.2.3). Ce nuage de points est ensuite interpolé pour former une carte de profondeur, qui est l'équivalent d'un MNT exprimé en pixels. Cette étape d'appariement consiste à faire correspondre chaque pixel de chaque paire d'images. Nous considérons chaque pixel le long de la ligne épipolaire, et calculons sa similarité avec le point de la deuxième image. La comparaison directe de la radiométrie des images étant trop compliquée à cause du bruit, la similarité est calculée avec un coefficient de corrélation (cf. équation III.1) pour chaque paire d'images. Cela signifie que pour chaque pixel du MNT, 2 à 8 images peuvent avoir contribué à sa mise en correspondance. Pour optimiser la mise en correspondance, nous avons effectué une analyse de sensibilité en faisant varier les valeurs des paramètres d'entrée :

— la résolution utilisée dans la phase finale de mise en correspondance (paramètre ZoomF de la commande Malt de MicMac). Lorsque les images sont très grandes, la résolution peut être dégradée pour accélérer le processus. Dans notre cas, étant donné la petite taille des images, nous avons utilisé les images à pleine résolution afin de conserver le plus de détails possibles ;

— la taille de la fenêtre de corrélation (paramètre SzW). Pour surmonter partiellement le problème du bruit, la corrélation est généralement calculée sur le voisinage des pixels (aussi appelé vignette) et non sur les pixels seuls (cf. partie III.1.1.2.3). Plus la vignette est grande, plus le MNT est lisse ;

— le pas de quantification (paramètre ZPas). La vignette est déplacée le long de la ligne épipolaire avec un pas défini par ce paramètre ;

— le facteur de régularisation (paramètre Regul) utilisé pour le calcul du coefficient de corrélation.

Nous avons convergé sur un ensemble de paramètres qui introduit le moins de bruit possible tout en conservant le plus d'information possible (cf. Annexe VII.1). Cette correspondance automatique fournit la carte de profondeur finale, où les coordonnées et les altitudes sont exprimées en pixel. Si la taille du pixel est connue, nous pouvons alors générer le MNT-IPGP référencé dans le repère tangent local et exprimé en mètre (Figure III.25).

Au final, 63% des pixels ont été appariés dans la région de recouvrement (c'est-à-dire qu'ils ont un score de corrélation supérieur à zéro). Les zones défaillantes correspondent à des angles d'émission de la caméra supérieurs à 35° (Figure III.18). Ces forts angles d'émission ne permettent pas une intersection précise des faisceaux. De plus, la zone en question est très peu texturée, rendant la corrélation de cette région encore plus compliquée. Le score de corrélation, compris entre 0 et 1, est très bon puisque 92% des pixels ont des valeurs supérieures à 0,7 (Figure III.17). C'est une amélioration majeure par rapport au MNT-USGS pour lequel la corrélation automatique avait intégralement échoué, nécessitant un relèvement manuel (Soderblom et al., 2007b).

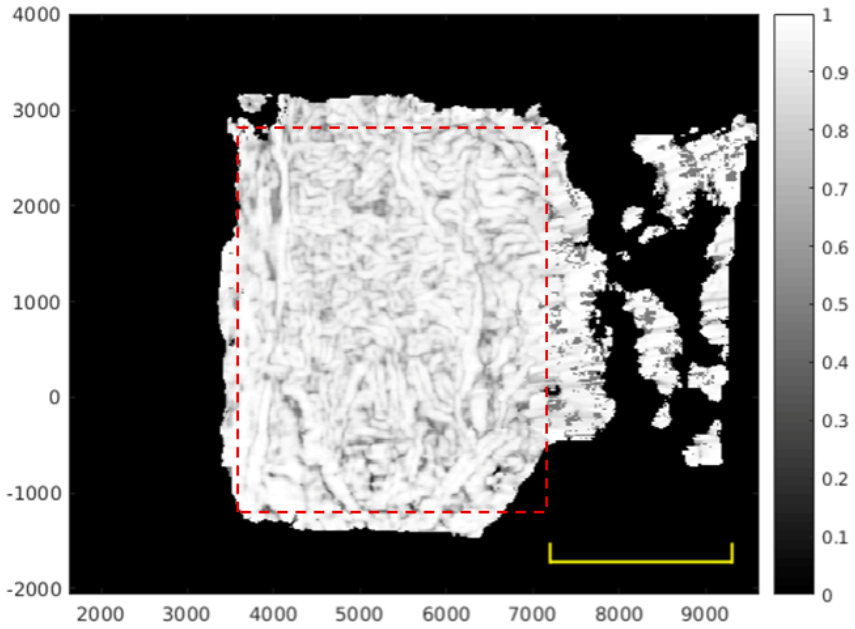


FIGURE III.17. Carte de corrélation montrant le meilleur score de corrélation pour chaque pixel. La barre jaune indique la région avec les pires scores de corrélation, où la plupart des pixels sont vus avec un angle d'émission supérieur à 35°. La ligne pointillée rouge délimite la région utilisée ultérieurement pour l'analyse fine du MNT (Figures III.25 et IV.10). Les coordonnées (en m) sont dans le repère tangent local.

3.2.4 Estimation des incertitudes du MNT

Les incertitudes d'un MNT ne sont quasiment jamais fournies par les logiciels car elles sont difficiles à estimer, surtout lorsqu'il n'existe pas de mesures de terrain. Habituellement, la précision d'un MNT est quantifiée par l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui calcule la différence moyenne entre les altitudes du MNT et celles de la même zone provenant d'une source supposée plus précise (par exemple, des points de référence GNSS, Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites). En l'absence de ce type de données, le problème est rarement traité. Ainsi, les incertitudes associées au MNT, autres que celles liées à l'instrument, sont rarement fournies. La seule façon de procéder est alors d'estimer la précision altimétrique atteignable (aussi appelée EP pour « l'Expected vertical Precision ») pour chaque paire d'images. Ce paramètre permet d'estimer la meilleure précision théorique atteignable en fonction de la géométrie d'acquisition et de la résolution des images.

$$EP = \rho * \frac{GSD}{p/h} \tag{III.2}$$

avec ρ la précision (en pixels) avec laquelle les structures peuvent être mises en correspondance entre les images, GSD la résolution au sol (en m) et p/h le rapport entre la parallaxe et la hauteur décrivant la géométrie de convergence du couple stéréoscopique. Le rapport p/h peut être calculé de deux façons :

— $p/h = B/H$ où H est la hauteur de vol et B la distance entre les caméras au moment de la prise de vue (aussi appelée « base stéréo ») (Figure III.1).

— $p/h = |tan(e_1) \pm tan(e_2)|$ où e_1 et e_2 sont les angles d'émission. Le signe + est utilisé si la cible est vue de deux côtés opposés et le signe − si elle est vue du même côté.

Dans notre cas, ρ est fourni par MicMac (ρ=0,6) et GSD varie selon le couple d'images avec une valeur moyenne de 20 m (Tableau III.2). Dans notre configuration la hauteur de vol et la base stéréo varient beaucoup entre deux prises de vue, aussi le rapport p/h a été calculé avec les angles d'émission. En outre, cette formule est plus satisfaisante car elle fournit une valeur d'EP pour chaque pixel du MNT (Figure III.19). Cela est dû au fait que l'angle d'émission varie au sein des images en fonction de la distance entre le sol et le capteur (Figure III.18).

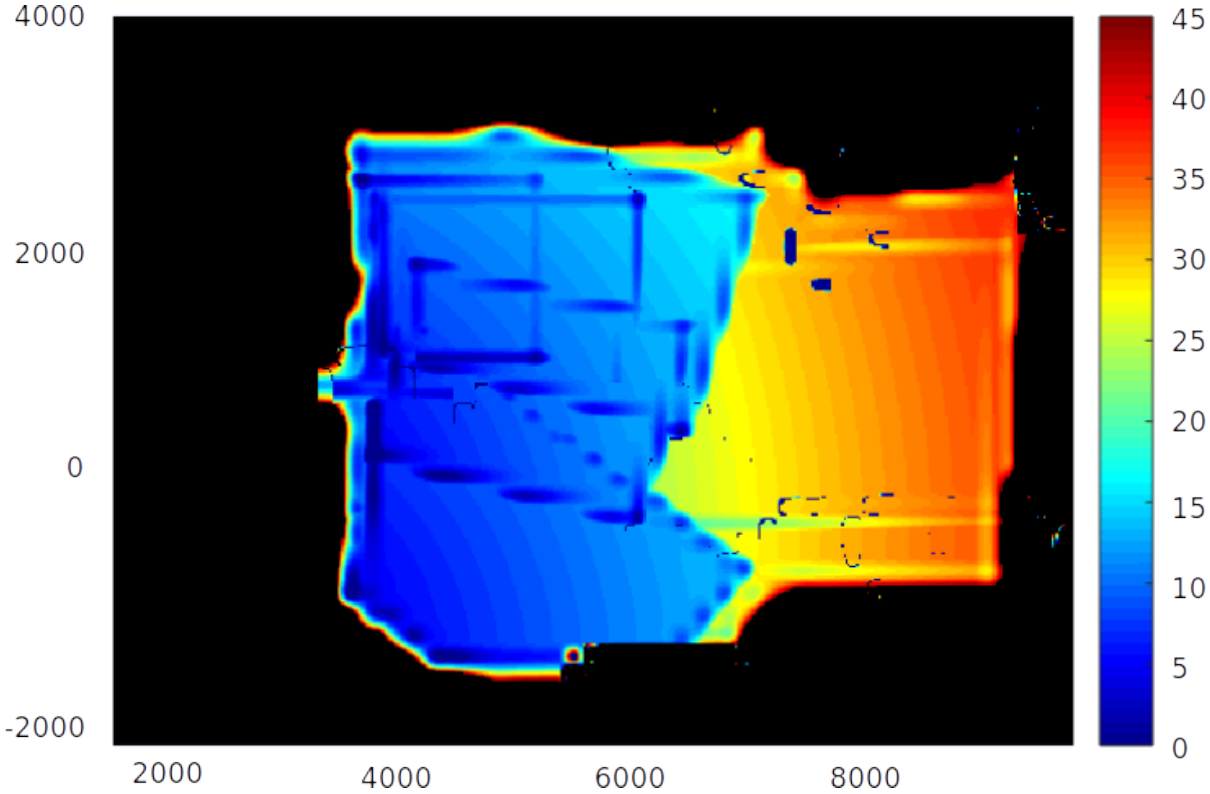


FIGURE III.18. Carte des angles d'émission minimum (en degrés) pour chaque pixel de la zone de recouvrement. Chaque pixel pouvant avoir plusieurs valeurs d'angle d'émission en fonction de l'image, on choisit l'angle d'émission minimum pour maximiser EP.

Les fortes valeurs de EP correspondent aux régions où la géométrie d'acquisition ne permet pas une intersection précise des rayons (Figure III.19). Dans ces régions, les angles d'émissions des caméras sont très grands et quasi égaux d'une caméra à l'autre (donc p/h est très faible), c'est pourquoi les valeurs d'EP sont très élevées. Outre quelques régions isolées que nous avons exclues du MNT en raison du peu de confiance accordé (Figure III.16), ces régions sont à l'évidence caractérisées par de faibles corrélations (Figure III.17). Nous avons également masqué les pixels dont le score de corrélation était inférieur à 0,5, seuil de référence utilisé dans MicMac (il est égal à 0,4 dans SOCET SET, comme indiqué dans le code source et le guide d'utilisation). Le masque résultant est appliqué aux Figures III.17 et III.19.

Néanmoins, malgré tous ces ajustements, le MNT-IPGP résultant présente une inclinaison résiduelle globale de ∼9,5° (cf. Figure IV.10(a) et Annexe VII.2) qui conduit à une

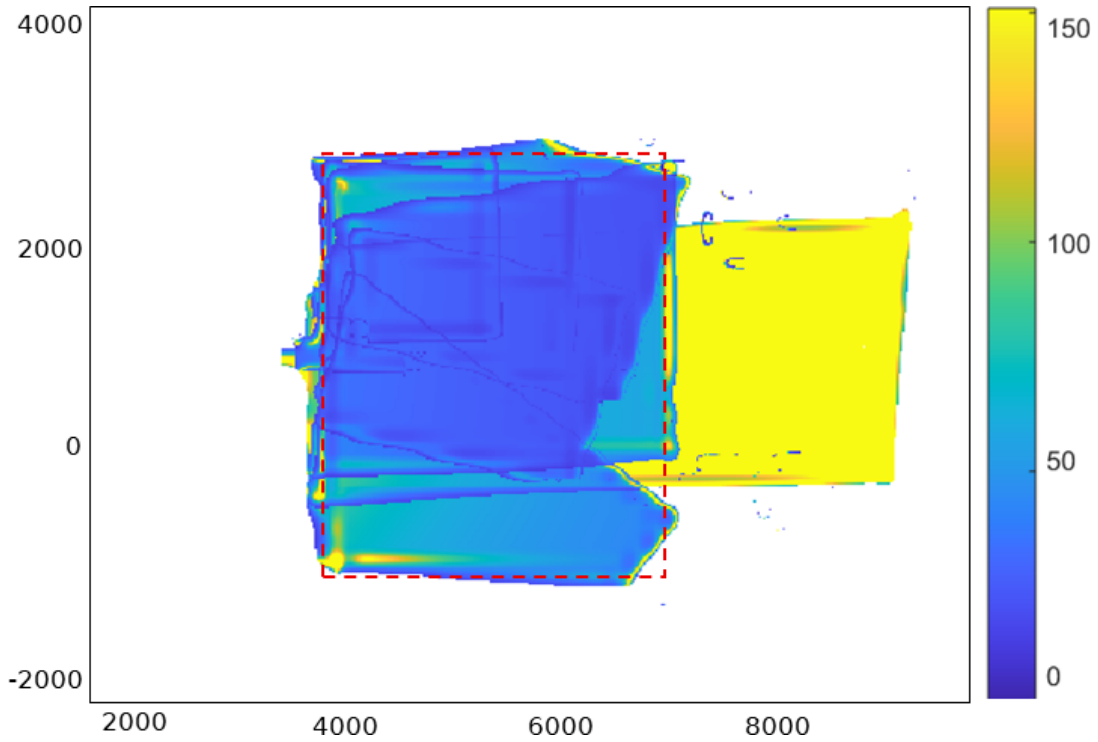


FIGURE III.19. Carte des valeurs maximales d'« expected vertical precision » (en m) pour chaque pixel de la zone de recouvrement. Lorsque les angles d'émission de deux images sont égaux, EP tend vers l'infini (couleur blanche). La barre de couleur est limitée à 150 m et la ligne pointillée rouge délimite la région utilisée pour l'analyse fine du MNT (Figures III.25 et IV.10). Les coordonnées (en m) sont dans le repère tangent local.

configuration improbable : l'altitude du lac/plaine alluviale est plus élevée que celle des collines d'où s'écoulent les rivières (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Karkoschka et Schröder, 2016). De plus, avec cette configuration la pente des rivières est inversée par rapport au sens d'écoulement supposé. Le problème d'orientation globale du plan du MNT-IPGP est lié au fait que la restitution photogrammétrique est un problème mathématique sous-contraint. En effet, une indétermination mathématique intrinsèque affecte l'orientation globale du plan du MNT-IPGP. D'une part, cela provient de la géométrie d'acquisition dont les points de vue varient très peu et contraignent mal l'orientation du plan global du MNT. D'autre part, les seuls points d'appui que nous avons pu sélectionner sont tous alignés selon le même axe x (axe vertical), laissant donc l'axe y très peu contraint (Figure III.16). A ce point de la reconstruction 3D du paysage de Titan, nous sommes allés au mieux des possibilités de reconstruction photogrammétrique, compte tenu des contraintes imposées par la qualité et la géométrie d'acquisition des images, et MicMac ne peut plus aider.

Il est donc nécessaire de proposer une méthode alternative et indépendante de MicMac pour retrouver l'inclinaison globale de la scène. Il est important de noter que l'inclinaison globale du MNT-IPGP n'affecte pas la topographie à hautes fréquences (c'est-à-dire les pentes locales).

3.3 Détermination de l'inclinaison globale du MNT-IPGP

La dernière étape du processus consiste à déterminer l'inclinaison globale du MNT-IPGP. Comme il n'existe pas de mesures altimétriques indépendantes dérivées de la mission Cassini pour aider contraindre le problème, une nouvelle stratégie doit être mise en place. L'équipe de l'USGS a fixé arbitrairement à zéro l'élévation du lit du lac, supposant que la scène n'avait pas de pente globale.

Pour éviter toute hypothèse préalable concernant l'inclinaison globale du MNT, nous avons préféré la déterminer en utilisant des informations morphologiques, ainsi que le routage des rivières. Le calcul du routage est une méthode couramment utilisée en hydrologie pour déterminer le chemin naturellement emprunté par un liquide s'écoulant sur une topographie donnée. Idéalement, un liquide s'écoulant sur le MNT-IPGP devrait choisir le même chemin que celui suivi par les rivières observées sur les images. L'idée est donc de comparer le routage calculé sur le MNT-IPGP avec la localisation réelle des rivières (Tomasko et al., 2005 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b). L'inclinaison produisant la meilleure correspondance entre routage et rivières sera considérée comme optimale. Cette méthode pourrait s'appliquer à tout MNT dont les points d'appui manquent mais qui inclut des rivières ou d'autres caractéristiques géomorphologiques apportant des contraintes externes. Pour réaliser cette opération, nous avons établi deux procédures basées sur des hypothèses légèrement différentes :

— la première suppose que le MNT n'est affecté que d'une pente globale, auquel cas une simple rotation autour des deux axes est suffisante. Les GCP étant presque alignés, la rotation le long de l'axe x devrait déjà être contrainte. Néanmoins, au vu du petit nombre de GCP dont nous disposons et de la faible confiance que nous leur accordons, nous choisissons de faire la rotation le long des deux axes.

— la deuxième suppose que le MNT présente une inclinaison et qu'il est également affecté par une courbure globale, auquel cas un ajustement polynomial du MNT est nécessaire.

Ces deux procédures sont détaillées dans les parties suivantes.

3.3.1 Rotation du MNT

La première méthode vise à appliquer au MNT-IPGP une rotation jusqu'à ce que le routage corresponde au mieux aux rivières observées sur les images.

La stratégie consiste donc à *i*) faire pivoter le MNT-IPGP produit avec MicMac le long des axes x et y, de $-20°$ à $+20°$ avec un pas de $1°$; *ii*) calculer le routage pour chaque position à l'aide de la bibliothèque TopoToolBox de Matlab (Tarboton, 1997 ; Schwanghart et Scherler, 2014) ; *iii*) à comparer le routage au masque des rivières produit à l'aide de la mosaïque orthorectifiée (Figure III.16). Afin de minimiser les erreurs d'interprétation sur le tracé des rivières, trois masques ont été dessinés manuellement par différents opérateurs et le masque final résulte de l'intersection des trois. Pour cette comparaison, nous nous sommes concentrés sur les rivières principales à droite de la scène (en rouge dans la figure III.15) en laissant de côté les rivières plus courtes et chaotiques, difficilement discernables (sur la gauche de la figure III.15).

L'algorithme de routage calcule la direction de l'écoulement en choisissant parmi les huit facettes triangulaires centrées sur chacun des pixels du MNT celle dont la pente est la plus forte (Tarboton, 1997). Il calcule également l'aire drainée, c'est à dire le nombre

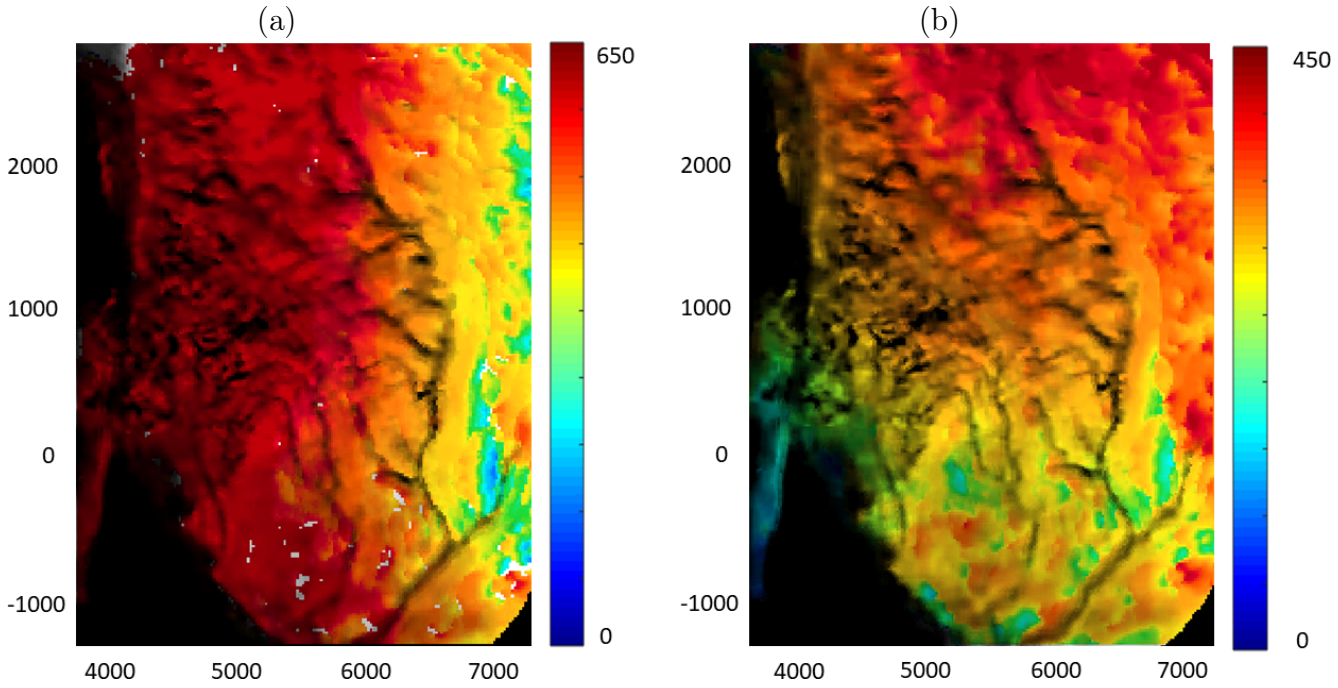
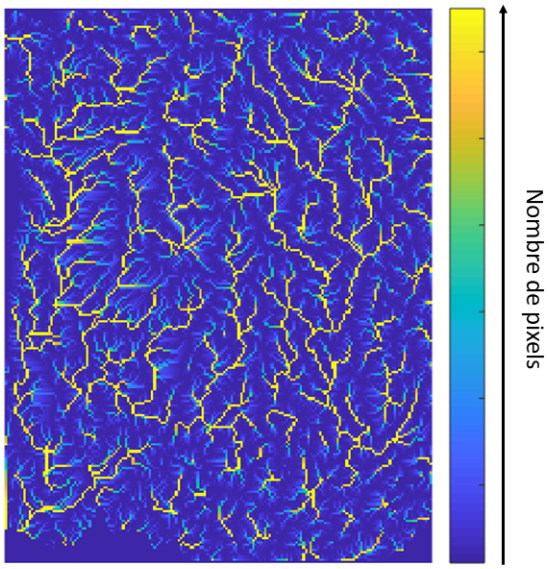


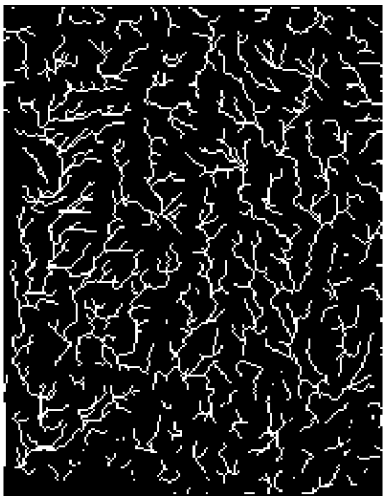
FIGURE III.20. MNT-IPGP (a) issu de la reconstruction MicMac (inclinaison globale d'environ 9,5°) ; (b) après une rotation de −10° sur l'axe des y et de 3° sur l'axe des x. Les deux MNT sont superposés à leur mosaïque orthorectifiée (en transparence). Les taches blanches et grises sur (a) sont dues aux valeurs NoData du MNT (en raison du masque appliqué sur les valeurs de EP et de corrélation) qui prennent la couleur de l'orthoimage superposée (elles n'apparaissent pas sur (b) car ces valeurs ont été ré-interpolées pendant le processus de rotation). Les barres de couleur montrent les élévations du MNT (en m) et les coordonnées (en m) sont dans le repère tangent local.

de cellules drainées dans chaque pixel (Figure III.21a). L'algorithme présente cependant l'inconvénient de drainer le fluide dans toutes les cellules en aval d'une pente, quelle que soit son inclinaison. Le bruit qui affecte le MNT-IPGP peut provoquer des fluctuations d'altitude irréalistes traitées comme des minima locaux par l'algorithme de routage. Il est donc important d'établir un seuil minimum sur l'aire drainée pour garantir que les fluides ne s'accumulent pas dans ces minima locaux. Cela peut être fait en identifiant une zone du MNT où l'on n'observe ni rivière ni structure, comme la zone sombre supposée être la plaine à la base de la colline incisée, et en faisant varier le seuil sur l'aire drainée, c'est-à-dire en imposant un nombre minimum de cellules drainées, afin de faire disparaître ce routage irréaliste. On applique ensuite le seuil à l'ensemble de la topographie afin d'obtenir une carte hydrographique qui pourra être comparée au masque des rivières.

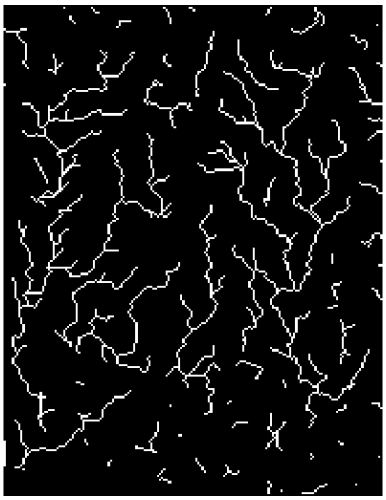
Pour chaque couple d'angles de rotation (autour de x et de y), on détermine un score de correspondance défini comme le pourcentage de pixels calculés par le routage correspondant aux rivières observées sur les images (Figure III.25). Le score maximum est de 62%, pour des angles de rotation de -10° sur l'axe des y et de 3° sur l'axe des x (Figure IV.10). Il est intéressant de noter que cette rotation revient à ramener le MNT-IPGP près d'une orientation globale horizontale, avec une pente globale douce restante et des rivières descendant la pente. Il faut cependant interpréter ce score avec précaution et être conscient qu'il n'indique pas un taux de reconstruction des rivières de 62% avec



(A)



(B)



(C)

FIGURE III.21. (a) Aire drainée dans chaque pixel du MNT-IPGP, calculée par le routage. Carte hydrographique produite en imposant un seuil minimal sur l'aire drainée : (b) 20 cellules minimum et (c) 70 cellules minimum.

le nouveau MNT. En effet, les rivières les plus courtes et les plus étroites n'ont pas été prises en compte pour ce calcul et le réseau calculé par le routage ne suit pas toujours les rivières de manière continue.

3.3.2 Ajustement polynomial du MNT

Cette deuxième méthode a pour but de trouver l'orientation globale du MNT et de vérifier qu'il n'est pas affecté par une courbure globale liée à la reconstruction photogrammétrique. En effet, il s'agit d'un problème classique en photogrammétrie lié à des directions de visées quasi parallèles mais aussi aux erreurs d'estimation de la distorsion

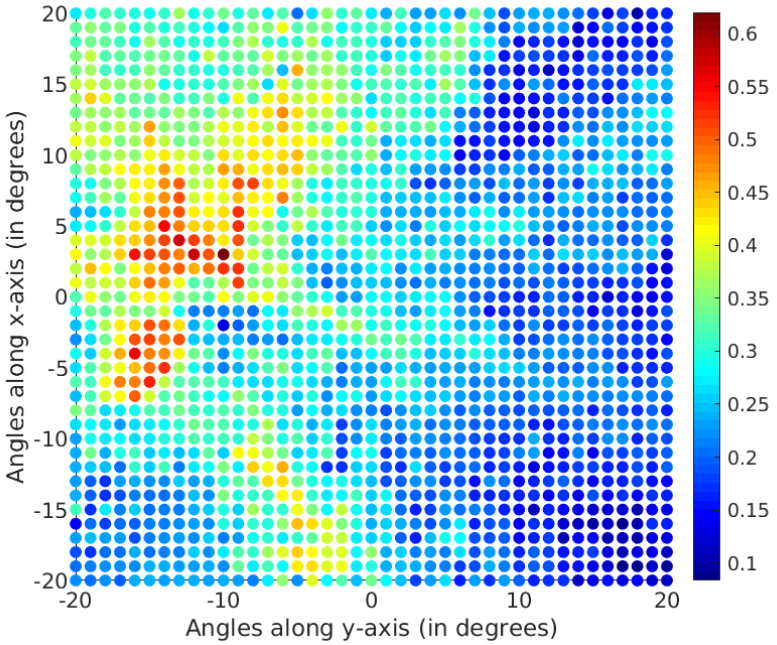


FIGURE III.22. Carte des scores en fonction des angles de rotation selon les axes x et y. Le meilleur score est obtenu pour une rotation de 3° selon x et -10° selon y.

radiale de l'objectif de la caméra lors de l'étape d'ajustement des faisceaux. Il a été montré qu'en utilisant des images à visées quasi parallèle, l'auto-calibration de la caméra lors du processus d'ajustement des faisceaux entraîne des estimations erronées de la distorsion radiale (James et Robson, 2014, Figure III.23). Cela entraîne une déformation systématique du MNT représentée par un « bombement » vertical de la surface (James et Robson, 2014 ; Tonkin et Midgley, 2016).

Sur Terre, cette déformation est en général corrigée grâce aux points d'appuis (GCP). Il a ainsi été prouvé qu'une augmentation de la densité des GCP et une répartition homogène réduisaient cette déformation (Tonkin et Midgley, 2016, Figure III.24). Dans notre cas, le peu de GCP et leur répartition inhomogène, ainsi que la géométrie d'acquisition quasi-parallèle des images, laissent douter du contrôle de ce « bombement ».

Ainsi, afin de vérifier que le MNT-IPGP ne présente pas de déformation systématique, nous avons effectué un « detrending ». Cette méthode a pour but de supprimer une tendance tout en conservant la valeur absolue des données. Elle vise à ajuster le MNT par une surface polynomiale de la forme :

$$P = a + bX + cY + dX^2 + eY^2 + fXY \tag{III.3}$$

Ce polynôme d'ordre 2 possède donc six coefficients dont cinq contrôlent la courbure et l'inclinaison du MNT selon les axes X et Y, le sixième étant un coefficient de translation. Soustraire le MNT-IPGP à ce polynôme reviendrait à mettre le MNT à l'horizontal. Or, comme expliqué dans la partie 3.3, nous ne voulons pas faire d'hypothèse préalable sur l'inclinaison globale. Par conséquent, nous procédons de manière similaire à la première méthode en calculant le routage afin de déterminer les valeurs des coefficients du

5. http://www.geomsoft.com

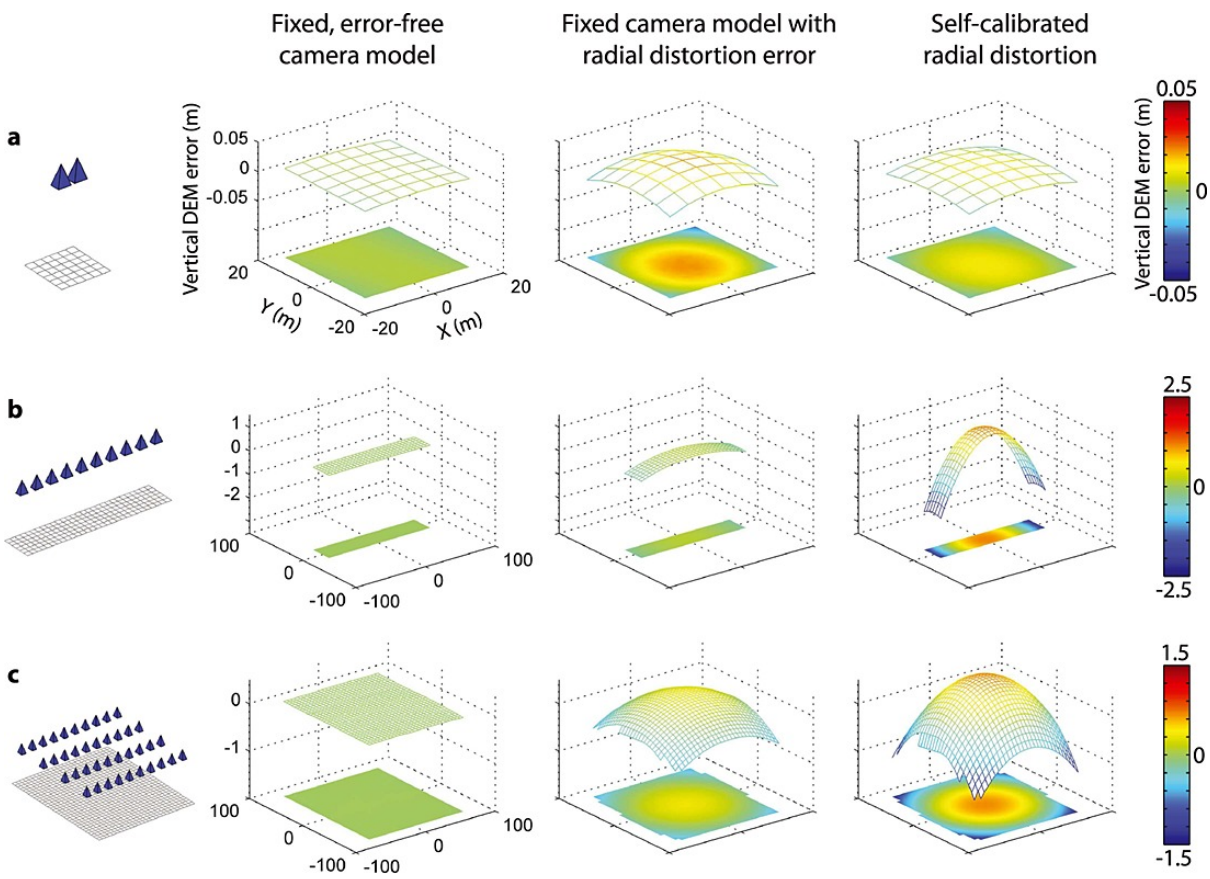


FIGURE III.23. Erreur verticale d'un MNT dans des simulations idéalisées pour (a) un seul couple stéréo, (b) une bande de 10 images et (c) un bloc d'images à quatre bandes. Les positions de caméra simulées (cônes) pour chaque scénario sont indiquées dans la colonne la plus à gauche au-dessus de la zone de la zone de reconstruction. Trois résultats de simulation (calculés avec le logiciel Vision Measurement System [5]) sont donnés pour chaque scénario, montrant les résultats du traitement de l'ajustement du faisceau effectué en utilisant soit un modèle de caméra fixe sans erreur (tracés de gauche), un modèle de caméra fixe avec erreur introduite dans le terme de distorsion radiale (tracés du milieu), ou un modèle de caméra dans lequel l'auto-calibration du paramètre de distorsion radiale a été activée dans l'ajustement du faisceau (tracés de droite). Chaque graphique montre l'erreur verticale (en m) dans le MNT résultant, sous la forme d'une image filaire 3D et d'une image ombrée. Les amplitudes des échelles verticales diffèrent entre les différents scénarios présentés. (Crédits : James et Robson, 2014).

polynôme. Cette stratégie se déroule de la manière suivante :

1. nous calculons en premier lieu le polynôme qui ajuste au mieux le MNT-IPGP avant l'opération de « detrending » et obtenons un jeu de coefficients polynomiaux de référence a, b, c, d, e et f ;
2. nous faisons varier les valeurs de tous les coefficients du polynôme et obtenons un nouveau polynôme de la forme

$$P' = a' + b'X + c'Y + d'X^2 + e'Y^2 + f'XY \tag{III.4}$$

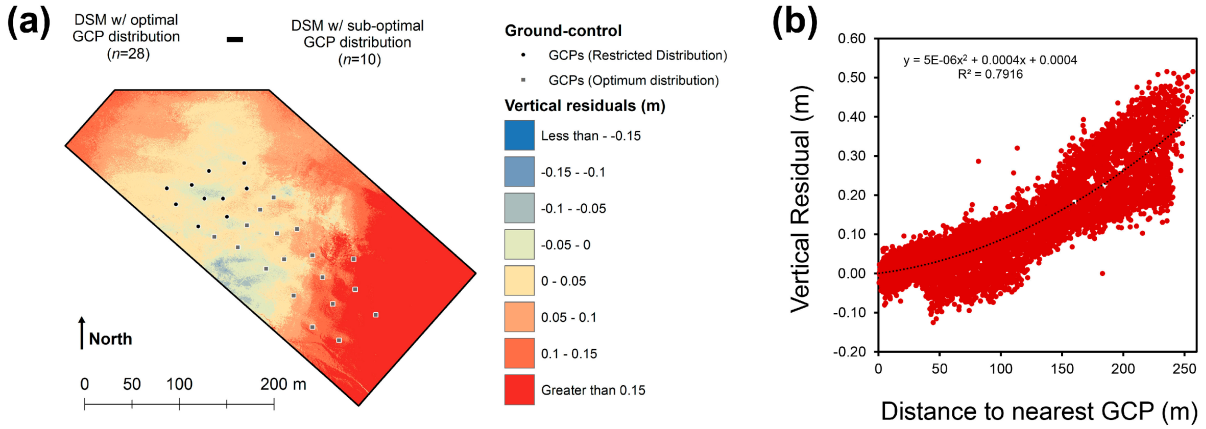


FIGURE III.24. (a) Résidus issus de la soustraction de deux MNT : l'un disposant d'une grande distribution de GCP uniformément répartis et l'autre disposant de quelques GCP regroupés au centre de la zone. L'erreur augmente de quelques décimètres en fonction de la distance par rapport au groupe de GCP. (b) Régression polynomiale des erreurs de tous les pixels du MNT (au total 10 000 valeurs), mettant en évidence l'influence de la distribution des GCP sur l'erreur. (Crédits : Tonkin et Midgley (2016)

avec $b' = K^*b$ et K variant de -1 à 1 avec un pas de 0,1 (valable également pour les autres coefficients) ;

3. ce nouveau polynôme est soustrait au MNT pour produire un MNT ajusté ;
4. le routage est calculé sur ce MNT ajusté ;
5. le score de correspondance entre le routage et les rivières est calculé comme dans la section précédente ;
6. les étapes (2) à (5) sont répétées de façon itérative jusqu'à obtenir le meilleur score de correspondance.

Le MNT final est celui dont le routage correspond au mieux aux rivières observées. Si l'on calcule les angles entre ce MNT ajusté et le MNT initial basculé, on retrouve des valeurs similaires à celles obtenues par la première méthode : 9° selon X et 2° selon Y. Cela confirme la robustesse des deux méthodes. Par la suite, le MNT-IPGP désignera ce MNT ajusté par un polynôme de degré 2. Le MNT-IPGP final est présenté dans la Figure III.25.

4 Résultats et discussion

L'inclinaison et la forme globale du MNT-IPGP sont conformes à la direction supposée de l'écoulement, de la zone claire vers la zone sombre (Soderblom et al., 2007b). Il est intéressant de noter que les petites rivières à gauche de la scène, qui avaient été exclues du calcul de score, s'écoulent également des collines vers le lit de la rivière (Figure III.25). Cela représente une amélioration qualitative significative par rapport au MNT-USGS de 2007. Toutefois, certaines zones présentent encore une morphologie suspecte. Par exemple, les bords du MNT-IPGP, que nous n'avons pas masqués en raison de leurs bons scores de corrélation, sont très abrupts. Des pentes atteignant 80° sur une si petite zone semblent suspectes, d'autant plus que le routage ne « suit » pas correctement les rivières observées

dans ces régions qui affichent les valeurs d'EP les plus élevées. C'est le cas en particulier pour la région en bas du MNT (x<0) dont la valeur d'EP est deux à trois fois plus élevée qu'au centre du MNT (Figure III.19). En conséquence, nous conseillons aux utilisateurs potentiels de toujours se référer à la carte d'EP lorsqu'ils utilisent le MNT-IPGP.

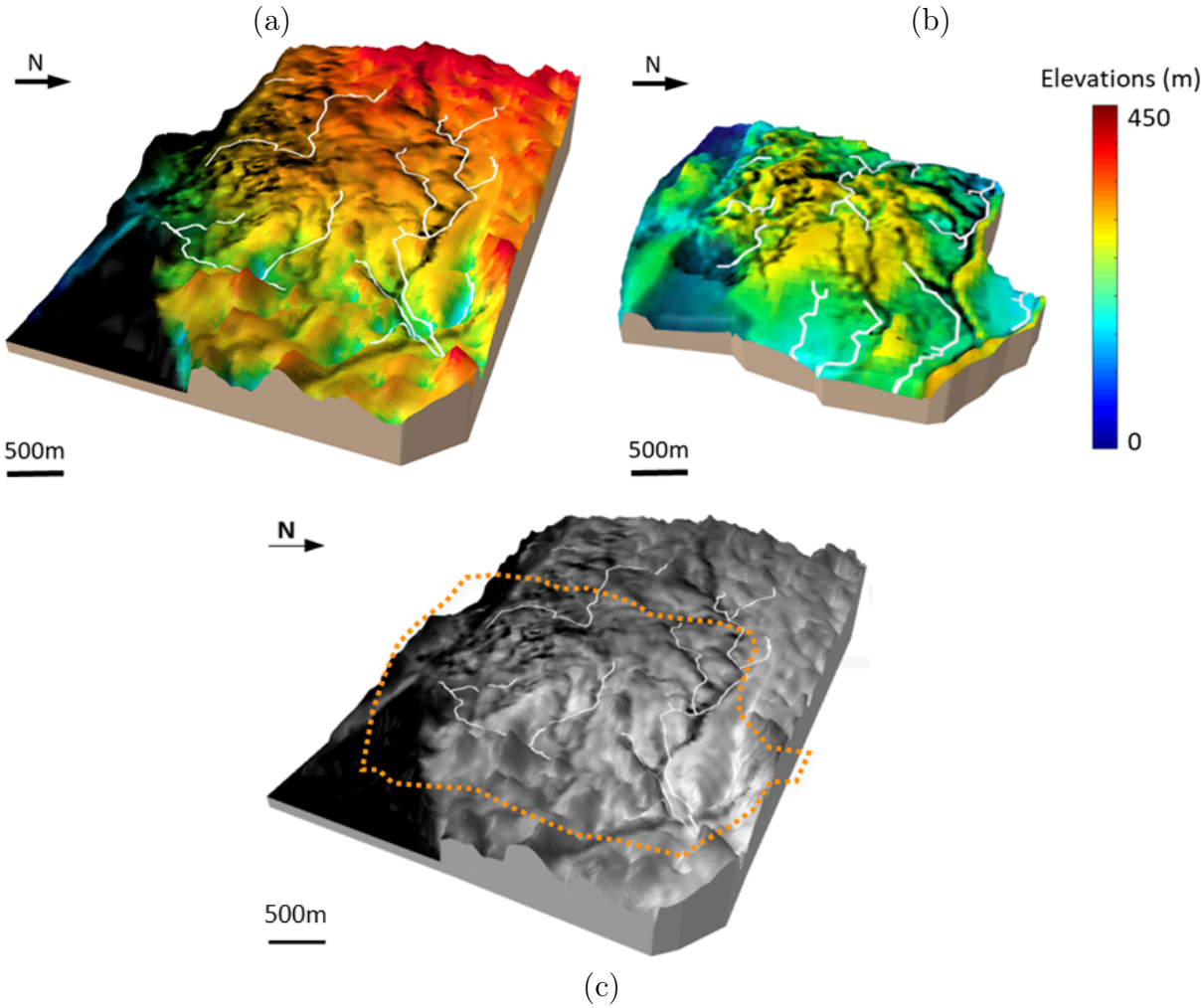


FIGURE III.25. Vues 3D du DTM : (a) MNT-IPGP, (b) MNT-USGS, et (c) MNT-IPGP avec l'empreinte du MNT-USGS (tirets orange). L'exagération verticale est de 1,5. Le routage est superposé (ligne blanche) sur chaque DTM.

Si l'on compare quantitativement le MNT-USGS et le MNT-IPGP, la première amélioration du MNT-IPGP concerne la taille de la région reconstruite, plus grande que le MNT-USGS (10,3 km^2 contre 7,5 km^2) car nous avons utilisé plus d'images. La résolution du MNT-IPGP est également 2,5 fois meilleure (18 m/px contre 50 m/px).

Afin d'observer le comportement d'un écoulement sur le MNT-USGS, nous avons calculé son routage (de la même manière que pour le MNT-IPGP, en utilisant la librairie TopoToolBox de Matlab). Comme il n'a pas la même taille ni la même résolution que le MNT-IPGP, nous n'avons pas fixé le même seuil sur l'aire drainée mais la méthode appliqué est la même. Le score de correspondance entre le routage et les rivières observées est de 35% (62% pour le MNT-IPGP final). Néanmoins, comme l'orientation du MNT-USGS a été manuellement ramenée à zéro lors de sa construction, nous avons essayé de trouver son orientation optimale comme nous l'avons fait pour le MNT-IPGP (en utilisant

la première procédure de la partie 3.3.1). Nous avons donc fait pivoter le MNT-USGS afin de trouver le meilleur score de correspondance, et nous avons trouvé un score de 56%. Ce score correspond à un angle de rotation de 4° sur l'axe des y et de 3° sur l'axe des x, ce qui signifie que l'inclinaison globale a été sous-estimée. En inclinant légèrement le MNT-USGS avec ces angles, la forme et l'emplacement du routage sont plus cohérents (Figure III.26). Cependant, avec cette rotation, le terrain en bas à droite de la Figure III.26 se retrouve à la même altitude que le lit du lac en bas à gauche. Cette configuration discutable confirme le problème de nivellement du MNT-USGS, comme mentionné dans la partie III.2.2.

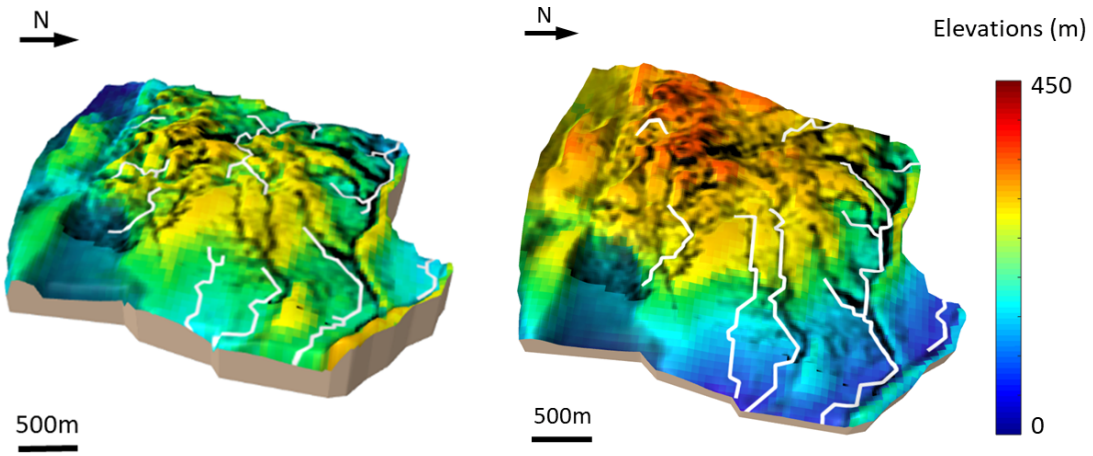


FIGURE III.26. Vue 3D (a) du MNT-USGS et (b) du même MNT après rotation le long de l'axe x et de l'axe y. Le routage correspondant est superposé en blanc et l'exagération verticale est de 1,5.

Si l'on considère le MNT-USGS (sans inclinaison) utilisé dans les études précédentes (Tomasko et al., 2005 ; Jaumann et al., 2008 ; Tewelde et al., 2013), les formes de routage calculées à partir de celui-ci et du MNT-IPGP sont très différentes. Le MNT-USGS fournit un routage de forme radiale alors que le MNT-IPGP génère une forme plutôt dendritique. D'après la littérature (Perron et al., 2006 ; Burr et al., 2013b) et par simple inspection visuelle, les réseaux observés dans notre région d'intérêt ont des formes dendritiques. Par conséquent, le MNT-IPGP semble mieux représenter la topographie locale et les analyses quantitatives réalisées avec le MNT-USGS non incliné (Soderblom et al., 2007b ; Perron et al., 2006 ; Jaumann et al., 2008 ; Tewelde et al., 2013) doivent être prises avec précaution.

La dernière étape de comparaison consiste à analyser plusieurs profils de rivières et coupes transversales afin de vérifier si l'inclinaison des rivières est cohérente avec la direction théorique de l'écoulement et si les rivières sculptées par des hydrocarbures liquides forment des dépressions. En ce qui concerne les coupes transversales, les fonds des rivières sont généralement situés sur des zones plates ou dans des dépressions, sauf dans quelques cas où les rivières sont situées sur des pentes pour les deux MNT (Figure III.27). Toutefois, il convient de noter qu'en raison d'une résolution plus grossière, le MNT-USGS ne dispose que d'un seul point de mesure manuel par transect de rivière, contre une moyenne de trois points pour le MNT-IPGP. Comme pour les profils de rivière, le lit de la rivière principale (profil C-C' en vert dans la Figure III.27) suit la direction attendue dans le cas du MNT-IPGP, contrairement au MNT-USGS dont le lit s'écoule dans la mauvaise direction.

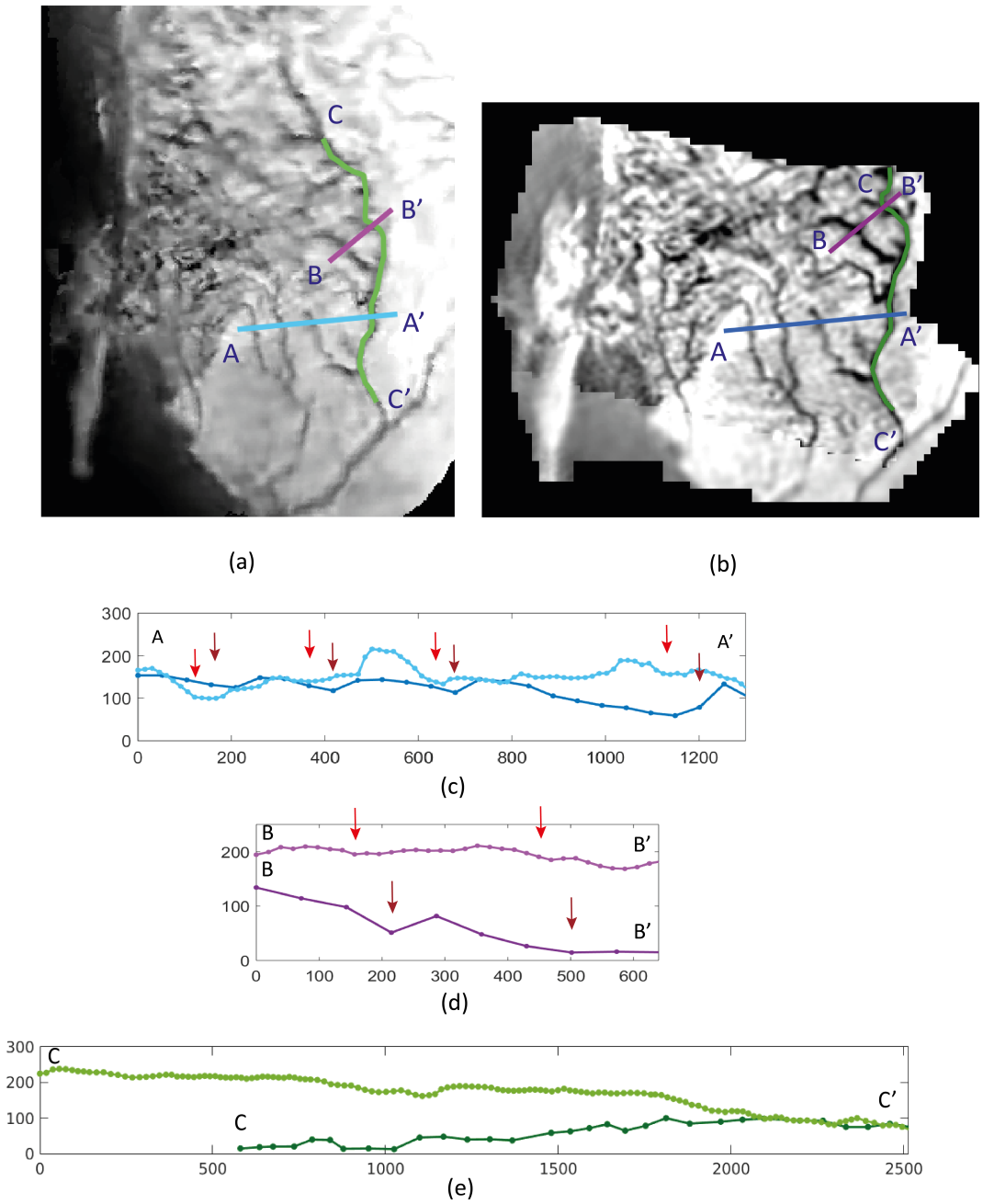


FIGURE III.27. Mosaïques orthorectifiées calculées à partir (a) du MNT-IPGP final et (b) du MNT-USGS. Nous affichons deux profils transversaux (c-d) et un profil le long d'une rivière (e). L'axe horizontal des graphiques représente la longueur du transect et l'axe vertical représente l'altitude (en m). Les couleurs foncées de chaque graphique représentent les sections transversales et les suivis du MNT-USGS, tandis que les couleurs claires correspondent à celles du MNT-IPGP. Les flèches rouge foncé se réfèrent aux fonds de vallée visibles sur les mosaïques orthorectifiées du MNT-USGS et les flèches rouge clair correspondent à celles du MNT-IPGP. Les deux images orthorectifiées (et donc les flèches) sont décalées car la résolution horizontale et la topographie des deux MNT ne sont pas identiques.

5 Conclusion

Au travers de cette étude nous avons élaboré une nouvelle stratégie de reconstruction photogrammétrique qui a permis de surmonter la grande complexité de notre jeu de données initial, inhabituelle même pour des données planétaires. Notre méthode est entièrement documentée et reproductible. Cette procédure pourrait être appliquée à des jeux de données complexes, par exemple des régions terrestres mal connues et difficiles d'accès (Antarctique), ou à des données d'archive provenant d'anciennes missions planétaires (Voyager, Galileo, etc.). Nous mettons à disposition de la communauté scientifique un MNT présentant une meilleure résolution et une topographie plus fiable, bien moins interpolée que le produit précédent. Le MNT-IPGP offre de nouvelles possibilités pour étudier la topographie du paysage fluvial de la région équatoriale de Titan avec une résolution sans précédent.

Un article reprenant l'ensemble de ce travail a été publié dans Earth and Space Science (cf. Annexe VII.4).

Chapitre IV

Géomorphologie du site d'atterrissage de la sonde Huygens

1 Amélioration de la carte hydrographique dérivée du MTN-IPGP 81
2 Critères et outils d'analyse morphologique 83
2.1 Analyse du profil longitudinal des rivières 84
2.1.1 Indice de concavité normalisé NCI 84
2.1.2 Indice de concavité θ 84
2.2 Distribution des pentes 86
3 Application à Titan 89

La génération du nouveau MNT-IPGP va nous permettre d'étudier la morphologie du paysage creusé par les rivières près du site d'atterrissage de la sonde Huygens. Nous souhaitons en apprendre d'avantage sur le contexte géomorphologique et le climat qui ont permis la formation de ces rivières. En particulier, nous cherchons à savoir dans quelle mesure la topographie peut nous renseigner sur le type de climat auquel elle est soumise. Autrement dit, existe-t-il une signature climatique dans le relief du paysage ? Le climat est un facteur primordiale de la formation des paysages mais il n'est pas le seul. Peut-il être décorrélé des autres facteurs comme par exemple la lithologie ? Pour répondre à ces questions, nous proposons d'analyser ce paysage grâce à des critères quantitatifs de caractérisation morphologique, notamment les indices de concavité et la distribution des pentes, que le MNT-IPGP nous permet de calculer.

1 Amélioration de la carte hydrographique dérivée du MTN-IPGP

Nous devons tout d'abord corriger le chemin obtenu par l'algorithme de routage depuis le MNT-IPGP. En effet, les deux critères de caractérisation morphologique des rivières que nous souhaitons utiliser (indice de concavité normalisé et indice de concavité θ) se basent sur l'étude du profil longitudinal des rivières qui dépend du routage. Nous devons donc nous assurer que le routage calculé sur notre topographie suit au mieux les rivières observées.

Pour rappel, le terme de routage désigne le calcul du chemin suivi par un fluide soumis à une topographie grâce à un algorithme de descente du gradient. Si on applique un seuil sur le nombre de cellules drainées, il fournit une carte hydrographique de la zone étudiée (cf. Figure 3.3.1) très utile pour les analyses hydrologique et géomorphologique de la région.

Cependant, lorsqu'on compare la carte hydrographique issue du calcul du routage et les rivières observées sur la mosaïque d'images DISR, on constate quelques différences (Figure III.25). Ce problème est lié à la forte sensibilité du calcul de routage aux variations du champ scalaire d'élévation. La présence de bruit dans le MNT peut donc fausser les directions d'écoulement prédites pour le fluide. Ce biais est fréquent sur Terre où l'on dispose pourtant de MNT très précis. Des informations complémentaires sur les cours d'eau sont alors utilisées pour conditionner le MNT, ajuster le routage et ainsi produire des cartes hydrographiques en meilleur accord avec les réseaux hydrographiques (Lehner et al., 2008 ; Yamazaki et al., 2017 ; Yamazaki et al., 2019). Plusieurs éditions manuelles du MNT sont alors requises pour garantir la génération de cartes hydrographiques de qualité telles que celles dérivées de la base de données HydroSHEDS [1], développée à partir du MNT SRTM3 (Shuttle Radar Topography Mission). On dit alors que le MNT est « hydrologiquement » conditionné.

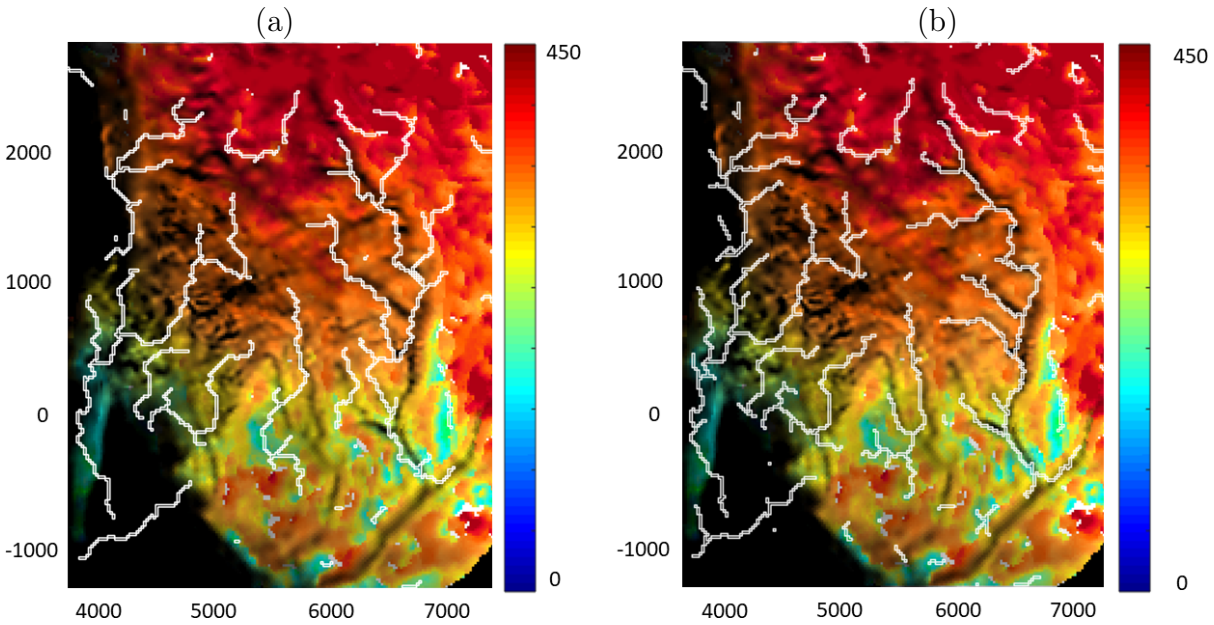


FIGURE IV.1. Superposition du MNT-IPGP et de l'orthoimage avec indiqué en blanc (a) le routage initial et (b) le routage réorienté par conditionnement hydrologique. Les barres de couleur indiquent l'élévation du MNT (en m). Les coordonnées (en m) sont dans le repère tangent local.

Nous avons décidé d'utiliser le même procédé sur Titan, en modifiant légèrement le MNT-IPGP de manière à réorienter le routage et ainsi améliorer la carte hydrographique de la région. Comme auparavant, nous nous concentrons sur les deux réseaux de rivières situés à droite de la scène, laissant de côté les rivières plus courtes et difficilement discernables à gauche de la scène (Figure III.15). Ces modifications sont supervisées, elles

1. https://www.hydrosheds.org/

doivent rester inférieures à la précision altimétrique atteignable EP calculée précédemment (cf. partie III.3.2.4). Il n'est d'ailleurs pas étonnant de constater que les zones où le routage « suit » le moins bien les rivières observées correspondent aux régions où les valeurs de EP sont les plus élevées. Concrètement, notre approche vise à augmenter ou à diminuer manuellement l'altitude des pixels situés dans les zones où le routage ne suit pas bien le cours des rivières observées sur l'orthoimage (tout en faisant attention à ce que la valeur ajoutée/soustraite soit inférieure à la valeur d'EP), à calculer le routage, puis à vérifier visuellement que celui-ci a bien été réorienté. Cette procédure est appliquée sur l'ensemble des zones où le routage doit être corrigé. 8% des pixels du MNT-IPGP ont été modifiés afin d'obtenir une carte hydrographique en accord avec les observations (Figure IV.1).

Le routage obtenu par conditionnement hydrographique est celui utilisé pour l'ensemble des études hydrologiques de notre site d'étude. En revanche, le MNT utilisé par la suite sera toujours celui non conditionné, obtenu en sortie de l'ajustement polynomial (cf. partie III.3.3.2) afin de ne pas modifier les valeurs d'altitude. Par la suite, nous étudierons uniquement la rivière principale située à droite du MNT (Figure IV.2) car c'est la mieux reconstruite.

FIGURE IV.2. Carte hydrographique sur laquelle la rivière principale apparaît en bleu.

2 Critères et outils d'analyse morphologique

L'extraction de la signature climatique d'une topographie est un sujet très étudié en géomorphologie. En particulier, plusieurs études se basant sur l'étude du profil longitudinal des rivières ont montré que le climat se manifestait au travers de la concavité des profils (Bull et Kirkby, 2002 ; Barnhart et al., 2009 ; Chen et al., 2019). Divers outils d'analyse de cette concavité ont alors été développés. Dans le cadre de notre étude, nous investiguerons deux critères, l'indice de concavité normalisé (NCI) et l'indice de concavité θ, qui ont été appliqués à des rivières terrestres soumises à des climats variés.

Outre l'analyse du profil longitudinal de la rivière, nous proposons également d'étudier la distribution des pentes sur l'ensemble de notre paysage. En effet, les pentes sont contrôlées par les processus d'érosion qui dépendent eux-même fortement du climat. D'autres facteurs comme la lithologie contrôlent aussi la distribution des pentes mais nous souhaitons voir quel est l'effet du climat et si cette distribution permet d'extraire ou non une signature climatique de la topographie.

2.1 Analyse du profil longitudinal des rivières

2.1.1 Indice de concavité normalisé NCI

L'indice de concavité normalisé NCI a été développé par Chen et al. (2019). Il repose sur une mesure directe du profil longitudinal de la rivière (Figure IV.3). Les profils longitudinaux concaves présentent des NCI négatifs, les profils rectilignes des NCI proches de 0 et les profils convexes des NCI positifs.

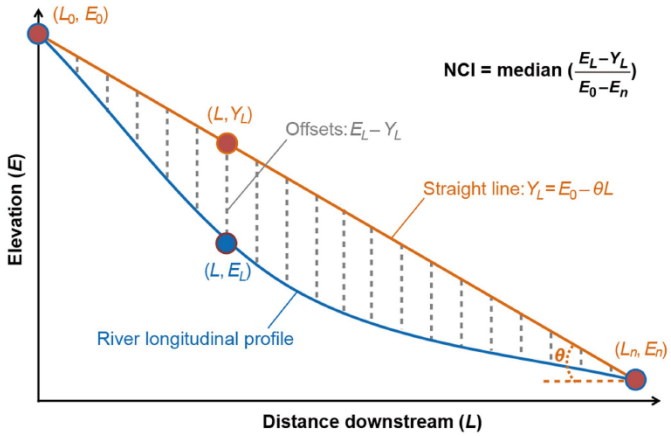


FIGURE IV.3. Méthode de mesure de l'indice de concavité normalisé NCI. La courbe orange correspond au profil longitudinal du tronçon principal d'une rivière et la droite bleue relie le point le plus en amont au point le plus en aval. (Crédits : Chen et al. (2019)).

Chen et al. (2019) ont évalué cet indice sur 333 502 rivières terrestres qu'ils ont classées selon le climat auquel elles étaient soumises. Ils ont pour cela utilisé la classification de Köppen-Geiger qui permet de scinder chaque région du monde en cinq grandes familles de climats : tropical, aride, tempéré, continental et polaire. Cette classification se base sur les variations annuelles et saisonnières de la température et sur le taux annuel et le régime de précipitation (Köppen, 1931 ; Geiger, 1961 ; Peel et al., 2007). L'étude de Chen et al. (2019) conclue que le NCI peut permettre d'extraire une signature climatique d'une topographie et que les paysages arides présentent généralement des profils longitudinaux rectilignes (i.e., NCI proche de 0).

2.1.2 Indice de concavité θ

L'indice de concavité θ est calculé à partir de l'outil χ-plot dont le principe est expliqué ci-dessous.

Dès lors que des processus géomorphologiques sont à l'œuvre, la topographie varie au cours du temps. Cette évolution est fortement influencée par les rivières qui sculptent le

paysage, formant des crêtes et des vallées au fur et à mesure qu'elles incisent le substrat et le sol. Une théorie largement acceptée par la communauté scientifique suppose que la géométrie des chenaux, leur pente et la topologie du réseau hydrographique peuvent tendre vers un état d'équilibre où l'érosion de la roche et le soulèvement tectonique se compensent (Howard, 1965). Certaines études montrent que cet équilibre peut exister dans certains paysages naturels mais que l'échelle à laquelle il s'applique est mal définie (Reneau et Dietrich, 1991 ; Meigs et al., 1999).

Plusieurs modèles d'incision proposent une description du profil topographique d'une rivière à l'équilibre. Ils reposent sur une loi modélisant l'incision nommée *stream power law* (SPL) qui stipule que le taux d'incision des rivières est le produit entre l'aire de drainage et la pente du chenal :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = K(x)A(x)^m \left|\frac{\partial z}{\partial x}\right|^n, \tag{IV.1}$$

avec z l'élévation (en m), t le temps (en s), x la distance horizontale (en m), K le coefficient d'érodabilité, m et n des constantes. K est un coefficient empirique difficile à évaluer. Il englobe plusieurs paramètres physiques tels que l'érodabilité du substrat, les taux de précipitation et la géométrie des chenaux. De la même manière, les coefficients m et n sont empiriques et généralement compris entre 0 et 1 avec $m/n \approx 0{,}5$ (Whipple et Tucker, 1999 ; Whipple, 2004 ; Kirby et Whipple, 2012 ; Croissant et Braun, 2014). Le rapport m/n correspond à l'indice de concavité θ.

La SPL est discutable car elle repose sur plusieurs facteurs empiriques. De nombreuses études l'ont évaluée sur des rivières naturelles avec des résultats divers (Sklar et Dietrich, 2001 ; Finnegan et al., 2007). Son champ d'application semble restreint : par exemple, il a été prouvé qu'elle ne s'appliquait pas aux zones orogéniques actives telles que l'Himalaya ou Taïwan qui sont dominées par la tectonique et donc pas à l'équilibre dynamique (Lague, 2014). Plusieurs études ont également montré son incapacité à saisir des aspects importants de la dynamique des rivières tels que la variation de la largeur des chenaux avec les taux d'incision (Lavé et Avouac, 2001 ; Whittaker et al., 2007) ou l'impact de l'apport en sédiments sur l'incision (Sklar et Dietrich, 2001 ; Finnegan et al., 2007 ; Cook et al., 2013). De plus, elle ne repose sur aucune grandeur physique comme la taille de grains, la densité des sédiments et du fluide, etc. Ces variables sont incluses dans le paramètre K, qu'il est très difficile voire impossible à étalonner précisément. Néanmoins, cette loi, bien que physiquement discutable, permet de bien reproduire les morphologies d'incision dans les modèles d'évolution des paysages, aussi est-elle largement utilisée (Dietrich et al., 2003 ; Lague, 2014).

Elle est notamment utilisée pour le calcul du χ-plot, outil d'analyse des rivières (Royden et al., 2000 ; Perron et Royden, 2013). Le χ-plot vise à transformer la coordonnée horizontale du profil longitudinal d'une rivière en une ligne dont la concavité est égale au coefficient d'incision θ.

Pour cela, il faut partir du modèle d'incision reposant sur la SPL :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x) - K(x)A(x)^m \left|\frac{\partial z}{\partial x}\right|^n, \tag{IV.2}$$

avec U le taux de soulèvement (en m/an) et K le coefficient d'incision. Nous supposerons que U et K ne varient pas dans le temps à l'échelle de la formation de la rivière.

Comme le paysage est supposé être à l'état d'équilibre, l'élévation ne varie pas dans le temps ($\partial z/\partial t = 0$) et l'équation IV.2 devient

$$\left|\frac{\partial z}{\partial x}\right| = \left(\frac{U(x)}{K(x)}\right)^{1/n} A(x)^{-m/n}. \tag{IV.3}$$

En intégrant l'équation IV.3 le long de la rivière, on obtient

$$\int dz = \int \left(\frac{U(x)}{K(x)A(x)^m}\right)^{1/n} dx. \tag{IV.4}$$

Si x_b est le point le plus en aval de la rivière à partir duquel on intègre, on obtient :

$$z(x) = z(x_b) + \int_{x_b}^{x} \left(\frac{U(x)}{K(x)A(x)^m}\right)^{1/n} dx. \tag{IV.5}$$

En supposant que le soulèvement tectonique et que le taux d'incision ne varient pas spatialement, alors l'équation IV.5 prend la forme

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} \int_{x_b}^{x} \frac{dx}{A(x)^{m/n}}. \tag{IV.6}$$

Le but étant de tracer des profils longitudinaux de rivières, le coefficient sous l'intégrale doit être exprimé en unité de longueur. C'est pourquoi on introduit une aire drainée de référence A_0 :

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{KA_0^m}\right)^{1/n} \chi, \tag{IV.7}$$

avec

$$\chi = \int_{x_b}^{x} \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{m/n} dx. \tag{IV.8}$$

Le tracé de χ en fonction de z est appelé χ-plot. L'équation (IV.7) est une droite de coefficient directeur $U^{1/n}/KA_0^{m/n}$ car $A(x)$ est la valeur de l'aire drainée au point x, donc $A_0/A(x)$ est une constante. Les valeurs de m et n sont généralement comprises entre 0 et 1 et le rapport m/n (i.e., l'indice de concavité θ) est ajusté par régression linéaire afin d'obtenir la courbe la plus linéaire possible. Plusieurs études (Bull et Kirkby, 2002 ; Barnhart et al., 2009) ont évalué cet indice de concavité θ sur Terre et ont montré que des valeurs supérieures ou égales à 0,7 étaient typiques de climats humides alors que des valeurs inférieures à 0,7 correspondaient à des climats arides à semi-arides.

2.2 Distribution des pentes

L'analyse de la distribution des pentes n'a jamais été testée pour extraire la signature climatique d'un paysage. C'est pourquoi, nous avons évalué ce critère sur 40 paysages terrestres soumis à des climats différents. La sélection des paysages se base sur la classification de Köppen-Geiger. Les 40 paysages choisis correspondent à deux types de climats extrêmes, un climat aride et un climat humide/tropical (Figure IV.4). Ainsi, nous avons

sélectionné 20 paysages en Namibie, Somalie et Afrique du Sud (climat aride) et 20 paysages à Kauai, en Papouasie Nouvelle Guinée et en Indonésie (climat tropical). Chacun de ces paysages contient au moins un bassin versant et leur MNT a été généré à partir de données de la mission SRTM1 (Shuttle Radar Topography Mission) qui présente un échantillonage spatial horizontal d'environ 30 m.

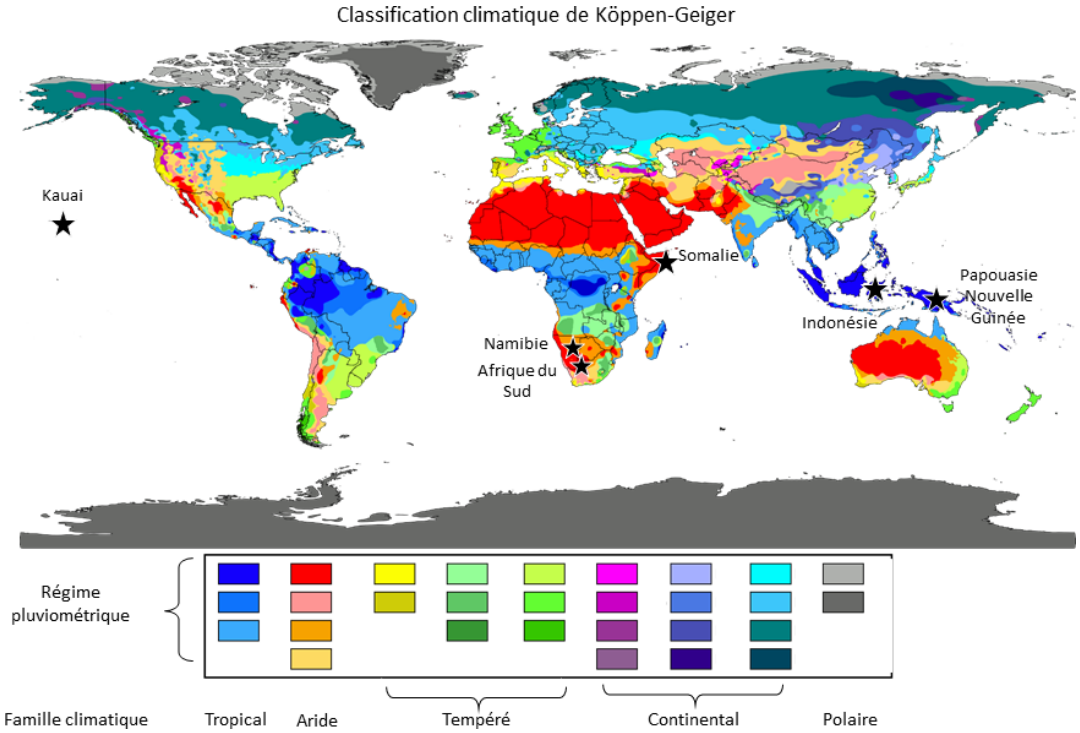


FIGURE IV.4. Carte de classification climatique de Köppen-Geiger (d'après Peel et al., 2007) sur laquelle ont été ajoutés les emplacements des 40 paysages sélectionnés (étoiles noires).

Nous avons ensuite calculé l'histogramme des pentes des 40 paysages sur l'ensemble de la scène. Pour plus de lisibilité, seule la médiane des histogrammes des paysages soumis à un climat donné est tracée (Figure IV.5). Il apparaît clairement que la forme et les valeurs prises par les histogrammes se distinguent en fonction de la famille climatique auquel est rattaché le bassin versant. La médiane des histogrammes des paysages humides présentent une distribution plutôt symétrique centrée sur son mode (valeur la plus fréquente et donc pic de l'histogramme) tandis que celle des paysages arides est asymétrique (Figure IV.5). Les paysages arides présentent des pentes plus faibles avec une médiane égale à 9° tandis que les paysages humides présentent des pentes plus fortes avec une médiane égale à 33°.

Pour aller plus loin dans l'analyse, nous avons tracé les diagrammes de dispersion de la valeur médiane de l'histogramme, du mode de l'histogramme et du coefficient d'asymétries correspondant aux distributions de pentes des 40 paysages. Ces diagrammes mettent en évidence le regroupement des paramètres de forme des distributions en deux groupes distincts et permet ainsi de scinder les 40 paysages en fonction de leur famille climatique (Figure IV.6). A l'exception de deux paysages humides dans la Figure IV.6c, les paysages arides et les paysage humides forment deux groupes bien distincts. Ces critères sur la distributions des pentes peuvent donc être utilisés pour extraire la signature climatique d'un paysage ou du moins, leur appartenance à une grande famille climatique.

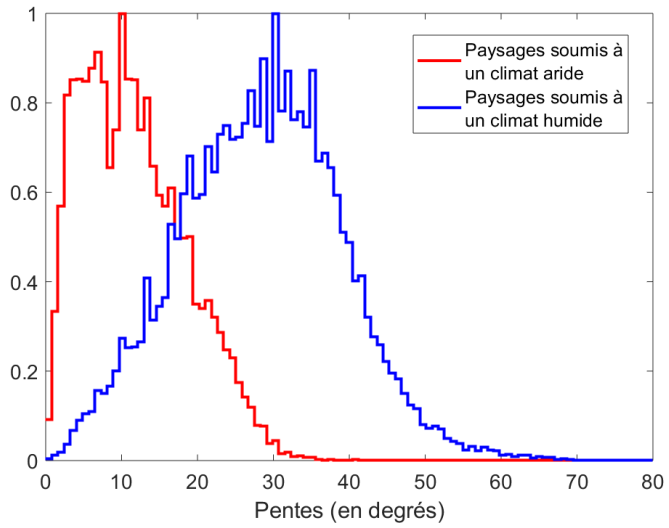


FIGURE IV.5. Médianes des 40 histogrammes des pentes calculés sur les paysages terrestres. Les histogrammes sont normalisés à leur valeur maximale.

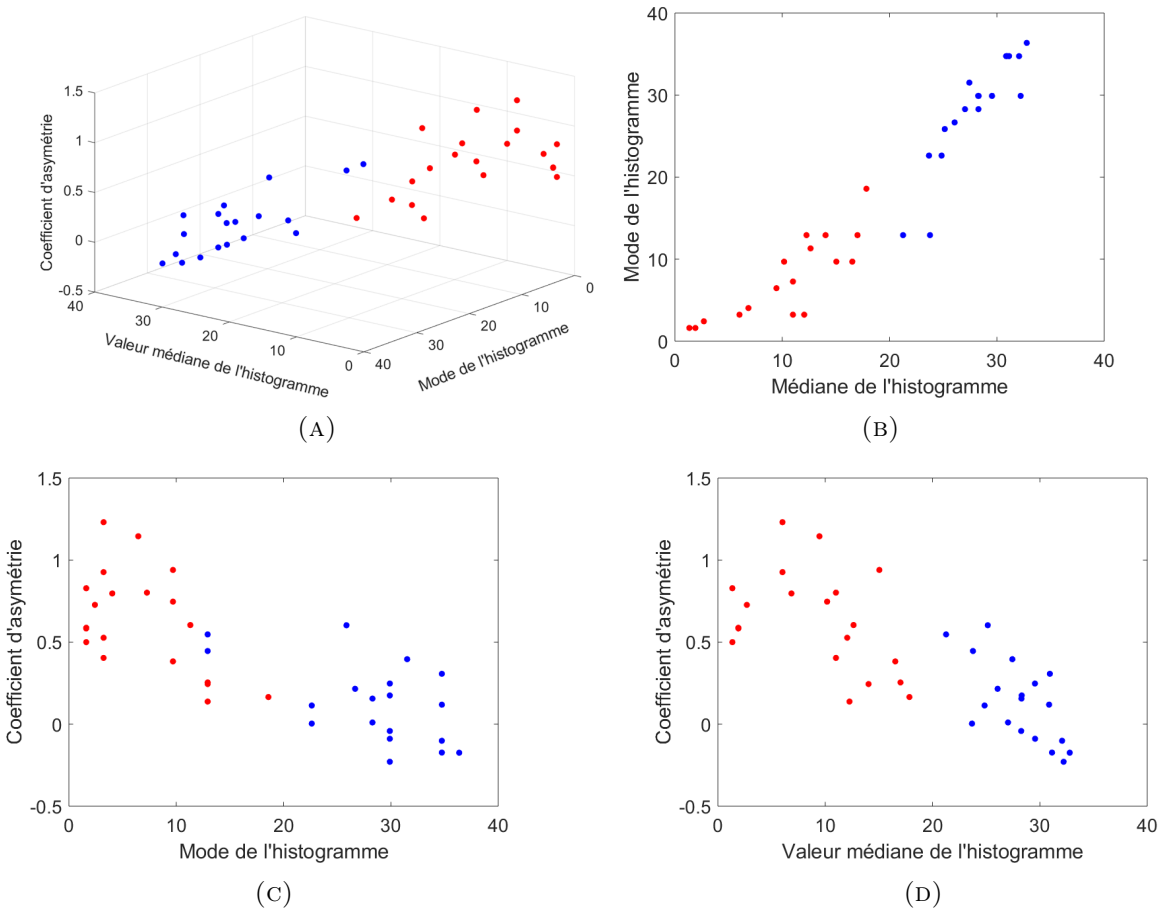


FIGURE IV.6. Diagrammes de dispersion des modes, médianes et asymétries des 40 distributions de pentes des paysages terrestres sélectionnés (climat tropical en bleu et climat aride en rouge).

3 Application à Titan

Nous avons commençé à analyser la concavité du profil de la rivière principale de Titan (Figure IV.2). L'indice de concavité normalisé (NCI) et l'indice de concavité (θ) ayant déjà été évalués sur Terre, nous ne les testerons ici que sur les deux paysages terrestres soumis à un climat aride (Namibie) et tropical (Kauai).

Le NCI est égal à -0,3 pour le paysage de Kauai, attestant d'un profil de rivière concave et d'un climat humide (Figure IV.7) et nul pour le paysage de Namibie, attestant d'un profil de rivière rectiligne et d'un climat aride (Chen et al. (2019)). L'indice de concavité normalisé du profil de la rivière principale de Titan est quant à lui égal à -0,09. Cette valeur proche de 0 indique un profil plutôt rectiligne et donc un paysage soumis à un climat aride d'après Chen et al. (2019).

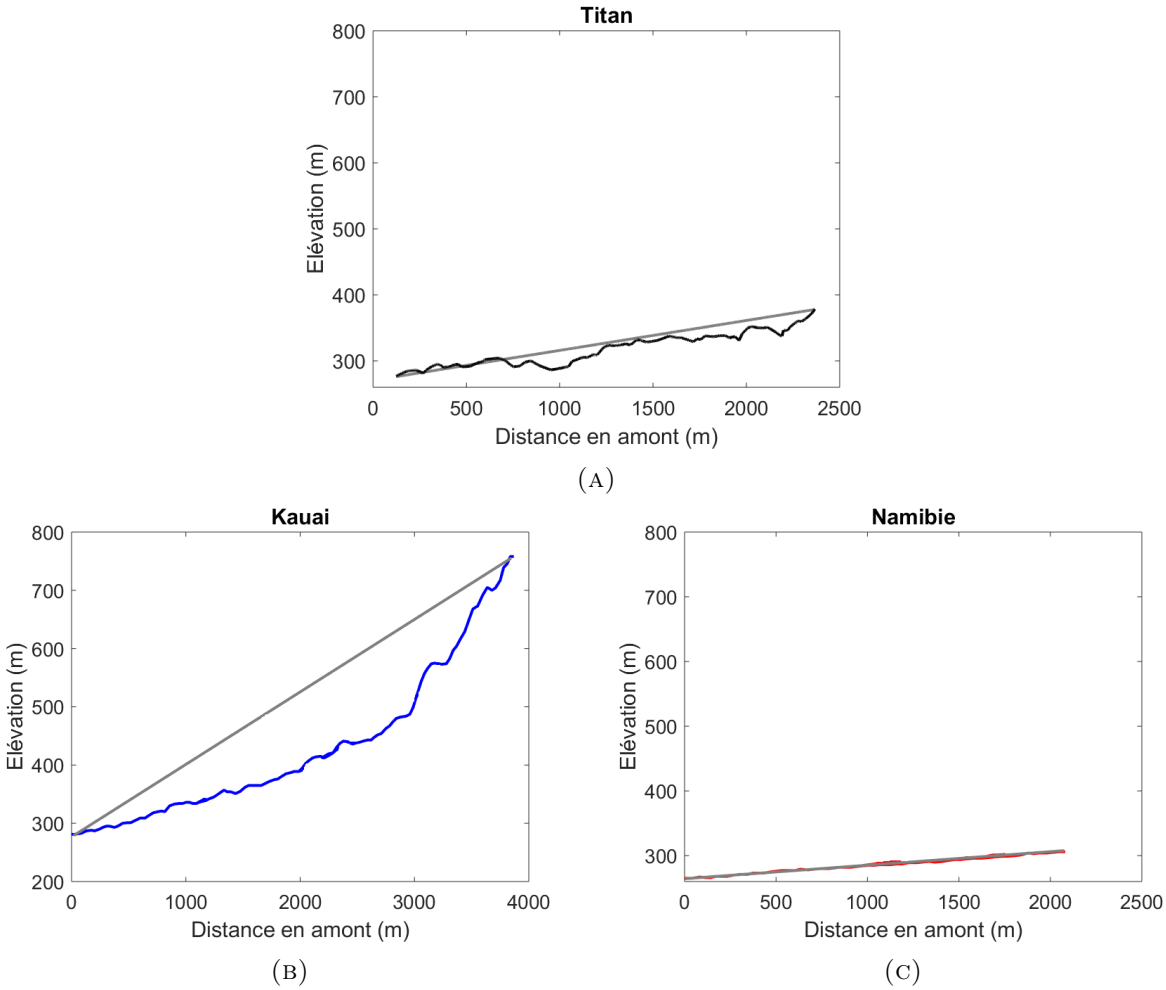
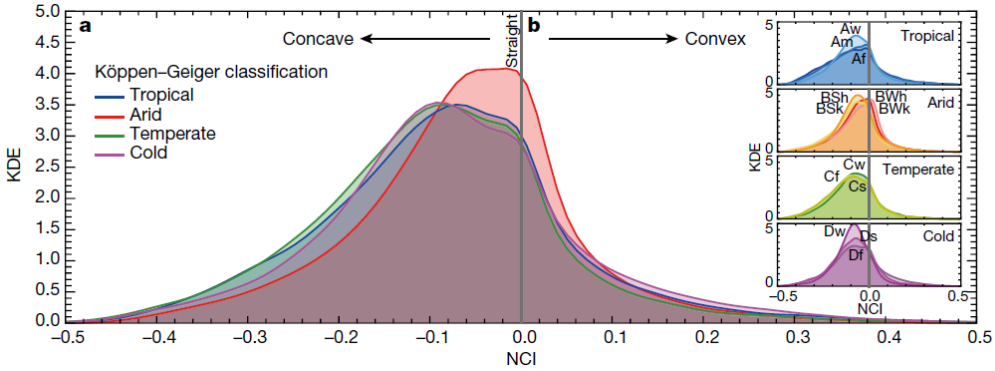


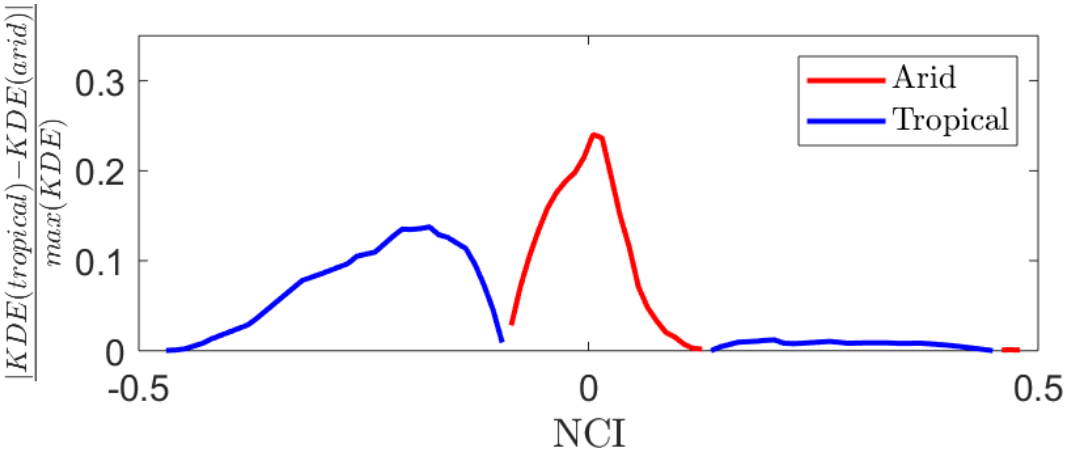
FIGURE IV.7. Profils longitudinaux des tronçons principaux des rivières de (A) Titan, (B) Kauai et (C) Namibie.

Ces résultats doivent être néanmoins interprétés avec précaution. En effet, une étude approfondie des travaux de Chen et al. (2019) montre que le NCI est en réalité peu discriminant. Si l'on se base sur la figure IV.8a tirée de Chen et al. (2019) montrant les densité de probabilités des valeurs de NCI pour quatre climats différents, on remarque que les distributions des valeurs de NCI pour les trois familles climatiques (climat « tropical », « tempéré » et « froid ») sont très proches les unes des autres. Si l'on fait la différence

(normalisée par la valeur maximale) entre la distribution des valeurs de NCI pour les climats « aride » et « tropical » – les trois distributions « tropical », « tempéré » et « froid » étant presque confondues, nous pourrions choisir n'importe quelle autre distribution – on obtient la courbe de la figure IV.8b montrant qu'une rivière a au maximum 24% de chance de plus de faire partie de la famille de climat aride lorsque sa valeur de NCI est proche de 0. Autrement dit, il y a au maximum une différence de 24% entre les distributions, ce qui n'est pas significativement discriminant d'un point de vue statistique.



(A)



(B)

FIGURE IV.8. (A) Comparaisons des valeurs du NCI pour quatre grandes zones climatiques de Köppen-Geiger grâce à un calcul de Kernel Density Function, qui est une fonction de densité de probabilité non paramétrique (crédits : Chen et al., 2019). (B) Différence normalisée entre le KDE de la famille climatique aride et de la famille climatique tropicale.

La valeur de NCI de -0,09 obtenue sur Titan est presque située à l'intersection entre des quatre courbes de la figure IV.8b. D'après cette figure, la probabilité que le paysage de Titan appartienne à la famille des climats arides est plus grande de seulement 2%, ce qui n'est pas discriminant et ne permet pas de conclure définitivement sur le climat de notre site d'étude sur Titan.

Nous avons ensuite tracé le χ-plot des trois paysages afin d'extraire la valeur de l'indice de concavité θ (IV.9). Il est égal à 0,8 pour Kauai, ce qui correspondrait à un χ-plot convexe et un climat humide (Bull et Kirkby, 2002 ; Barnhart et al., 2009). L'indice de concavité de la Namibie et de Titan ont des valeurs très proches, respectivement 0,48

et 0,47, ce qui correspondrait à des paysages arides à semi-arides (Bull et Kirkby, 2002 ; Barnhart et al., 2009).

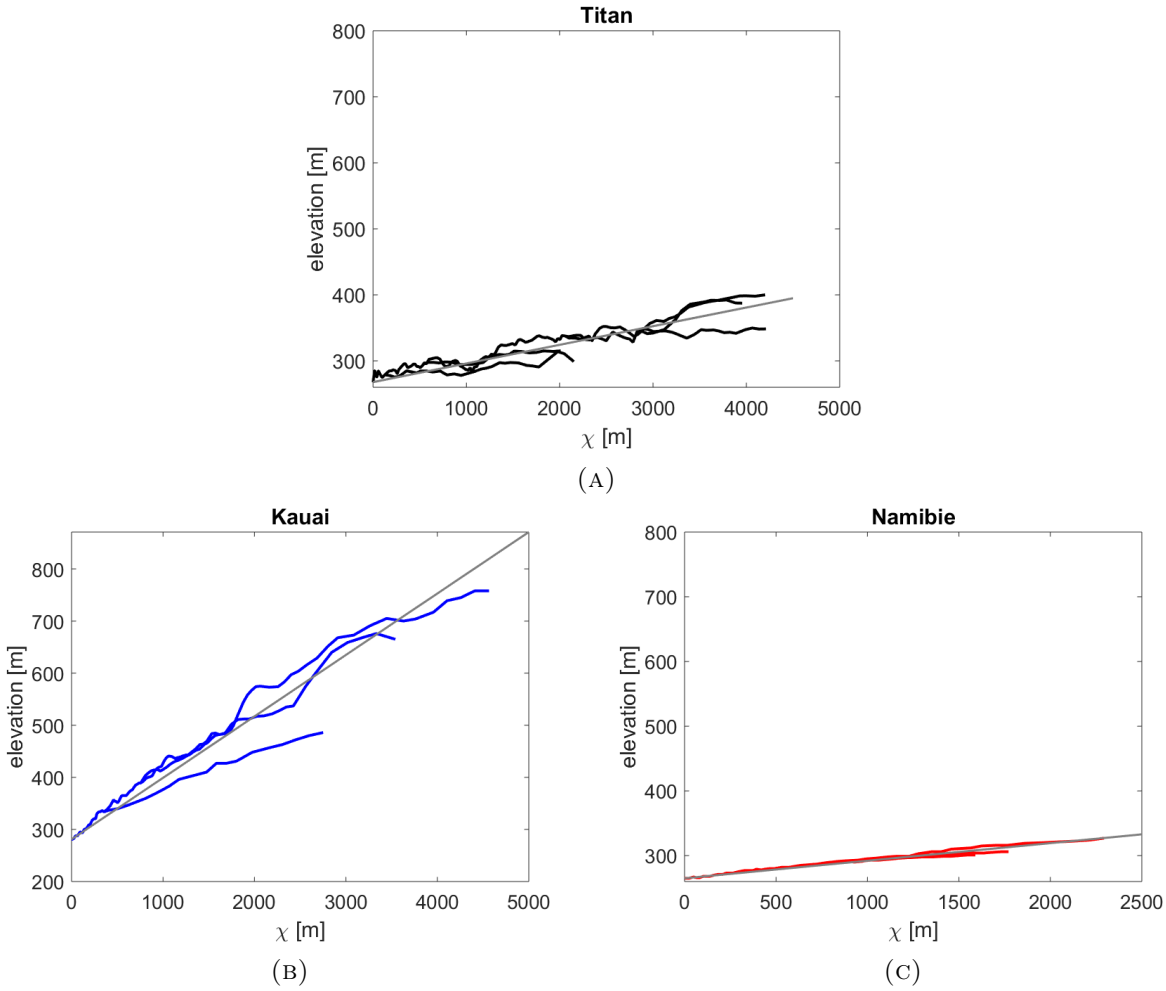


FIGURE IV.9. χ-plot des rivières de (A) Titan, (B) Kauai et (C) Namibie.

Enfin, nous avons étudié la distribution des pentes de notre site d'étude situé à l'équateur de Titan. Nous traçons d'abord l'histogramme normalisé des pentes et le comparons aux histogrammes terrestres. De même que pour la figure IV.5, nous ne traçons que les histogrammes des valeurs médianes des pentes des 20 paysages arides et des 20 paysages humides pour les paysages terrestres. On peut remarquer que le mode de l'histogramme de Titan est très proche de celui de l'histogramme des paysages arides terrestres, avec des valeurs respectives de 8° et 9° contre 33° pour celui des paysages humides. La forme de la distribution du paysage de Titan est également plus proche de celle de l'histogramme des paysages arides de par son asymétrie vers les pentes à plus fortes valeurs.

Pour aller plus loin dans cette étude, nous ajoutons la médiane des pentes du paysage de Titan, leur asymétrie et leur mode aux graphes de la Figure IV.6 afin de voir si Titan se rattache au groupe d'une des deux familles climatiques. D'après la Figure IV.11, on remarque que l'asymétrie, le mode et la médiane de la distribution des pentes du paysage de Titan se rattachent systématiquement au groupe des paysages terrestres soumis à un climat aride.

En résumé, même s'il semble indiquer une appartenance à la famille des paysages plutôt arides, le premier critère (NCI) appliqué à notre site d'étude sur Titan ne permet pas de conclure sur la signature climatique de la topographie car il est peu discriminant. Néanmoins, les deux autres critères (indice de concavité θ et distribution des pentes) convergent dans la même direction et tendent à confirmer que notre site d'étude possède des caractéristiques morphologiques le rattachant aux paysages terrestres soumis à un climat aride.

Cette étude donne une première indication sur le climat à l'équateur de Titan. Le site étudié semble être soumis à un climat aride, ce qui est cohérent avec les connaissances actuelles du climat de Titan (voir partie 1.3.4 du chapitre II). Néanmoins, les critères utilisés sont peu discriminants et essentiellement qualitatifs, ce qui ne nous permet pas d'extraire avec précision une signature climatique de la topographie. Afin de confirmer ce scénario et d'approfondir l'étude climatique de l'équateur de Titan, nous allons étudier plus finement l'impact du climat sur la morphologie des rivières observées. Pour cela, nous allons évaluer des taux de précipitations à l'aide de la morphologie des rivières de notre site d'étude et à partir de calculs analytiques basés sur la théorie de la rivière au seuil.

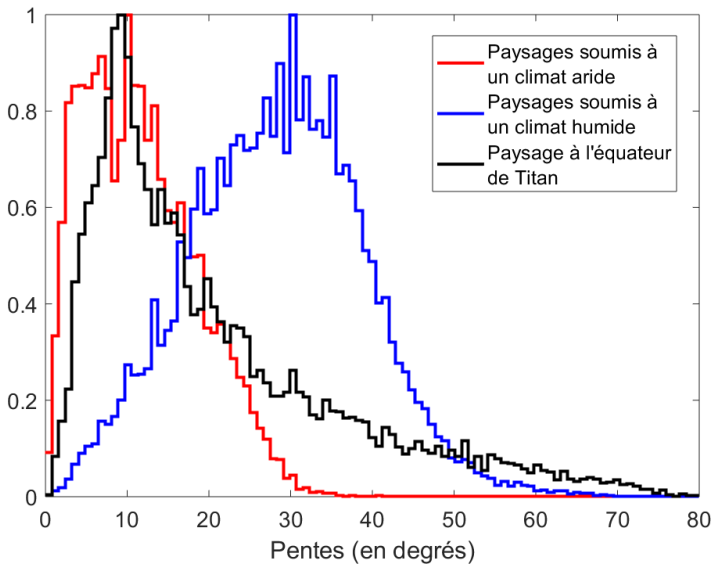


FIGURE IV.10. Médianes des 40 histogrammes des pentes calculés sur les paysages terrestres et histogramme des pentes de Titan. Les histogrammes sont normalisés à leur valeur maximale.

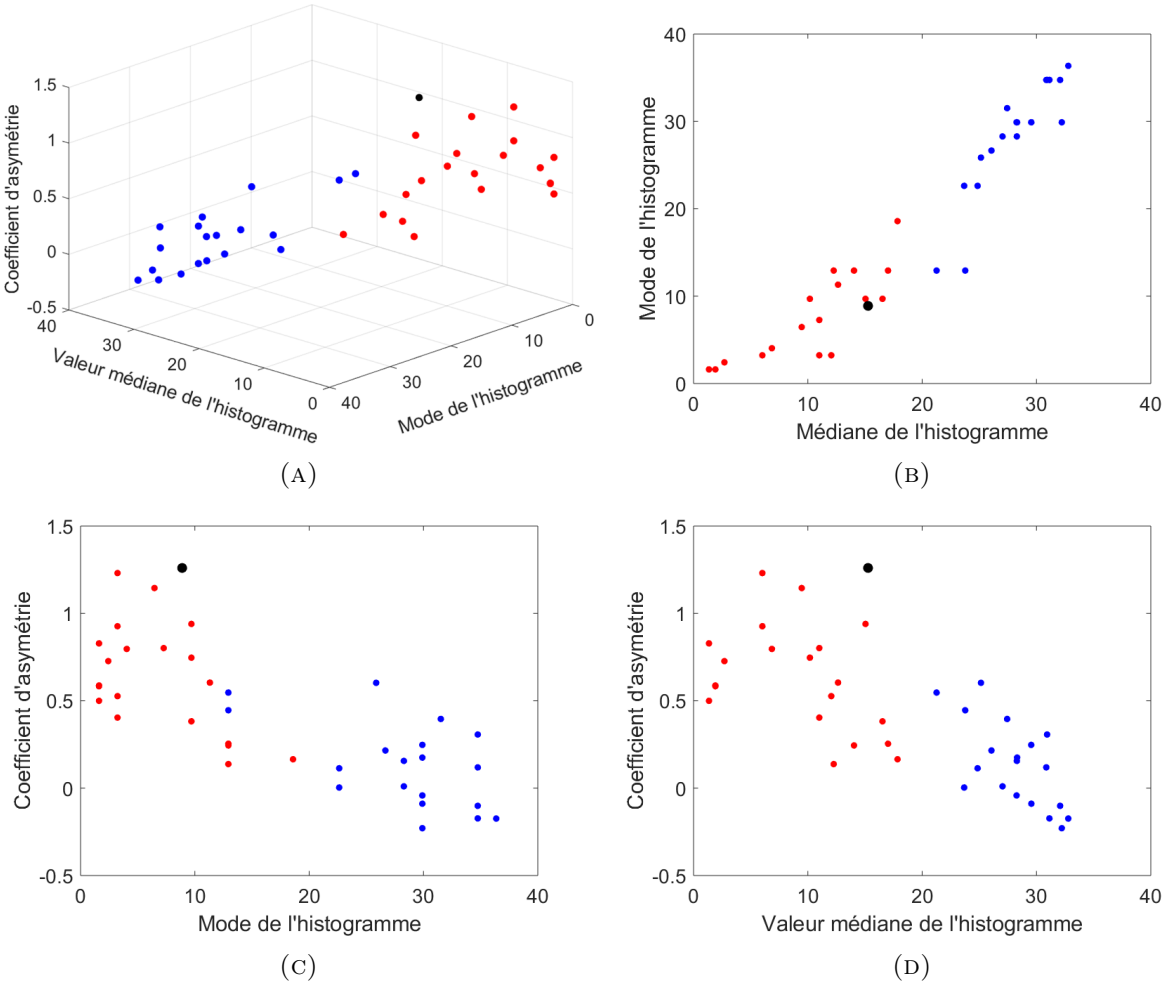


FIGURE IV.11. Diagrammes de dispersion des modes, médianes et asymétries des 40 distributions de pentes des paysages terrestres (tropicales en bleu et arides en rouge) et de la distribution de notre site d'étude sur Titan (en noir).

Chapitre V

Hydrologie et transport sédimentaire à l'équateur de Titan

1 Généralités sur les rivières 96
1.1 Érosion fluviale 96
1.2 Seuil de mise en mouvement 97
1.3 Forme d'équilibre d'une rivière 98
1.4 Relation entre le débit et les paramètres morphologiques de la rivière 100
1.4.1 Écoulement turbulent 100
1.4.2 Écoulement laminaire 101
2 Application à Titan 101
2.1 Transport sédimentaire sur Titan 101
2.1.1 Transport sédimentaire sur Titan : état de l'art 102
2.1.2 Régime d'écoulement des rivières sur Titan 103
2.2 Étalonnage des paramètres de l'équation du débit pour Titan . . 103
2.2.1 Densité des sédiments ρ_s et de l'agent fluide ρ_f 104
2.2.2 Granulométrie des sédiments ds 104
2.2.3 Nombre de Shields critique θ_t 105
2.2.4 Coefficient de frottement / angle d'avalanche μ_t 106
2.2.5 Coefficient de friction c_f 107
2.2.6 Pente longitudinale S 108
2.2.7 Largeur de la rivière W 108
2.2.8 Synthèse 109
2.3 Analyse de sensibilité des paramètres 109
2.4 Incertitudes liées aux paramètres 110
3 Estimation du taux de précipitations sur Titan 110
3.1 Applicabilité à Titan 111
3.2 Analyse du réseau hydrographique 112
3.3 Estimation du débit moyen 116
3.4 Rapport d'aspect 117
3.5 Taux de précipitation et comparaison aux estimations existantes . 117
3.5.1 Estimation de débits et de pluviométrie sur Titan 118
3.5.2 Application du modèle analytique 119

3.6 Conclusion 121

Nous souhaitons aller plus loin dans l'étude climatique de l'équateur de Titan et relier les morphologies fluviales observées aux taux de précipitation. L'idée est de comprendre quelle pluviométrie est requise pour former ces rivières et si ces morphologies sont soumises à un climat aride. Notre approche repose sur des calculs analytiques basés sur la dynamique des rivières et sur la théorie de la rivière au seuil (expliquée en partie V.1.2).

1 Généralités sur les rivières

1.1 Érosion fluviale

On distingue deux types de rivières naturelles : les rivières alluviales qui s'écoulent sur un lit de sédiments et les rivières à fond rocheux qui se creusent directement dans la roche mère ou le substrat. Dans les deux cas, elles résultent de l'érosion de la surface sous l'action d'un liquide. L'érosion se définit comme le détachement et le transport de particules de sol de leur emplacement d'origine par différents agents (liquide, vent) vers un lieu de dépôt. On différencie les types d'érosions en fonction de l'agent responsable (liquide, vent, gravité), de l'action érosive (chimique, mécanique, thermique) ou du lieu où se déroule l'érosion (littoral, fleuve). On parle d'érosion hydrique lorsque des particules de sol ou de roche sont arrachées par ruissellement d'un liquide. Si ce type d'érosion intervient dans une rivière, on parle alors d'érosion fluviale (Anderson et Anderson, 2010).

Il existe deux grand mécanismes d'écoulement : le ruissellement de surface et l'écoulement de subsurface qui résulte de l'infiltration du liquide dans le sol ou la roche mère. De manière générale, le ruissellement intervient lorsque qu'il n'y a plus d'infiltration. Cela peut se produire dans deux cas :

— l'intensité des pluies dépasse la vitesse d'infiltration. Cette situation s'observe lorsque les sols sont très peu perméables (comme les argiles) ou qu'ils sont compacts. On parle alors de ruissellement hortonien (« Horton overland flow »).

— le sol est saturé d'eau et ne peut plus absorber le surplus arrivant en surface. Cela se produit lorsque la nappe d'eau est saturée et affleure en surface. On parle de ruissellement à partir de sols saturés (« excess saturation overland flow »).

L'eau d'un bassin versant ruisselle vers une rivière pour former un écoulement concentré, transportant le liquide et les sédiments de l'amont vers l'aval. Une rivière fonctionne généralement en régime non-érosif. Au premier ordre, l'érosion hydrique n'intervient que lors des crues, lorsque les rivières gonflent rapidement et que leur débit augmente. En dehors de ces épisodes extrêmes, la rivière est dite au seuil d'équilibre d'après la théorie de Glover et Florey (1951). Selon leur raisonnement, la rivière s'auto-organise de manière à ce que les sédiments de son lit soient au seuil de mise en mouvement (cf. partie V.1.2). Dans ce cas, les grains les plus lourds appelés charge de fond, qui sont directement responsables de la morphologie de la rivière et dont le mode de transport est le charriage, ne sont pas transportés par écoulement ; les particules en suspension, trop fines pour influencer la forme de la rivière et dont l'écoulement est bien au-dessus de leur seuil de mise en mouvement, sont elles toujours transportées. Cette théorie est une représentation simplifiée des phénomènes, par conséquent elle n'est jamais parfaitement vérifiée dans la

nature étant données la complexité et la variabilité des systèmes naturels. Néanmoins, elle fournit une bonne approximation au premier ordre de la dynamique et du transport sédimentaire d'une rivière.

Lorsqu'une rivière est au seuil, les paramètres qui définissent la morphologie du lit (pente, largeur et hauteur d'eau) sont relativement stables dans le temps. Plusieurs études de terrain se sont intéressées à la forme d'équilibre d'une rivière et ont tenté de relier ses paramètres morphologiques (largeur, pente, etc.) à ses paramètres d'écoulement (débit, taille des sédiments, etc.). La plus connue est sans doute la formule de Lacey (Lacey, 1930), qui relie empiriquement la largeur d'une rivière W (en m) avec la racine carrée de son débit Q_w (en $\mathrm{m}^3.\mathrm{s}^{-1}$) :

$$W \propto Q_w^{1/2}. \tag{V.1}$$

D'autres lois stipulent que la pente d'une rivière est inversement proportionnelle à la racine carrée du débit.

La formule de Lacey est restée empirique jusqu'à ce que Glover et Florey (1951) calculent la forme de la section transversale d'un canal dont le lit est au seuil de mouvement. Des études récentes se sont basées sur la théorie de la rivière au seuil pour établir une relation plus précise entre les paramètres morphologiques d'une rivière et son écoulement (Devauchelle et al., 2010 ; Seizilles et al., 2013 ; Seizilles, 2013 ; Métivier et al., 2017 ; Abramian, 2018). En particulier, cette relation met en place un rapport d'aspect entre la largeur, la pente et le débit, c'est-à-dire que l'évolution de l'un de ses paramètres influence directement les autres. L'ensemble de ces travaux a été réalisé sur des rivières alluviales mais d'autres travaux (Phillips et Jerolmack, 2016) ont également vérifié la théorie du seuil pour des rivières à fond rocheux. Nous en tirerons partie pour estimer le débit des rivières de notre site d'étude. Avant cela, il est nécessaire de définir le seuil de mise en mouvement.

1.2 Seuil de mise en mouvement

D'après Glover et Florey (1951), la contrainte appliquée sur les particules à la surface du lit d'une rivière correspond au seuil d'entraînement lorsqu'elle est à l'équilibre. Afin de formaliser cela, intéressons-nous d'abord à l'ensemble des forces exercées sur un grain posé à la surface du lit, sur lequel s'écoule un fluide de densité connue. Pour commencer, nous nous plaçons dans le cas d'un lit plat horizontal. Deux forces entrent en compétition, la force tangentielle qui tend à mobiliser le grain et la force normale qui le maintient immobile. La force normale du grain dans le liquide F_n (en $\mathrm{N} \equiv \mathrm{kg.m.s}^{-2}$) n'est autre que le poids du grain déjaugé, auquel on a soustrait la poussée d'Archimède :

$$F_n = \alpha(\rho_s - \rho_f) g d_s^3, \tag{V.2}$$

avec ρ_s la masse volumique du sédiment (en $\mathrm{kg.m}^{-3}$), ρ_f la masse volumique du fluide (en $\mathrm{kg.m}^{-3}$), ds le diamètre du grain (en m), g l'accélération de la pesanteur (en $\mathrm{m.s}^{-2}$) et α un facteur de forme qui dépend de la géométrie du grain (il vaut par exemple $\pi/6$ pour une sphère et 1 pour un cube). Quant à la force tangentielle F_t (en N), il s'agit d'une force de traction qui tient compte de la contrainte de cisaillement du fluide :

$$F_t = \beta \tau d_s^2, \tag{V.3}$$

avec β un facteur de forme d'ordre 1 et τ la force tractrice (en N.m^{-2}). β dépend de la géométrie du grain et de la surface d'application de la contrainte de cisaillement. C'est un facteur très compliqué à déterminer car il dépend également du type d'écoulement et de l'organisation des grains dans le lit. Le rapport α/β est en général compris entre 0,3 et 0,6 (Seizilles, 2013). τ représente la force issue de la friction du liquide en mouvement sur le lit du chenal. Dans le cas d'un écoulement en eau peu profonde (la largeur de la rivière est grande comparée à sa profondeur, ce qui est le cas de la majorité des rivières naturelles) et quel que soit le régime d'écoulement (laminaire ou turbulent), cette force peut être définie comme :

$$\tau = \rho_f g D S, \tag{V.4}$$

avec D la hauteur d'eau du chenal (en m) et S sa pente (en m.m^{-1}). Selon la loi de Coulomb, le grain est entraîné si la force tangentielle est supérieure à la force normale, à un coefficient près, le coefficient de frottement μ dépendant de la nature du grain :

$$F_t \geq \mu F_n. \tag{V.5}$$

A l'équilibre, les forces se compensent et on a donc :

$$\mu_t = \frac{F_t}{F_n} = \frac{\beta\tau}{\alpha(\rho_s - \rho_f) g d_s}, \tag{V.6}$$

avec μ_t le coefficient de frottement à l'équilibre. Il y a entraînement si $\mu > \mu_t$. Dans le contexte fluvial, on utilise couramment le nombre de Shields pour exprimer la loi de Coulomb (Shields, 1936). Ce nombre adimensionné est défini par :

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_f) g d_s}. \tag{V.7}$$

Dans le cas d'une rivière au seuil, on a donc :

$$\theta_t = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_f) g d_s} = \mu_t \frac{\alpha}{\beta}, \tag{V.8}$$

avec θ_t le nombre de Shields critique, valeur au delà de laquelle les sédiments sont entraînés. Ce seuil critique dépend des conditions d'écoulement au voisinage des particules, de la taille des grains et de leur arrangement les uns par rapport aux autres (cf. partie 2.2.3).

1.3 Forme d'équilibre d'une rivière

Plaçons-nous à présent dans le cas plus réaliste d'une rivière inclinée à fond concave (Devauchelle et al., 2010 ; Seizilles et al., 2013 ; Seizilles, 2013 ; Métivier et al., 2017 ; Abramian, 2018). Dans ce cas, la profondeur de la rivière varie en fonction de la distance aux berges (Figure V.1). La norme des forces appliquées au grain du lit devient (Abramian, 2018) :

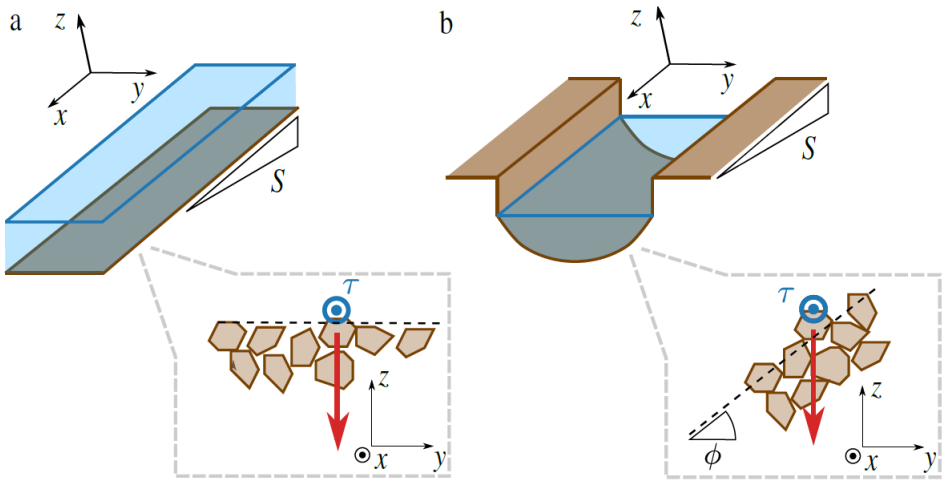


FIGURE V.1. Bilan des forces sur (a) un lit plat et (b) un lit à fond concave. (Crédits : Abramian, 2018)

$$F_n^2 = \left(\alpha(\rho_s - \rho_f) g d_s^3 \cos\phi\right)^2, \tag{V.9}$$

et

$$F_t^2 = (\beta \tau d_s)^2 + \left(\alpha(\rho_s - \rho_f) g d_s^3 \sin\phi\right)^2, \tag{V.10}$$

où ϕ est l'angle entre le fond du chenal et le haut de la rive (i.e., la pente transversale, Figure V.1). En plaine, la pente longitudinale S d'une rivière est en général comprise entre 10^{-6} et 10^{-1}, on peut donc négliger son apport à la force tangentielle. L'équation au seuil devient alors

$$\mu_t^2 \cos^2\phi = \left(\frac{\beta\tau}{\alpha(\rho_s - \rho_f) g d_s}\right)^2 + \sin^2\phi. \tag{V.11}$$

Dans le cas d'un écoulement en eau peu profonde où ϕ est très petit, on peut donc considérer que

$$\sin\phi \simeq \phi, \tag{V.12}$$

avec

$$\phi = \frac{dD}{dy}. \tag{V.13}$$

En prenant l'expression V.4, on obtient alors l'équation

$$\mu_t^2 = \left(\frac{\beta \rho_f D S}{\alpha(\rho_s - \rho_f) d_s}\right)^2 + \phi^2, \tag{V.14}$$

qui devient,

$$\mu_t^2 = \left(\frac{DS}{L}\right)^2 + \left(\frac{dD}{dy}\right)^2, \tag{V.15}$$

avec

$$L = \frac{\theta_t(\rho_s - \rho_f)d_s}{\mu_t \rho_f}. \tag{V.16}$$

Une solution de l'équation V.15 est :

$$D(y) = \frac{\mu_t L}{S} \cos\left(\frac{Sy}{L}\right), \tag{V.17}$$

avec $y = \pi L S^{-1}$.

Pour une rivière à l'équilibre, on obtient ainsi une relation simple entre la largeur du chenal W et la pente S :

$$W = \frac{\pi L}{S}. \tag{V.18}$$

1.4 Relation entre le débit et les paramètres morphologiques de la rivière

Plusieurs études ont relié le débit d'eau et la forme d'une rivière à fond concave (Devauchelle et al., 2010 ; Seizilles, 2013 ; Abramian, 2018). Pour cela, on intègre le profil de vitesse du fluide sur la largeur d'une section de la rivière. Or, cette vitesse varie en fonction de son régime d'écoulement (laminaire ou turbulent). Il existe donc des jeux d'équations propres à chaque régime (cf. partie V.2.1.2).

1.4.1 Écoulement turbulent

Pour un écoulement turbulent, il est possible de relier la vitesse moyenne du fluide et la force tractrice τ :

$$\tau = \rho_f (c_f U)^2, \tag{V.19}$$

avec U la vitesse moyenne du fluide (en m.s^{-1}) et c_f un coefficient de friction (sans unité). En mettant en relation cette équation avec l'expression de la force tractrice (équation V.4), on obtient la formule :

$$U = \frac{1}{c_f^2}\sqrt{gDS}. \tag{V.20}$$

On calcule ensuite le débit en intégrant la vitesse moyenne du fluide sur toute la largeur de la rivière.

$$Q_w = \int_W \int_D U dz dy. \tag{V.21}$$

On obtient ainsi l'expression du débit en fonction de la pente :

$$S = I\left(\frac{g\mu_t^3}{c_f^2}\right)^{1/4} L^{5/4} Q w^{-1/2}, \tag{V.22}$$

avec I une constante d'intégration égale à 1,32.

Or d'après l'équation V.18 il existe une relation entre la largeur et la pente. Le débit peut ainsi être relié à la largeur de la manière suivante :

$$W = \frac{\pi}{I}\left(\frac{c_f^2}{g\mu_t^3 L}\right)^{1/4} Q_w^{1/2} \tag{V.23}$$

Cette équation est en adéquation avec la formule de Lacey puisque la largeur varie en fonction de la racine carrée du débit.

1.4.2 Écoulement laminaire

D'après Seizilles (2013), le profil de vitesse d'un écoulement laminaire est de la forme :

$$U = \frac{gSD^2}{3\nu}, \tag{V.24}$$

avec ν la viscosité cinématique du fluide (en $m^2.\ s^{-1}$). Comme précédemment, en intégrant la vitesse sur la largeur du chenal on obtient :

$$S = \mu_t\left(\frac{4g}{9\nu}\right)^{1/3} L^{4/3} Q_w^{-1/3}, \tag{V.25}$$

et donc,

$$W = \frac{\pi}{\mu_t}\left(\frac{9\nu}{4gL}\right)^{1/3} Q_w^{1/3}. \tag{V.26}$$

Cette équation est similaire à la formule de Lacey, seul l'exposant (1/3 au lieu de 1/2) est différent. Cela est lié au fait que la formule de Lacey repose sur des mesures de terrain et que les rivières naturelles sont très majoritairement turbulentes.

2 Application à Titan

Nous avons vu qu'il était possible de prédire la forme d'une rivière à partir de son débit. Calculer la largeur d'une rivière peut s'avérer utile sur Terre, par exemple dans le cas d'un projet d'urbanisation, pour prédire les zones inondables en cas de crue. Dans notre cas, nous procédons en sens inverse : nous voulons nous servir de la forme des rivières observées pour déduire le débit, inconnu et non mesurable. Le débit est lié au taux de précipitation de méthane, grandeur cruciale pour la compréhension du climat de Titan. Pour cela, il est nécessaire de faire un point sur l'ensemble des connaissances actuelles en matière de transport sédimentaire sur Titan. Il est également important de bien comprendre l'ensemble des paramètres intervenant dans les relations pente/largeur/débit et de les dimensionner à notre zone d'étude sur Titan.

2.1 Transport sédimentaire sur Titan

La meilleur résolution atteinte par les caméras DISR lors de l'acquisition du réseau de rivières est de 13,7 m (Tableau III.2). Une telle résolution ne permettant pas de discerner

le fond des chenaux et les sédiments qui les tapissent, nous ne savons donc pas si les rivières observées sur le site d'atterrissage de la sonde Huygens sont de type alluvial ou à fond rocheux. Les seules images de sédiments à notre disposition sont celles acquises sur la plaine alluviale après l'atterrissage de la sonde, à environ 3-4 km de l'embouchure des rivières.

Comme expliqué dans la partie II.2.2, l'hypothèse la plus probable est que ces galets sont à la fois les agents et le résultat de l'incision des régions montagneuses sous l'action de précipitations de méthane. Celle-ci arrachent les sédiments enrichis en glace d'eau de la « roche mère » de Titan et les transportant vers la plaine où la sonde Huygens a atterri.

Nous supposerons par la suite que les précipitations de méthane sont la seule source d'écoulement de l'ensemble du réseau de rivières de la zone étudiée. Nous laisserons de côté l'éthane qui contribue très peu au cycle climatique. De plus, le liquide remplissant les canyons au Nord a montré une composition dominée par le méthane liquide (Mastrogiuseppe et al., 2019). En partant du postulat que le même liquide forme les rivières de l'équateur, le liquide s'écoulant dans les rivières est donc du méthane.

2.1.1 Transport sédimentaire sur Titan : état de l'art

Une des premières question qui se pose concerne l'action du méthane sur la glace d'eau pure à la température de surface de Titan et sa similarité avec l'action de l'eau sur la roche mère terrestre. Des expériences de laboratoire ont montré que, dans les conditions de température régnant à la surface de Titan (-180 °), la résistance à la traction de la glace d'eau (i.e., la contrainte qu'un matériau étiré peut supporter avant de se casser) variait en sens inverse de la température et se rapprochait de celle du granite sur Terre (Cuda Jr et Ash, 1984 ; Litwin et al., 2012). En revanche, la résistance à l'abrasion (i.e., la capacité d'une surface à résister à l'usure par frottement ou par impact) est de presque deux ordres de grandeur plus faible que la roche sur Terre (Collins, 2005). D'un autre côté, l'énergie cinétique fournie par l'impact des particules est inférieure d'un facteur 50 sur Titan en raison de la plus faible densité des sédiments et de la vitesse de chute plus lente.

Ainsi, les taux d'incision prédits par le modèle de saltation-abrasion de Collins (2005) sur Titan sont étonnamment similaires à ceux mesurés sur Terre car la faible gravité de Titan et la plus grande flottabilité de ses sédiments sont compensés par une plus faible résistance à l'abrasion comparée à une roche de même résistance à la traction sur Terre (Polito et al., 2009). Un des plus proche analogue en terme d'incision sur Terre serait une rivière creusée dans du grès.

Il est important de noter que seule la glace d'eau pure est considérée dans ces calculs. Or les galets du site d'atterrissage sont recouverts d'une fine couche de sédiments organiques d'origine atmosphérique. En entrant dans la composition du sol de Titan (e.g., Brossier et al., 2018), cette couche de matière organique mélangé à la glace d'eau pourrait jouer un rôle sur les taux d'incision car les hydrocarbures solides sont solubles dans le méthane (Cordier et al., 2009 ; Malaska et al., 2011 ; Cornet et al., 2012 ; Cornet et al., 2015).

Un deuxième point important à étudier est le comportement des grains arrachés au sol de Titan dans le méthane liquide. Burr et al. (2006) ont appliqué des calculs de transport sédimentaire à Titan : taux de cisaillement qui mesure le cisaillement au sein d'un fluide et vitesse de sédimentation qui représente la vitesse à laquelle un grain chute dans un liquide. Ils ont considéré des grains de glace d'eau pure et des sédiments organiques.

Leurs calculs indiquent que sous les conditions de Titan, les particules de glace et d'hydrocarbure solide tombent 3 à 4 fois plus lentement dans le méthane liquide que les grains de silicate dans l'eau sous les conditions terrestres. Cela est dû à la gravité plus faible qui règne sur Titan, qui est partiellement compensée par la viscosité plus faible du méthane. Ils ont également montré que pour une vitesse de cisaillement donnée dans un écoulement, des sédiments plus volumineux peuvent être transportés sur Titan. Autrement dit, Titan peut déplacer des grains de même taille que sur Terre à des vitesses d'écoulement plus faibles.

Lors de tempêtes convectives, les pluies torrentielles sur Terre peuvent créer une hyperconcentration de sédiments à grains fins et ainsi améliorer le transport de gros grains (Beverage et Culbertson, 1964). Ainsi, si des hydrocarbures solides en surface se combinent avec des pluies de méthane pour produire des flux hyperconcentrés sur Titan, le transport de sédiments de glace d'eau plus grossiers serait d'autant plus efficace (Collins, 2005 ; Burr et al., 2006).

2.1.2 Régime d'écoulement des rivières sur Titan

On rappelle que le régime de la rivière est déterminé par le nombre de Reynolds (adimensionnel) :

$$Re = \frac{Ud}{\nu}, \tag{V.27}$$

où U est la vitesse du fluide (en m.s^{-1}), d la dimension caractéristique (largeur de la rivière (en m) et ν la viscosité cinématique (en m^2. s^{-1}). On considère que lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à une valeur critique de 2000-3000, l'écoulement est laminaire, et qu'au delà il est turbulent.

Ce nombre ne peut malheureusement pas être calculé sur Titan car nous ne connaissons pas la vitesse caractéristique du fluide. Cependant, celle-ci étant proportionnelle à la gravité ou à sa racine carrée (cf. équations V.20 et V.24), on peut supposer qu'elle est entre 3 et 7 fois plus faible sur Titan que sur Terre. La viscosité dynamique du méthane liquide à 93 K et 1,5 bar a été mesurée par Diller (1980) (Tableau V.1) et est environ 10 fois plus faible que l'eau dans les conditions terrestres. Ainsi, si l'on considère une rivière de même taille, son nombre de Reynolds sera entre 30 et 70 fois plus grand sur Titan. Sachant que la grande majorité des rivières terrestres sont en régime turbulent (Burr et al., 2013a), on peut donc légitimement supposer qu'il en est de même sur Titan. Perron et al. (2006) étaient arrivés à la même conclusion mais avaient pour cela calculé la vitesse du fluide en supposant une gamme de largeurs et de tailles de grains.

2.2 Étalonnage des paramètres de l'équation du débit pour Titan

Nous nous plaçons dans le cas d'un régime turbulent pour le calcul du débit. En inversant les équations V.22 et V.23, nous avons le choix entre deux alternatives pour calculer le débit : l'une nécessite de connaître la pente et l'autre la largeur.

$$Q_w = \frac{I^2}{S^2}\left(\frac{g\mu_t^3}{c_f^2}\right)^{1/2} L^{5/2} \tag{V.28}$$

$$Q_w = \frac{I^2 W^2}{\pi^2} \left(\frac{g \mu_t^3 L}{c_f^2} \right)^{1/2} \tag{V.29}$$

Les paramètres à étalonner sont donc la masse volumique des particules et du fluide, la taille des sédiments, le nombre de Shields critique, les coefficients de frottement et de friction, la pente et la largeur de la rivière.

2.2.1 Densité des sédiments ρ_s et de l'agent fluide ρ_f

Le liquide présent en surface est le méthane, à une température de 93K et une pression de 1,5 bar. Comme expliqué en partie V.2.1.1, on considère que la surface est composée de glace d'eau potentiellement mélangée à des hydrocarbures solides. Nous prendrons donc comme masses volumiques celle de la glace d'eau pure et celle des hydrocarbures solides (qui ont un facteur 1,5 d'écart, cf. Tableau V.1). Notons que le rapport de masses volumiques ρ_s/ρ_f entre la glace d'eau mélangée à des organiques et le méthane liquide est similaire au rapport entre le quartz, minéral le plus commun sur Terre, et l'eau. Une gamme de valeurs de densité a été calculée sur Titan et comparée à des valeurs terrestres en choisissant parmi les roches terrestres les plus communes (Tableau V.1).

	Terre	Titan
Sédiment	Grès ρ_s =~1900 kg/m^3 Quartz ρ_s =2650 kg/m^3 Basalte ρ_s =2600-3300	Glace d'eau ρ_s =992 kg/m^3 Glace d'eau + organiques ρ_s =1200 kg/m^3 Organiques ρ_s =1500 kg/m^3
Agent fluide	Eau ρ_f =1000 kg/m^3 ν =1,31 $\times$ 10^{-6} m^2/s	Méthane ρ_f =450 kg/m^3 ν =4,2 $\times$ 10^{-7} m^2/s
Rapport ρ_s/ρ_f	1,9 - 3,3	2,2 - 3,3

Table V.1. Densité et viscosité cinématique des éléments solides et liquides présents sur Terre et sur Titan (Collins, 2005).

2.2.2 Granulométrie des sédiments ds

Comme expliqué en partie V.2.1.1, nous considérons pour notre étude les galets de la plaine alluviale, visibles sur les images DISR acquises après l'atterrissage de la sonde Huygens.

Les images montrent une variabilité de la taille de galets allant de 1 mm à 15 cm (Figure II.27). Tomasko et al. (2005) ont mesuré le diamètre de la cinquantaine de galets visibles sur les images et tracé leur distribution en tailles (Figure V.2). Ils ont montré que la majorité avaient une taille supérieure à 5 cm de diamètre. Ce graphique montre aussi que les galets les plus fréquents ont un diamètre de 8 cm. On considère généralement que si un sédiment de taille médiane peut être mobilisé, alors l'ensemble des sédiments peut l'être également. La valeur médiane, notée D_{50}, est donc souvent privilégiée dans ce type

de calcul. Cependant, certaines études utilisent également le 84e centile, noté D_{84}, qui est égal à 8 cm sur ce site.

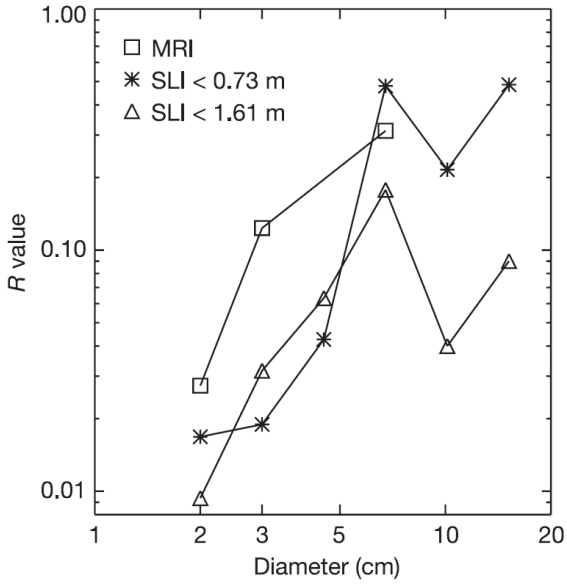


FIGURE V.2. R-plot de la taille des roches sur le site d'atterrissage de Huygens. Un R-plot mesure la portion de surface recouverte par des cailloux d'une taille donnée. (Crédits : Tomasko et al., 2005)

2.2.3 Nombre de Shields critique θ_t

Le nombre de Shields critique permet de déterminer à partir de quelle valeur un grain est entraîné par un fluide (Shields, 1936). Pour rappel, ce seuil varie en fonction de la taille du grain et de l'écoulement au voisinage du lit (équation V.8, Bagnold, 1966 ; Buffington, 1999 ; Paphitis, 2001). Il est généralement exprimé en fonction du nombre de Reynolds particulaire, qui est rapporté à l'échelle du grain :

$$Re_p = \frac{u_s d_s}{\nu}, \tag{V.30}$$

avec d_s la taille du grain (en m) et u_s la vitesse du fluide au niveau du grain (en m.s^{-1}) qui est différente de la vitesse moyenne de l'écoulement. Cette valeur seuil se déduit grâce à une courbe qui permet d'obtenir la valeur du nombre de Shields critique en fonction du nombre de Reynolds et selon le régime d'écoulement.

Cependant, ne connaissant pas la vitesse du fluide au voisinage du grain sur Titan, il nous est impossible de calculer ce nombre de Reynolds particulaire. Nous avons donc adopté une autre approche pour tracer cette courbe : nous utilisons le diamètre visqueux, qui correspond à taille du grain pour laquelle les effets gravitaires et visqueux sont du même ordre (Andreotti et al., 2012) :

$$d_\nu = \left(\frac{\rho_s}{\rho_f} - 1\right)^{-1/3} \nu^{2/3} g^{-1/3}. \tag{V.31}$$

Le nombre de Shields peut être ainsi tracé en fonction du rapport sans dimension d_s/d_ν (Figure V.3). En utilisant les valeurs établies précédemment, on peut encadrer le nombre de Shields critique grâce à cette courbe (Tableau V.2).

	θ_t théorique (Andreotti et al., 2012)	θ_t mesuré (Garcia, 2008)
Nombre de Shields critique minimal (pour d_s/d_ν=21) ρ_f = 450, ρ_s = 990, g=1.35 et d_s=0.001 m	0.03	0.02
Nombre de Shields critique maximal (pour d_s/d_ν= 4.10^3) ρ_f = 450, ρ_s = 1500, g=1.35 et d_s=0.15 m	0.04	0.05

Table V.2. Valeurs minimales et maximales du nombre de Shields évaluées dans le cadre de notre étude.

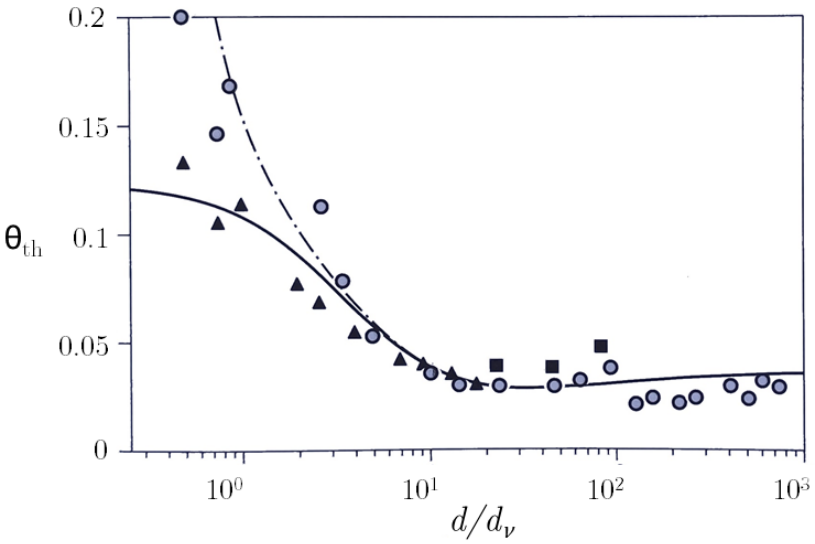


Figure V.3. Nombre de Shields θ_t tracé en fonction du diamètre des grains d adimensionné par le diamètre visqueux d_ν. Les carrés, cercles et triangles représentent des mesures issues de différents jeux de données (Garcia, 2008). La courbe en trait plein correspond au modèle théorique d'Andreotti et al. (2012) et la courbe en pointillés tient compte de la cohésion des grains. (Crédits : Andreotti et al., 2012)

2.2.4 Coefficient de frottement / angle d'avalanche μ_t

D'après la loi de Coulomb, un solide sur un plan incliné est immobile si

$$F_t \geq \mu_t F_n, \tag{V.32}$$

avec F_t la force tangentielle et F_n la force normale. μ_t est appelé coefficient de frottement statique. Lorsque le plan est au dessus d'une inclinaison critique, le solide se met en mouvement et on a alors

$$\frac{F_t}{F_n} = \mu_t = \tan\psi, \tag{V.33}$$

avec ψ l'angle maximum de stabilité aussi appelé angle d'avalanche. Cet angle s'observe dans la nature sur des matériaux granulaires, par exemple sur une dune de sable où il équivaut à l'angle de talus naturel (Figure V.4). Il dépend essentiellement de la géométrie/forme des grains et de leur arrangement entre eux (et donc du matériau considéré). L'angle d'avalanche d'un tas de sable dont les grains ont une forme irrégulière ne sera pas le même que celui d'un tas de billes de verre parfaitement sphériques. Il varie néanmoins très peu avec gravité qui tend à la fois à retenir le grain et à le faire tomber. Dans la nature, cet angle prend donc toujours la même valeur sur des matériaux granulaires, quel que soit le corps du Système solaire (la Terre, Mars, la Lune, etc.). Nous choisirons cette valeur de $\sim 30°$ dans la suite de notre étude.

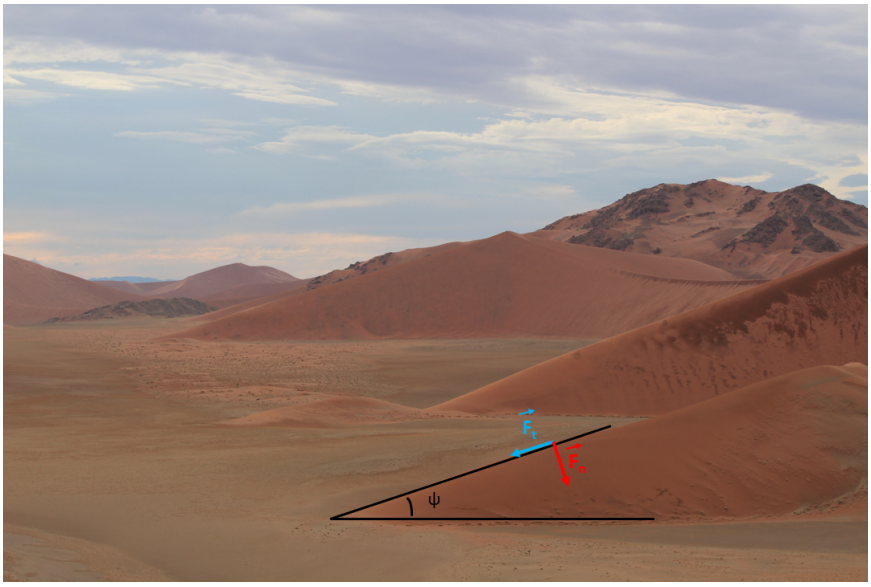
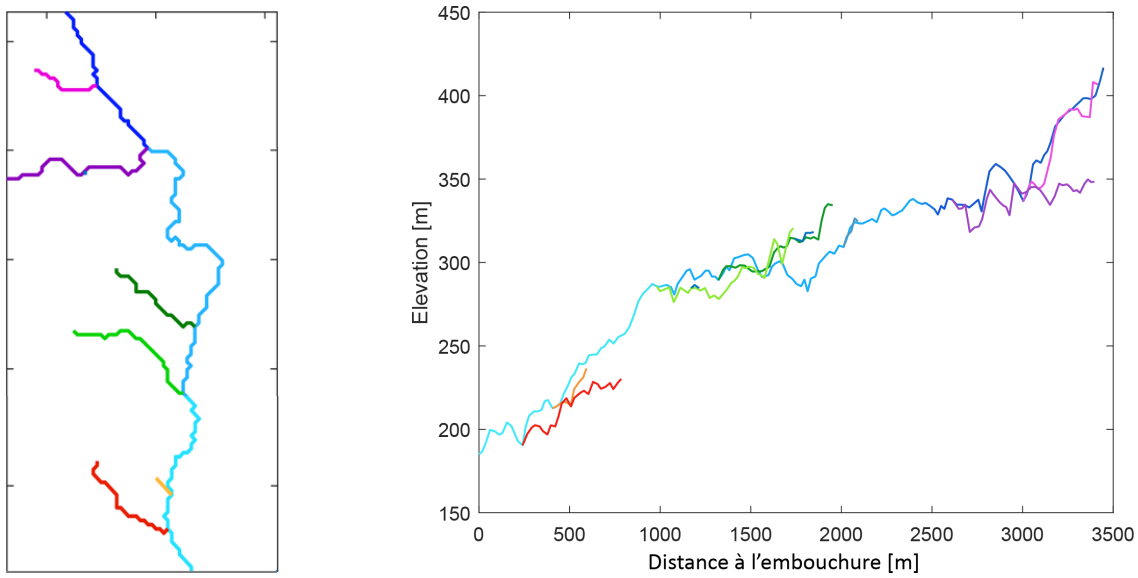


FIGURE V.4. Dunes en Namibie formant toutes le même angle avec l'horizontale. (D'après Seizilles, 2013)

2.2.5 Coefficient de friction c_f

Le coefficient de friction turbulent représente le phénomène du frottement du fluide sur les parois et le lit de la rivière. Il est adimensionnel et il dépend de nombreux paramètres tels que la taille des grains, leur forme, leur organisation, la géométrie de la rivière, la vitesse d'écoulement, etc. (Buffington et Montgomery, 1997). Il est donc très difficile de l'estimer et lorsque cela est fait, sa valeur dépend de la rivière étudiée : elle varie entre 0,02 et 0,1 (Métivier et al., 2017).

Dans leur travaux sur le transport sédimentaire sur Titan, Burr et al. (2006) utilisent la formule empirique de Wilson et al. (2004) applicable aux fluide de faible viscosité pour estimer le coefficient de friction. Cette formule nécessite de connaître la largeur de la rivière, sa profondeur et la taille de ses grains. Perron et al. (2006) quant à eux, utilisent plutôt une valeur déterminée sur des rivières terrestres (Bathurst, 1985). Celle-ci s'applique uniquement sur des rivières à forte pente, dont le lit est composé de graviers et de galets. Sur un coefficient aussi sensible aux conditions d'écoulement, nous avons décidé de ne pas faire d'hypothèses trop restrictives et de choisir une large gamme de valeurs pour c_f (0,02-0,1).



(A) (B)

FIGURE V.5. (a) Rivière principale et ses affluents découpés en neuf tronçons (issus de la carte hydrographique, Figure IV.1) et (b) profil longitudinal correspondant.

2.2.6 Pente longitudinale S

L'équation V.28 nécessite de connaître la valeur de la pente longitudinale de la rivière. Celle-ci n'est pas constante sur l'ensemble de la rivière, elle varie en particulier lorsqu'un affluent rejoint le tronçon principal et change la valeur du débit de la rivière. La pente étant directement reliée au débit (cf. équation V.28), elle s'ajuste en fonction de celui-ci (et réciproquement). Nous avons donc divisé la rivière en neuf tronçons de pente constante (Figure V.5). Si on veut estimer un débit moyen sur la rivière, on utilisera la valeur moyenne de la pente du tronçon principal, qui est de 0,06.

2.2.7 Largeur de la rivière W

La largeur de la rivière est délicate à déterminer. Sur les images, nous ne discernons qu'un changement très net d'albédo, témoin d'un changement possible de composition et de taille de grains, associé aux sédiments fluviaux. Néanmoins, ces sédiments pourraient recouvrir l'ensemble de la vallée et, étant donnée la résolution de nos images, ils nous est impossible de discerner la rivière de la vallée. De plus, les rivières étaient probablement asséchées au moment de l'atterrissage de la sonde Huygens, ce qui rend d'autant plus difficile la différenciation entre le lit de la rivière et la vallée (Figure V.6).

La différence d'albédo, facilement mesurable sur l'orthoimage, nous permet donc de fixer une borne supérieure à la largeur de la rivière (40 m). Se basant sur les travaux de (Osterkamp et Hedman, 1982) effectués sur des rivières terrestres, Jaumann et al. (2008) supposent que 30 à 50% des vallées sont actives et réduisent ainsi la borne maximale à « moins de quelques mètres ». La borne inférieure est plus difficile à contraindre. Afin d'avoir l'approche la plus conservatrice possible, nous choisissons la taille du plus gros sédiments (i.e., 15 cm) comme taille minimale de la rivière (ou plutôt du ruisseau).

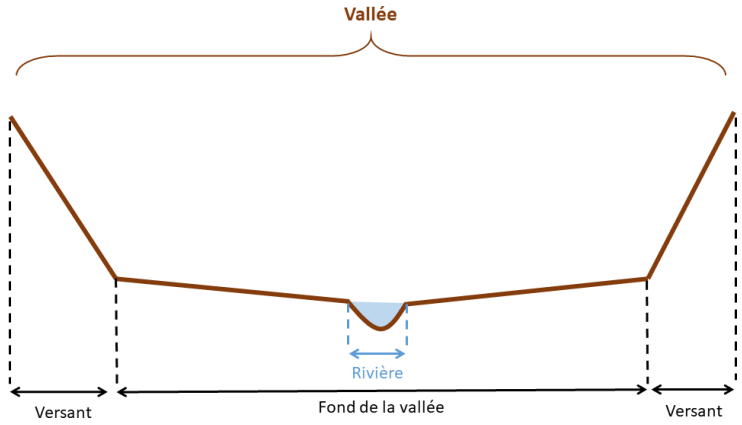


FIGURE V.6. Schéma montrant la distinction entre la largeur de la vallée et celle de la rivière.

2.2.8 Synthèse

Après avoir passé en revue l'ensemble des variables nécessaires pour le calcul du débit, nous pouvons dresser un tableau récapitulatif des gammes de valeurs choisies (Tableau V.3). Elles seront utiles pour calculer les débits et leurs incertitudes (cf. partie V.2.4) mais aussi pour évaluer la sensibilité du calcul du débit aux paramètres (cf. partie V.2.3).

Paramètres	ρ_s (kg/m^3)	ds (m)	θ_t	μ_t	c_f	S	W (m)
Valeurs	990-1500	0.05 - 0.15	0.03-0.04	0.5	0.02-0.1	0.02-0.09	0.15-40

TABLE V.3. Tableau récapitulatif des valeurs des paramètres. La valeur des pentes tient compte de l'ensemble des valeurs sur les neuf tronçons de rivières.

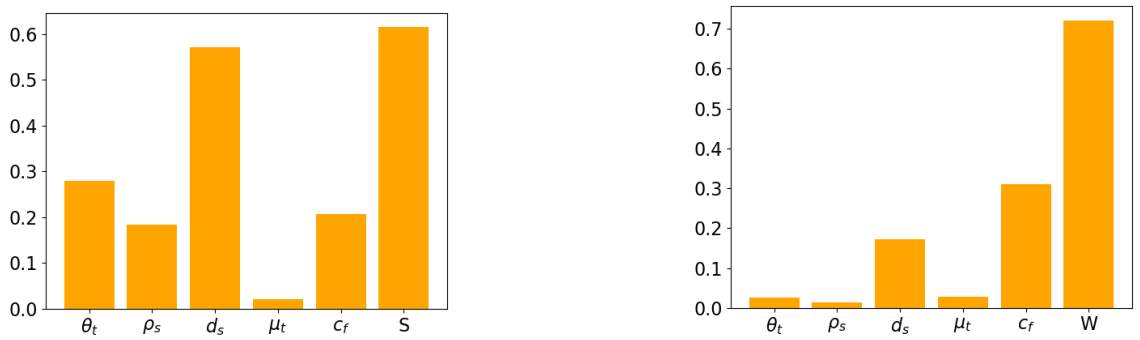
2.3 Analyse de sensibilité des paramètres

Une fois la mise à l'échelle des paramètres préétablie, il est intéressant de faire une analyse de sensibilité afin de déterminer ceux qui ont la plus grande influence sur le calcul du débit. L'analyse de sensibilité a pour but d'examiner comment la variabilité des variables d'entrée (d'un modèle numérique ou d'un calcul analytique) se répercute sur la variabilité des variables de sortie. Pour cela, on utilise les indices de Sobol. Les indices du premier ordre sont calculés par :

$$S_i = \frac{V[E[Y|X_i]]}{V[Y]}, \tag{V.34}$$

avec V la variance, E l'espérance, X_i la variable d'entrée considérée et Y la variable de sortie (débit). S_i correspond donc à la part de la variance de la variable Y due à la variance de la variable X_i. On peut aussi calculer les indices de Sobol d'ordre supérieur qui tiennent compte de la sensibilité de la variance de Y à l'interaction des variables X entres elles. L'indice de Sobol final est la somme de l'indice d'ordre 1 et des indices d'ordres supérieurs. Les variables considérées doivent être indépendantes et le calcul se fait dans une gamme de valeurs prédéfinies pour chacune.

Ce calcul de sensibilité est effectué pour une gamme des paramètres préétablie (Tableau V.3) en utilisant la pente (équation V.28) ou la largeur (équation V.29).



(A) (B)

FIGURE V.7. Indices de Sobol (ordre total) de chaque paramètre évalués pour (a) l'équation du débit en fonction de la pente (équation V.22) et pour (b) l'équation du débit en fonction de la largeur (équation V.23).

Pour cette analyse, chaque paramètre se voit attribuer un indice de Sobol compris entre 0 et 1 correspondant à la part de variance due à un paramètre donné. Plus cet indice est élevé et plus le paramètre est influant (Figure V.7). On remarque que la somme des indices de Sobol est supérieur à 1 car ceux-ci tiennent compte à la fois les indices d'ordre 1 mais aussi d'ordre supérieur.

Cette analyse de sensibilité nous permet de voir que, pour la gamme de valeurs testée, le calcul du débit en fonction de la pente est particulièrement sensible à la taille des grains et à la valeur de la pente mais est très peu sensible au coefficient de frottement μ_t (Figure V.7a). Concernant le second calcul de débit, celui-ci est très dépendant de la largeur (Figure V.7b). Celle-ci étant très compliquée à contraindre, nous utiliserons de préférence le calcul du débit en fonction de la pente.

2.4 Incertitudes liées aux paramètres

Pour le calcul des incertitudes, nous procédons de deux manières différentes. Tout d'abord, nous avons tiré aléatoirement 1400000 jeux de paramètres parmi la gamme de valeur préétablie (Tableau V.3) et évalué le débit pour chaque jeu de paramètres (simulation de Monte Carlo). L'incertitude est estimée en calculant l'écart-type des valeurs de débit.Une autre manière de faire est de calculer analytiquement la propagation des incertitudes à partir des équations V.22 et V.23. Nous avons effectué ce calcul à l'aide du logiciel Mathematica [1]. Cela nous permet de vérifier la méthode de Monte Carlo. Avec notre grand nombre de tirages, nous convergeons bien vers la solution analytique.

3 Estimation du taux de précipitations sur Titan

Jusqu'à présent, la théorie de la rivière au seuil a été uniquement vérifiée et validée sur Terre ou en laboratoire. Avant de l'exploiter pour en déduire des débits de méthane liquide sur notre site d'étude, nous devons tester son applicabilité aux rivières de Titan. Si le réseau de rivières suit bien cette théorie, nous pourrons ensuite extraire des débits puis

1. https://www.wolfram.com/mathematica/

des taux de précipitation et les comparer aux valeurs simulées par les modèles climatiques à l'équateur de Titan (voir partie II.1.3.4).

3.1 Vérification et applicabilité de la théorie de la rivière au seuil sur Titan

La théorie de la rivière au seuil suggère que le débit Q_w est inversement proportionnel au carré de la pente S^2 :

$$Q_w \propto \frac{1}{S^2}. \tag{V.35}$$

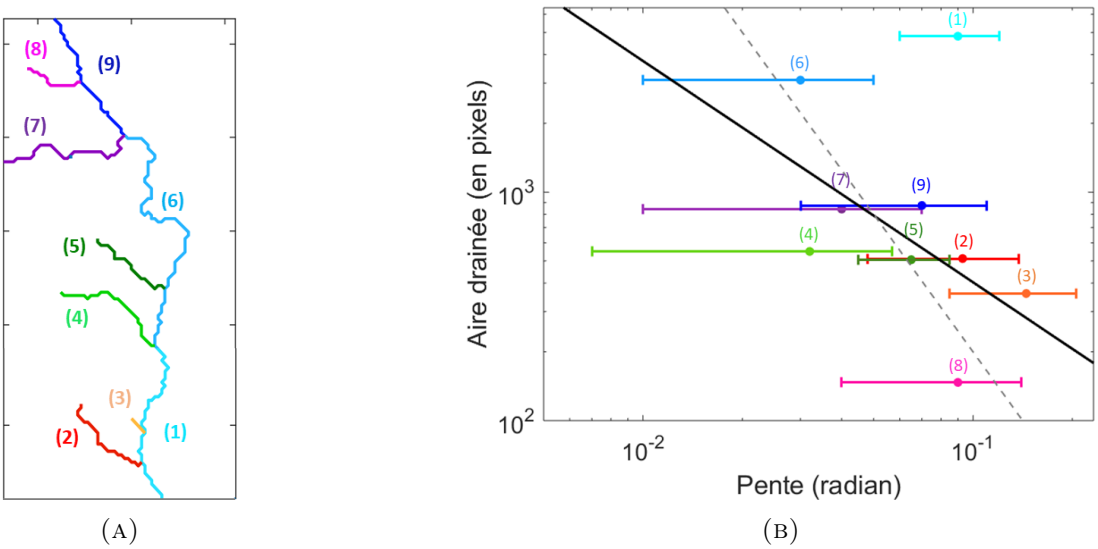
Or, il peut être aussi relié au taux de précipitation P par la formule :

$$Q_w = cAP, \tag{V.36}$$

avec A l'aire drainée (en m^2) et c un coefficient compris entre 0 et 1 qui dépend de l'infiltration et de l'évaporation. Dans le cadre de notre étude, nous considérons que $c = 1$ (pas d'infiltration ni d'évaporation) afin de déterminer un taux de précipitation minimal. Ainsi, si la théorie est vérifiée, nous avons la relation :

$$AP \propto \frac{1}{S^2} \tag{V.37}$$

Pour tester cette théorie, il suffit de tracer la courbe de A en fonction de S et de vérifier que celle-ci est bien proportionnelle à $\frac{1}{S^2}$, à une constante près, égale au taux de précipitation. Cela est valide si on suppose un taux de précipitation constant sur tout le tracé de la rivière, hypothèse raisonnable vue l'étendue du réseau de rivières (environ 5 km^2) comparée à la taille des orages observés sur Titan (510 000 km^2, Turtle et al., 2011a).



(A) (B)

FIGURE V.8. (a) Les neufs tronçons de la rivière principale et (b) aire drainée de chaque tronçon en fonction de la pente. Les numéros des tronçons sont indiqués. La droite noire représente l'ajustement par régression linéaire (proportionelle à $1/S$) et la droite en pointillés gris est proportionnelle à $1/S^2$.

A l'exception du tronçon (1), l'ensemble des valeurs semblent suivre une tendance en $1/S^2$. Pour vérifier cela, nous calculons la régression linéaire qui ajuste au mieux les points de mesure des tronçons en représentation logarithmique. Cette droite (Figure V.8b) a un coefficient directeur de -1 avec pour intervalle de confiance à 95% [-2 0]. En tentant compte des barres d'erreur, les valeurs de l'aire drainée de chacun des tronçons de la rivière suivent donc bien une tendance en $1/S^2$, ce qui confirme que la théorie de la rivière au seuil s'applique à notre site d'étude. Nous pouvons donc appliquer cette théorie pour calculer les débits caractéristiques de la rivière. Néanmoins, on remarque que le point cyan sur la Figure V.8b, qui correspond au tronçon (1) ne semble pas vérifier la théorie. Nous regarderons plus en détail ce tronçon afin de comprendre les raisons de cet écart à la théorie.

3.2 Analyse du réseau hydrographique - Conservation du débit de long de la rivière

Le tronçon cyan ne semble pas suivre la théorie de la rivière au seuil (Figure V.5). On constate que sa pente est plus grande que celle du tronçon (6) situé en amont. Cela signifie une perte de débit le long de la rivière puisque le débit diminue lorsque la pente augmente. Nous vérifions cela en calculant le débit sur chaque tronçon en utilisant l'équation V.28. Chaque tronçon a donc une valeur de pente qui lui est propre et nous prenons pour les autres paramètres (taille de grains, masse volumique des sédiments, etc.) leur valeur médiane. D'amont en aval, le débit du tronçon principal augmente après les embranchements avec ses affluents et sa pente diminue, à l'exception du tronçon (1) dont le débit diminue (Figure V.9).

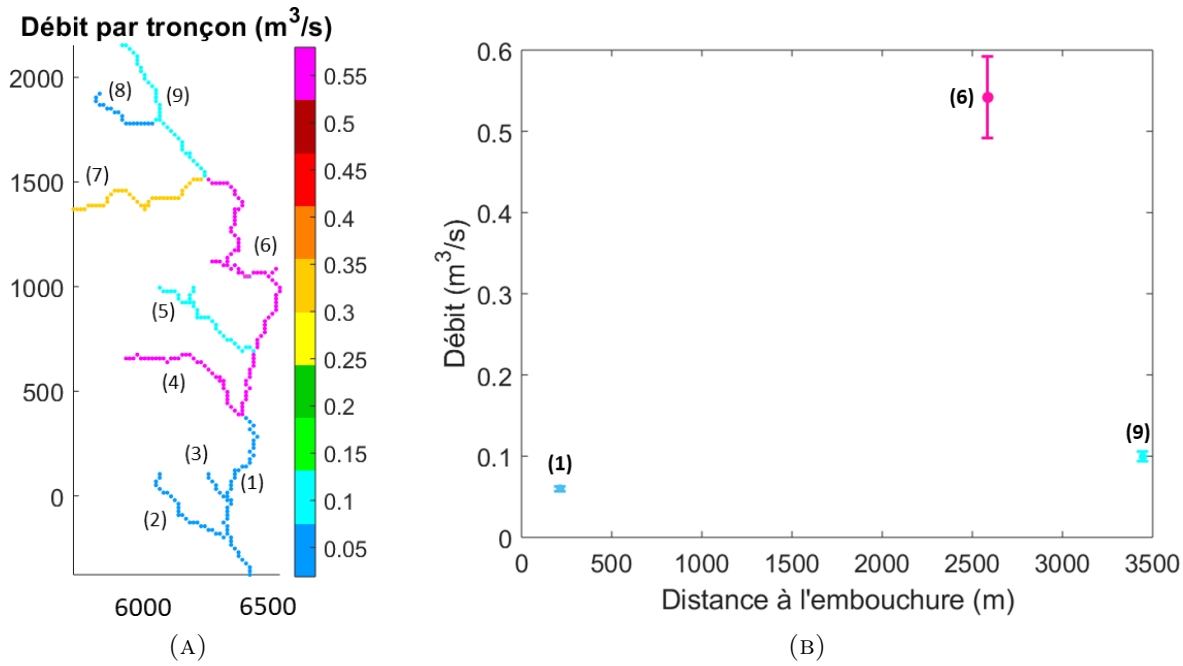


FIGURE V.9. (a) Débit calculé sur chaque tronçon en fonction de la pente et des valeurs médianes des autres paramètres. Les coordonnées sont dans le repère tangent local. (b) Débit calculé de trois tronçons de l'affluent principal en fonction de la distance à l'embouchure et incertitudes associées.

Cette non conservation du débit, due à une rupture de pente entre le tronçon (1) et le tronçon (6) soulève un certains nombre de questions. Tout d'abord, nous pouvons nous demander si cette rupture est réelle ou si elle est due à une erreur du MNT-IPGP. Cette question est d'autant plus légitime que la carte hydrographique a été modifiée dans cette zone. En effet, comme le routage ne suivait pas parfaitement les rivières de l'orthoimage, nous l'avions réorienté (Figure IV.1 et partie 1). Cette réorientation pourrait être due au fait que cette zone du MNT-IPGP se situe à la jonction et en bordure de plusieurs images, ce qui peut engendrer des problèmes de corrélation (Figure V.10). Cela nous incite à croire que cette rupture de pente pourrait simplement être due à un artefact du MNT-IPGP. Il est important de noter que cette rupture de pente est uniquement localisée sur le tronçon et ne concerne pas les zones situées autour du chenal.

Néanmoins, afin de n'écarter aucune hypothèse, nous avons considéré que ce brusque changement de pente pouvait être réel et avons émis plusieurs hypothèses quant à son origine. Comme première hypothèse, nous proposons une évaporation du méthane liquide qui engendrerait une perte de débit entre les tronçon (6) et (1). Ce cas existe sur Terre lorsque des rivières s'écoulent vers des plaines arides. Cependant, étant donné la taille de la zone d'étude et la longueur de la rivière ($\sim$ 2,5 km), il est peu probable qu'un tel changement puisse se produire aussi rapidement.

Comme seconde hypothèse nous suggérons que ce brusque changement de débit puisse être lié à une infiltration du méthane liquide dans le sous-sol. En effet, la solubilité des hydrocarbures solides dans le méthane ayant été prouvée (Malaska et al., 2011 ; Cornet, 2012), ce scénario serait envisageable si la zone correspondant au tronçon (6) présente un sol dont la composition est localement enrichie en hydrocarbures solides. Sur les images DISR, cette zone est radiométriquement homogène (Figure V.11). De la même façon, la carte de réflectance infrarouge de la surface et de la rugosité du terrain étudié (Karkoschka et Schröder, 2016) est globalement homogène sur l'ensemble de la rivière (Figure V.11). Néanmoins, ces données fournissent des information uniquement sur la composition et la texture de la partie la plus superficielle de la surface. Des données plus détaillées sur la stratigraphie et la lithologie régionales seraient nécessaires pour étayer l'hypothèse d'une infiltration de méthane.

Enfin, nous émettons comme dernière hypothèse que cette morphologie pourrait correspondre à des ruptures de pente dans les profils appelées « knickpoints ». Elles sont dues à une perturbation de l'écoulement et ne suivent plus la théorie du seuil. Sur Terre, ces perturbations peuvent être liées à plusieurs mécanismes : la présence antérieure d'un glacier, une variation de lithologie ou la tectonique (Whipple et Tucker, 1999 ; Crosby et Whipple, 2006). Nous manquons d'informations permettant de confirmer l'hypothèse d'une variation de lithologie. De même, nous ne discernons aucun signe visible d'une influence tectonique sur les images (i.e., plis ou failles). Cette hypothèse est donc difficile à évaluer.

En conclusion, les causes du brusque changement de pente observé dans le profil longitudinal du tronçon (1) restent en suspens. Toutefois, il est clair que ce tronçon ne suit pas la théorie de la rivière au seuil. Aussi, nous l'excluons des calculs de débit qui suivent.

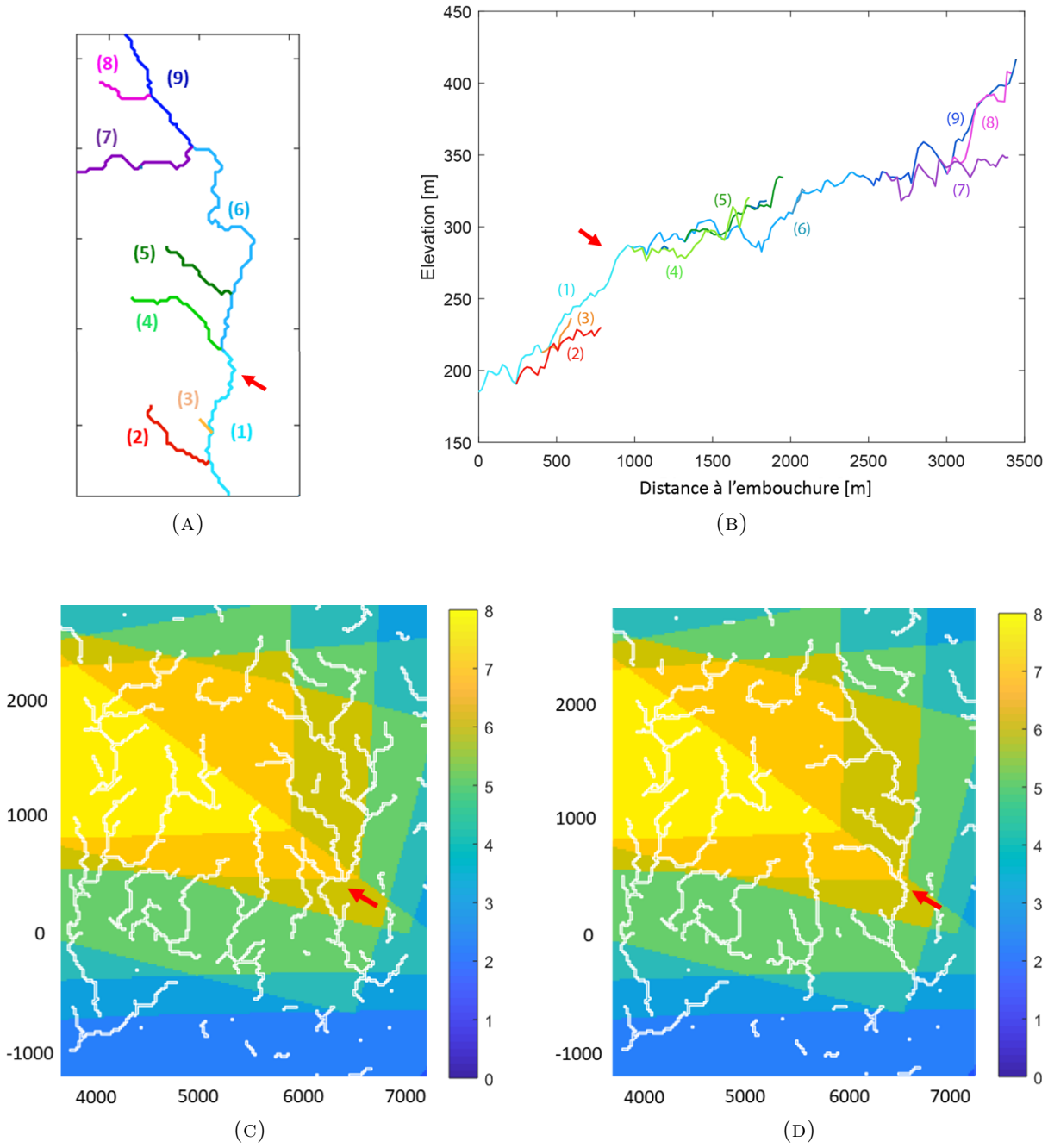


FIGURE V.10. (a) Carte de la rivière principale et (b) profil d'élévation. La zone de rupture est indiquée par une flèche rouge. (c) Zones d'intersection des 8 images sur laquelle est superposé le routage (c) avant conditionnement hydrologique (cf. partie IV.1) et (d) après conditionnement hydrologique. L'échelle de couleur désigne le nombre d'images qui intersectent une même zone.

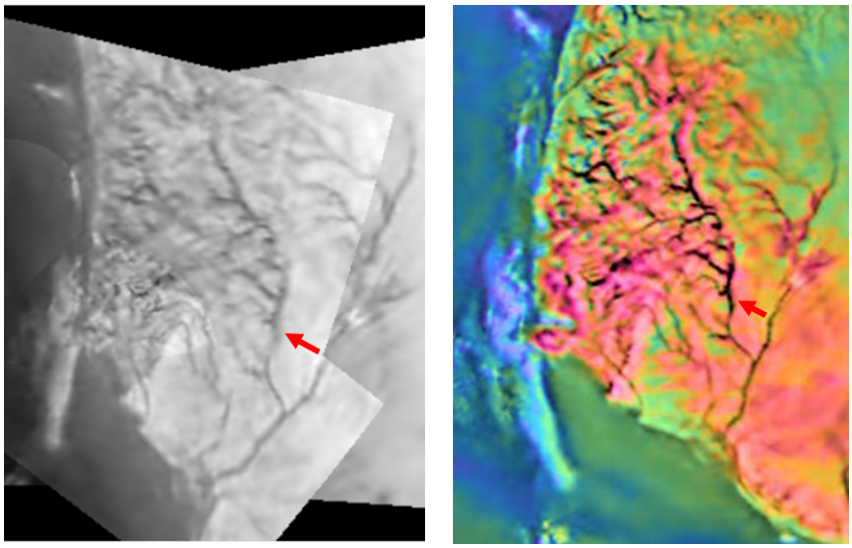


FIGURE V.11. Orthoimage générée par MicMac (à gauche) et carte colorée en fonction d'un paramètre dépendant à la fois de la réflectance de la surface et de la rugosité du terrain (à droite) (Karkoschka et Schröder, 2016). Cette carte est déformée par rapport à l'orthoimage car elle n'est pas dans un repère tangent local. La flèche rouge indique la zone de rupture de pente.

3.3 Estimation du débit moyen

La Figure V.9a fournit une première estimation du débit médian de la rivière. A première vue, les débits (valeur médiane maximum de 0,55 m^3/s, Figure V.9a) semblent faibles. En comparaison, le débit d'un ruisseau sur Terre peut atteindre 3 m^3/s. La Figure V.12 présente la largeur d'une rivière en fonction de son débit pour un large éventail de rivières terrestres. Elle utilise les bases de données de Bagnold (1980) et Brownlie (1981) contenant respectivement 220 et 1764 mesures de terrain (largeur de rivière et taille des grains). Pour nous ramener à un cas similaire à celui étudié sur Titan, nous avons sélectionné dans ces bases de données uniquement les rivières d'une largeur maximale de 40 m, soit 560 rivières. L'étude de l'ensemble des rivières a également été effectuée en Annexe VII.3. Pour palier les différences de gravité, de taille de grain, et de densité de liquide et de sédiments, nous avons utilisé des paramètres adimensionnés pour représenter la largeur et le débit, comme Métivier et al. (2017) qui comparent des rivières naturelles et de laboratoire. Pour cela, nous transformons l'équation V.23 en :

$$\frac{W}{d_s}\left(\frac{(\rho_s-\rho_f)}{\rho_f}\right)^{1/4} = \left(\frac{\theta_t^{-1/4}\pi\sqrt{c_f}}{I\sqrt{\mu_t}}\right)\frac{Q}{\sqrt{gd_s^5}} \tag{V.38}$$

La Figure V.12) confirme que le réseau de rivières observé sur Titan suit bien la théorie de la rivière au seuil. Nous avons calculé le débit en utilisant l'équation V.28 avec la pente et nous avons estimé la largeur indépendemment de ces calculs. La valeur de largeur est comprise dans la gamme préétablie dans la partie V.2.2. Les valeurs de débits terrestres étant moyennées sur l'ensemble de la rivière, nous avons fait de même pour Titan. Nous avons donc calculé un débit à partir de la pente moyenne du tronçon principal. Le tronçon (1) étant exclus, nous mesurons la pente moyenne des tronçons (6) et (9), obtenant une valeur de 0,05, au lieu de 0,06 avec le tronçon (1).

La variabilité des paramètres non mesurés (c_f, μ_t, θ_t) de l'équation V.38 est représentée sur la Figure V.12 par l'enveloppe calculée à partir des incertitudes sur la formule théorique. Leurs gammes de valeurs ont été choisies en prenant des valeurs typiques de c_f et μ_t déterminées sur Terre (Métivier et al., 2017). Pour établir les valeurs minimales et maximale de θ_t, nous avons utilisé le graphe V.3 d'Andreotti et al. (2012). Les données de Bagnold et Brownlie ne comportent pas de barres d'erreur car aucune incertitude n'est fournie sur les mesures.

La Figure V.12 montre tout d'abord que la théorie du seuil s'applique au réseau de rivières de Titan puisque notre point est inclus dans l'intervalle de confiance de la théorie. Cette seconde validation témoigne de la robustesse de notre approche.

Un autre fait notable est que, si l'on re-dimensionne l'équation V.38 et que l'on calcule un débit de rivière sur Terre et sur Titan pour une même largeur (ou pente) donnée, le débit sur Titan sera inférieur. Cela signifie que le débit requis pour initier le mouvement des sédiments responsables de la forme de la rivière est plus faible sur Titan que sur Terre. Autrement dit, avec des débits similaires, on peut former des rivières plus larges sur Titan que sur Terre. Cela confirme les travaux de Burr et al. (2006) montrant que le transport de sédiments est plus efficace sur Titan. Ces auteurs ont calculé que pour une vitesse de cisaillement donnée, des sédiment plus volumineux pouvaient être transportés sur Titan. Il y a donc besoin de moins de liquide sur Titan que sur Terre pour former des rivières.

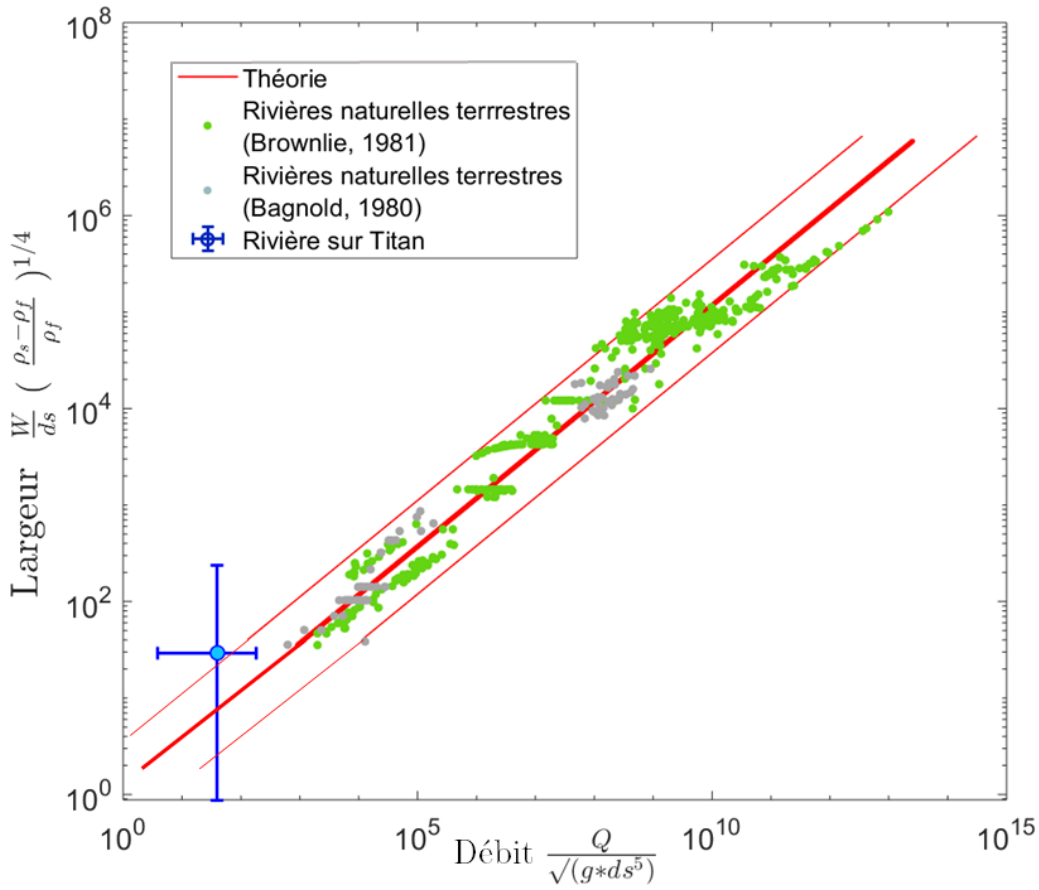


FIGURE V.12. Largeur de la rivière en fonction du débit (tous deux normalisés afin de pouvoir comparer des rivières terrestres et de Titan) pour des rivières de 40 mètres de largeur maximum.

3.4 Rapport d'aspect

La théorie de la rivière au seuil prédit également un rapport d'aspect entre le débit, la pente et la largeur de la rivière. Ainsi, à partir d'une valeur de pente, nous pouvons retrouver la largeur de la rivière grâce à l'équation V.18. La largeur moyenne calculée est alors égale à 1,05 ± 0,7 m. Pour une largeur maximale de 1,8 m, cela revient à dire que la rivière occupe environ 5% de la largeur de la vallée (40 m). Si l'on compare ces valeurs à des rapports de largeur entre des vallées terrestres et leur rivière, on trouve des exemples similaires. Par exemple, la plaine alluviale du Rhin a une largeur moyenne de 30 km et la largeur du fleuve atteint 1600 m au maximum, ce qui correspond à un rapport de 5,3%. Ce rapport d'aspect est donc cohérent et permet de prédire la largeur de notre rivière sur Titan, ce que les images DISR ne permettaient pas.

3.5 Taux de précipitation et comparaison aux estimations existantes

La théorie ayant été validée sur notre site d'étude, nous allons estimer les taux de précipitation à l'équateur de Titan et les comparer aux estimations existantes. Ceux-ci peuvent être issus de modèles climatiques (cf. partie II.1.3.4) ou de calculs analytiques basés sur la physique des rivières.

3.5.1 Estimation de débits et de pluviométrie sur Titan à partir de calculs hydrologiques

Les études antérieures se basant sur des données issues du site d'atterrissage de la sonde Huygens fournissent soit directement des taux de précipitation, soit des débits que nous convertirons par la suite en taux de précipitation en les divisant par l'aire drainée calculée sur le MNT-IPGP. Burr et al. (2006) ont appliqué des calculs de transport sédimentaire à Titan (cf. partie V.2.1.1). Ils ont notamment déterminé la vitesse de sédimentation en utilisant des équations dérivées de la loi de Stokes (Turcotte et Schubert, 1982). Ces équations sont valides uniquement en régime laminaire. Or d'après notre raisonnement les rivières sur Titan se situent en régime turbulent (cf. partie V.2.1.2), c'est pourquoi nous ne pouvons pas utiliser la même approche.

Grâce à ces calculs, ils ont ensuite estimé un débit unitaire (débit massique par unité de surface ou vitesse d'écoulement multiplié par la profondeur) nécessaire pour transporter les sédiments. Pour cela, ils ont combiné plusieurs équations, notamment l'équation de Komar (1979) exprimant la vitesse d'écoulement moyenne et la formule de Wilson et al. (2004) permettant de déterminer un coefficient de friction. Cette dernière est empirique et est considérée applicable à « tout liquide de faible viscosité ». L'équation finalement obtenue pour le calcul du débit unitaire est :

$$u_a h = \frac{u_c (8/f_c)^{1/2}}{gS}, \tag{V.39}$$

avec $u_a h$ la vitesse moyenne d'écoulement (en m/s) multipliée par la hauteur d'eau h (en m) (donc le débit unitaire), f_c le coefficient de friction (sans unité) et u_c la vitesse de cisaillement (en m/s). Cette dernière est calculée par :

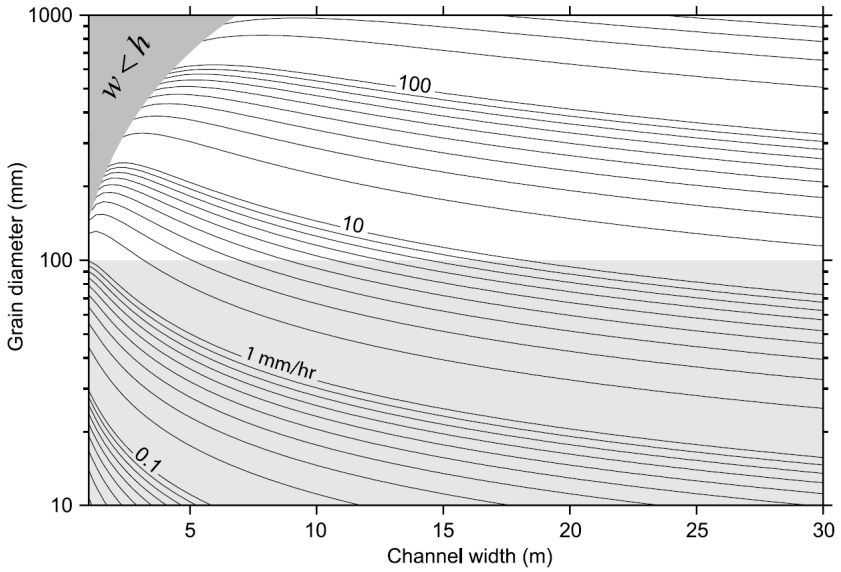
$$u_c = (ghS)^{1/2} \tag{V.40}$$

On remarque donc que pour obtenir ce débit unitaire, Burr et al. (2006) ont imposé une hauteur d'eau, qu'ils ont fait varier de 0,001 à 100 m, et une pente. Aucune donnée topographique n'étant alors disponible, ils ont supposé que la pente était comprise entre 0,001 et 0,003. Celle-ci était donc sous-estimée par rapport aux valeurs de notre site. Leur coefficient de friction a quant à lui été déterminé grâce à la loi empirique de Wilson et al. (2004) qui varie en fonction de la taille de grain (leurs valeurs finales de coefficient varient de 0,01 à 0,05). La valeur de débit unitaire finalement calculée est de 0,005-8 m^2/s pour des particules dont la taille varie de 0,1 mm à 15 cm. Ces valeurs peuvent être converties en débit volumique si l'on considère un chenal rectangulaire ($Q = Whu_a$) en les multipliant par la largeur. Elles sont comprises entre 0,01 et 16 m^3/s si on prend comme largeur de chenal la valeur de 2 m calculée précédemment.

Jaumann et al. (2008) se sont basés sur l'approche empirique d'Irwin et al. (2005) permettant de calculer le débit en fonction de la largeur, de la hauteur d'eau, de la pente et de la gravité. Cette formule étant adaptée à des rivières terrestres, Jaumann et al. (2008) ont utilisé plusieurs facteurs de conversion empiriques pour pouvoir l'appliquer à Titan. Les débits estimés sont inférieurs à 1 m^3/s.

Enfin l'approche de Perron et al. (2006) est similaire à la nôtre. Elle se base sur le principe de la rivière au seuil mais ils ont choisi une rivière à fond rectangulaire qui ne permet pas de calculer un rapport d'aspect entre la largeur et la pente. Ils doivent ainsi fixer séparément ces deux paramètres difficiles à mesurer. En outre leurs mesures de pente

et d'aire drainée reposent sur le MNT-USGS, qui s'est révélé très imprécis suite à nos travaux (cf. chapitre III). Ils obtiennent des taux de précipitations inférieurs à 0,1 mm/h pour une largeur inférieure à 5 m et des tailles de grain de 1 cm, et dépassant 500 mm/h pour des chenaux de 30 m de largeur et des tailles de grains de 1 m (Figure V.13). En restreignant la taille des sédiments à la valeur médiane (5 cm), ils obtiennent des taux de précipitation variant de 0,5 à 15 mm/h.



106

FIGURE V.13. Carte du taux de précipitations (en mm/h) calculé par V.13 en fonction du diamètre du grain (D) et de la largeur du canal (w). La région rectangulaire ombrée correspond aux diamètres des grains observés sur le site d'atterrissage de Huygens. (Crédits : Perron et al., 2006)

3.5.2 Application du modèle analytique

Nous appliquons à présent l'équation V.28 afin de déterminer le débit moyenné sur l'ensemble de la rivière en fonction de la pente. Grâce aux gammes de valeurs pré-établies, nous pouvons borner ce débit moyen. Ensuite, nous divisons ce débit par l'aire drainée pour avoir un taux de précipitation (cf. équation V.36). Nous obtenons des valeurs variant de 0,01 mm/h à 4,5 mm/h correspondant à des débits de 0,005 à 2 m^3/s.

Ce taux de précipitation correspond à un taux minimal requis pour initier le mouvement des sédiments. C'est le taux instantané qui a permis de former les rivières observées. En effet, sous le climat aride régnant à l'équateur de Titan, le débit est faible voire inexistant la plupart du temps et les grains ne bougent pas. Le lit est donc formé par des crues survenant lors de rares mais violentes tempêtes (cf. partie II.1.3.4). Celui-ci peut donc être comparé aux autres taux de précipitation instantanés estimés pour les tempêtes de Titan. Si on compare nos taux de précipitations à ceux prédits par les « modèles hydrologiques » précédents (Burr et al., 2006 ; Perron et al., 2006 ; Jaumann et al., 2008), les modèles méso-échelles de convection atmosphériques et les GCM, on remarque que nos valeurs sont cohérentes avec celles des autres modèles (Tableau 3.5.2). Néanmoins, notre borne supérieure (4,5 mm/h) est inférieure d'au moins 1 ordre de grandeur par rapport

aux bornes maximales des autres modèles (sauf pour celui de Jaumann et al., 2008).

Nous pouvons convertir ce taux instantané en un taux moyen afin de le comparer aux pluviométries moyennes calculées par les GCM. On estime la fréquence des orages sur cette zone. D'après la carte de distribution des nuages (Figure II.10), on remarque que 8 évènements nuageux ont été détectés dans la bande équatoriale de ± 10° et environ 20 entre ± 20°. Certains évènements ont pu échapper à l'observation de Cassini, hors période de survol de Titan, mais cela fournit une estimation. De même, ces évènements nuageux n'induisent pas nécessairement des épisodes de pluie (certaines observations concernent uniquement des petits nuages). Si on estime une borne maximale, on peut considérer un total de 20 orages sur les 13 années de la mission Cassini, soit environ 2 orages par an. Hueso et Sánchez-Lavega (2006) ont estimé qu'ils avaient une durée maximale de 10 heures. Ainsi, en prenant la borne maximale de nos taux de précipitation, nous arrivons à une valeur d'environ 90 mm/an. Ce taux est surestimé mais il fournit une pluviométrie maximale sur l'année. Il est en accord avec les valeurs calculées par les GCM de Schneider et al. (2012), Lora et al. (2015) et Tokano (2019).

Type de modèle	Référence	Taux de précipitation
GCM	Rannou et al. (2006)	10 mm/an (moyenne)
	Mitchell (2008)	5 mm/an (moyenne)
		0,15 mm/h (instantané)
	Mitchell et al. (2011)	0,1 mm/jour (moyenne)
		0,05 mm/h (instantané)
	Schneider et al. (2012)	90 mm/an (moyenne)
		0,4 mm/h (instantané)
	Lora et al. (2015)	73 mm/an (moyenne maximale)
	Tokano (2019)	36 mm/an (moyenne maximal)
Modèles de convection atmosphérique	Hueso et Sánchez-Lavega (2006)	8-170 mm/h (instantané)
	Barth et Rafkin (2010)	8-30 mm/h (instantané)
Modèles « hydrologiques »	Burr et al. (2006)	0,02-37 mm/h (instantané)
	Jaumann et al. (2008)	inf 2,3 mm/h (instantané)
	Perron et al. (2006)	0,5-15 mm/h (instantané)
	Notre étude	**0,01-4,5 mm/h (instantané)**

Table V.4. Récapitulatif des taux de précipitation moyens annuels et instantanés aux basses latitudes, calculés à partir de différents modèles. Les années correspondent à des années terrestres.

Une telle pluviométrie pourtant surestimée, correspond bien aux pluviométries rencontrées pour des climats arides sur Terre. Les taux de précipitations instantanés calculés correspondent à des pluies considérées sur Terre comme « modérées », et non diluviennes comme on pourrait s'y attendre pour des tempêtes (une pluie est considérée sur Terre comme « forte » à partir de 7 mm/h [2]). Il se pourrait donc que de telles rivières, soumises à un climat aride, puissent se former à partir de pluies modérées épisodiques. Comme expliqué en partie V.3.3, la formation des rivières sur Titan nécessiterait moins de liquide, et donc de précipitations, que sur Terre .

2. http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Intensite-de-precipitations.html

3.6 Conclusion

Les rivières à l'équateur de Titan semblent suivre la théorie de la rivière au seuil. Ainsi, lorsque le débit de la rivière est suffisamment fort pour entraîner les grains du lit, le rapport entre les forces qui tendent à entraîner les grains et celles qui le retiennent permet de déterminer la forme de la rivière. En particulier, cette théorie permet de relier le débit, la largeur et la pente.

Elle nous a permis de déterminer le débit des rivières observées sur Titan à partir de valeurs de pente mesurées sur le MNT-IPGP. La comparaison de ce débit à des données de rivières similaires sur Terre a montrée que le débit sur Titan était inférieur aux valeurs terrestres. Cela pourrait signifier qu'avec des débits similaires, de plus grosses rivières peuvent se former sur Titan. De la même façon, cela pourrait indiquer qu'à largeur égale, les rivières sur Titan nécessitent un débit inférieur aux rivières terrestres pour transporter des grains de même taille.

Ce débit a ensuite été converti en taux de précipitations, fournissant des valeurs comprises entre 0,01 et 4,5 mm/h. Ceux-ci correspondent aux taux de précipitation requis pour initier le mouvement des sédiments et donc pour former la rivière. Ils doivent donc être considérés comme des estimations minimales du taux de précipitation. Ces taux sont associés à des pluies « modérées » sur Terre. Un taux de précipitation moyen (surestimé) d'environ 90 mm/an a également pu être calculé, confirmant que le climat équatorial de Titan peut être qualifié d'aride.

Chapitre VI

Conclusions et perspectives

1 Conclusions 123
2 Perspectives 125

1 Conclusions

Situé à plus de 1,2 milliards de kilomètres de la Terre, Titan présente des caractéristiques très exotiques : une température de surface de l'ordre de -180°, une atmosphère riche en méthane et photochimiquement active, produisant des aérosols organiques qui coagulent dans l'atmosphère avant de se déposer en surface, une surface majoritairement composée de glace d'eau et de dépôts de ces aérosols atmosphériques, et enfin un cycle du méthane analogue au cycle de l'eau sur Terre. Les images acquises par la mission Cassini-Huygens ont révélé des structures géomorphologiques étonnamment similaires à la Terre. En particulier, le réseau de rivières observé par la sonde Huygens lors de sa descente présente des morphologies semblables aux réseaux terrestres formés par incision. Ce paysage qui est à ce jour le mieux résolu a suscité de nombreuses études. Sur la base d'une analyse principalement qualitative des images DISR et d'un modèle numérique de terrain préliminaire (MNT-USGS), certaines études ont émis l'hypothèse d'un réseau de rivières mécaniquement incisé par le ruissellement engendré par les précipitations de méthane (Tomasko et al., 2005 ; Burr et al., 2006 ; Perron et al., 2006 ; Soderblom et al., 2007b).

Afin d'approfondir nos connaissances sur le contexte géomorphologique et climatique qui a permis la formation et l'évolution d'un système aussi exotique que des rivières de méthane liquide, nous avons mené une étude quantitative de la topographie, de la géomorphologie et de l'hydrologie de ce réseau de rivières situé près du site d'atterrissage de la sonde Huygens.

Lorsqu'on aborde une étude géomorphologique, il est indispensable de disposer d'un MNT précis. Aussi, la première étape de cette thèse a été de reconstruire la topographie du site d'atterrissage de la sonde Huygens par photogrammétrie. La grande complexité du jeux de données disponible a nécessité la mise en place d'une nouvelle stratégie de

reconstruction topographique. En particulier, celle-ci s'appuie sur la localisation des rivières et leur sens présumé d'écoulement pour lever l'ambiguïté de l'orientation globale du MNT, grâce à un calcul du routage. Le modèle numérique de terrain résultant (MNT-IPGP) présente un meilleur échantillonnage spatial (18 m/pixel) et une topographie plus fiable que celle calculée en 2005 par l'USGS et utilisée dans les études précédentes.

Nous avons utilisé ce nouveau MNT afin d'étudier la géomorphologie du paysage fluvial proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens. En particulier, nous avons tenté d'extraire la signature climatique de ce site à partir de sa topographie. Pour cela, nous avons appliqué trois critères géomorphologiques dont deux reposaient sur l'analyse du profil longitudinal des rivières et un se basait sur la distribution des pentes de l'ensemble du paysage. Ces critères ont par ailleurs été évalués sur des paysages terrestres dont les contextes climatiques sont connus. La comparaison entre Titan et la Terre nous a permis de conclure que le site d'atterrissage de la sonde Huygens était soumis à un climat de type « aride » dans la classification de Köppen-Geiger (Köppen, 1931 ; Geiger, 1961). Cependant, ces critères étant peu discriminants, une analyse géomorphologique ne permet pas à elle seule d'extraire des informations précises et définitives sur le climat auquel est soumis la topographie.

Ainsi, pour aller plus loin dans l'étude climatique et fluviale de l'équateur de Titan, nous avons estimé le taux de précipitation requis pour initier le mouvement des sédiments dans la rivière. Pour cela nous avons recouru à la théorie de la rivière au seuil qui permet de relier le débit, la largeur et la pente d'une rivière. Après avoir vérifié cette théorie sur Titan, nous avons calculé le débit de la rivière principale observée près du site d'atterrissage de Huygens, obtenant une valeur maximale de 2 m^3/s. En comparant cette valeur à des débits terrestres requis pour des rivières de morphologie similaire, nous avons constaté un débit plus faible sur Titan que sur Terre. Cela pourrait signifier qu'à largeur égale, les rivières sur Titan nécessitent moins de liquide pour transporter des particules de même taille que les rivières terrestres.

Le débit a ensuite été converti en taux de précipitation, fournissant des valeurs comprises entre 0,01 et 4,5 mm/h. Celles-ci sont cohérentes avec les valeurs calculées par les modèles climatiques mais elles sont mieux contraintes car la borne supérieure est inférieure d'au moins un ordre de grandeur par rapport aux valeurs maximales fournies par ces modèles. Ces taux de précipitation sont ceux requis pour initier le mouvement des sédiments et donc pour former la rivière. Par conséquent ils doivent être considérés comme des estimations minimales du taux de précipitation. Nous avons également calculé un taux de précipitation moyen annuel (surestimé) de 90 mm/an, confirmant que le climat équatorial de Titan peut être qualifié d'aride.

En conclusion, cette étude a montré que les paysages fluviaux proches du site d'atterrissage de la sonde Huygens étaient peu incisés et de faible pente. Ces caractéristiques semblent indiquer la présence d'un climat aride au niveau l'équateur de Titan (taux de précipitation annuels maximum de 90 mm/an). Ceci est confirmé par la présence de grands champs de dunes dans la bande équatoriale. Les rivières observées sur les images DISR se formeraient lors d'évènements pluvieux rares et modérés (taux de précipitation instantanés de moins de 5 mm/h). Cela est lié au fait que, pour former des rivières de taille similaires, il y a besoin de moins de liquide sur Titan que sur Terre.

Au travers de l'étude topographique, géomorphologique et hydrologique d'une zone

restreinte situées à l'équateur de Titan, nous avons apporté des contraintes climatiques locales mais aussi globales puisque les taux de précipitations estimés pourront servir de contraintes aux modèles climatiques globaux.

2 Perspectives

Cette thèse ouvre un vaste éventail de perspectives et d'axes d'approfondissement. Tout d'abord, il serait intéressant d'analyser le réseau secondaire de rivières observé sur le MNT-IPGP. Celui-ci est plus réduit que le réseau principal et présentait donc moins d'intérêt pour notre étude, mais il pourrait compléter notre jeu de données pour le calcul du taux de précipitation. Évaluer la dynamique des bassins versants serait également un sujet à aborder via la carte des valeurs de χ (Willett et al., 2014).

Des études similaires portant sur les rivières situées aux Pôles Nord et Sud seraient par ailleurs profitables. Les taux de précipitation requis pour former les rivières seront vraisemblablement très différents car le climat des hautes latitudes est aussi à priori très différent de celui de l'équateur (cf. partie II.1.3.4). Ces régions pourraient être étudiées grâce aux MNT issus du MNT Cassini SARTopo dont la résolution horizontale est de plusieurs kilomètres.

Enfin, un deuxième réseau de rivières proche du site d'atterrissage de la sonde Huygens pourrait être étudié. Il est situé plus à l'ouest et présente des morphologies différentes de celles des rivières que nous avons étudiées (Figure HII.26A). En effet, il présente des ramifications courtes et a priori tronquées alors que notre réseau d'étude avait une forme dendritique. Ces affluents courts et tronqués pourraient être dus à des réseaux formés par infiltration (voir II.2.2) contrairement à ceux de notre étude formés par érosion mécanique due au ruissellement des précipitations de méthane. Ces processus probables de formation rend ce site particulièrement intéressant à étudier. A partir des cinq images DISR couvrant cette zone, nous pourrions essayer de reconstruire le relief par photogrammétrie par une approche similaire à celle présentée dans cette thèse. Néanmoins, le recouvrement entre ces 5 images semble être trop faible pour obtenir une bonne reconstruction photogrammétrique.

Ces axes de recherche pourraient être investigués à court terme. Néanmoins, nous serons une nouvelle fois limités par les données disponibles et par notre connaissance à priori de Titan. En particulier les MNT construits aux pôles ont des résolutions spatiales trop faibles pour permettre l'étude de rivières de taille similaire à celles du site d'atterrissage de la sonde Huygens. En outre ces régions ne disposent pas d'images rapprochées de résolution suffisante pour accéder à la taille des sédiments. Un autre point bloquant, qui s'appliquait déjà à notre étude, est la composition chimique de la surface dont on a besoin pour le calcul des taux de précipitation.

Quelques unes de ces limitations pourraient être levées avec la mission Dragonfly de la NASA entièrement dédiée à Titan et qui atterrira à sa surface en 2034. Le site d'atterrissage prévu est un champ de dunes situé à l'équateur près du cratère Selk, à environ 20° à l'ouest de celui de la sonde Huygens. Quelques réseaux de rivières sont visibles dans cette région. Cette mission est composée d'un drone qui effectuera des vols de courte durée lui permettant de parcourir jusqu'à 175 km pour explorer la surface de

Titan et sa basse atmosphère. Des mesures in situ apporteront de nouvelles contraintes sur la nature du sol et le climat équatorial. Ces nouvelles données pourraient permettre d'estimer le débit sédimentaire de certaines rivières de Titan et d'établir ainsi un couplage entre l'écoulement et le transport sédimentaire, très important dans le contrôle de la forme des rivières.

Chapitre VII

Annexes

1 Analyse de sensibilité pour l'appariement dense 127
2 Inclinaison du MNT-IPGP avant rotation 129
3 Comparaison d'un ensemble de jeux de données terrestre à Titan 130
4 Article 130

1 Analyse de sensibilité pour l'appariement dense

Une analyse de sensibilité a été effectuée sur tous les paramètres de l'étape d'appariement dense. La sélection des paramètres a été faite manuellement, en changeant leur valeur afin de conserver la plupart des détails tout en réduisant le niveau de bruit. Comme observé sur la Figure VII.1, une résolution finale plus faible et un pas de quantification et un facteur de régularisation plus importants tendent à lisser le DMT et ne permettent pas de détecter le fond des rivières. Au contraire, une fenêtre de corrélation de plus petite taille tend à bruiter le DTM.

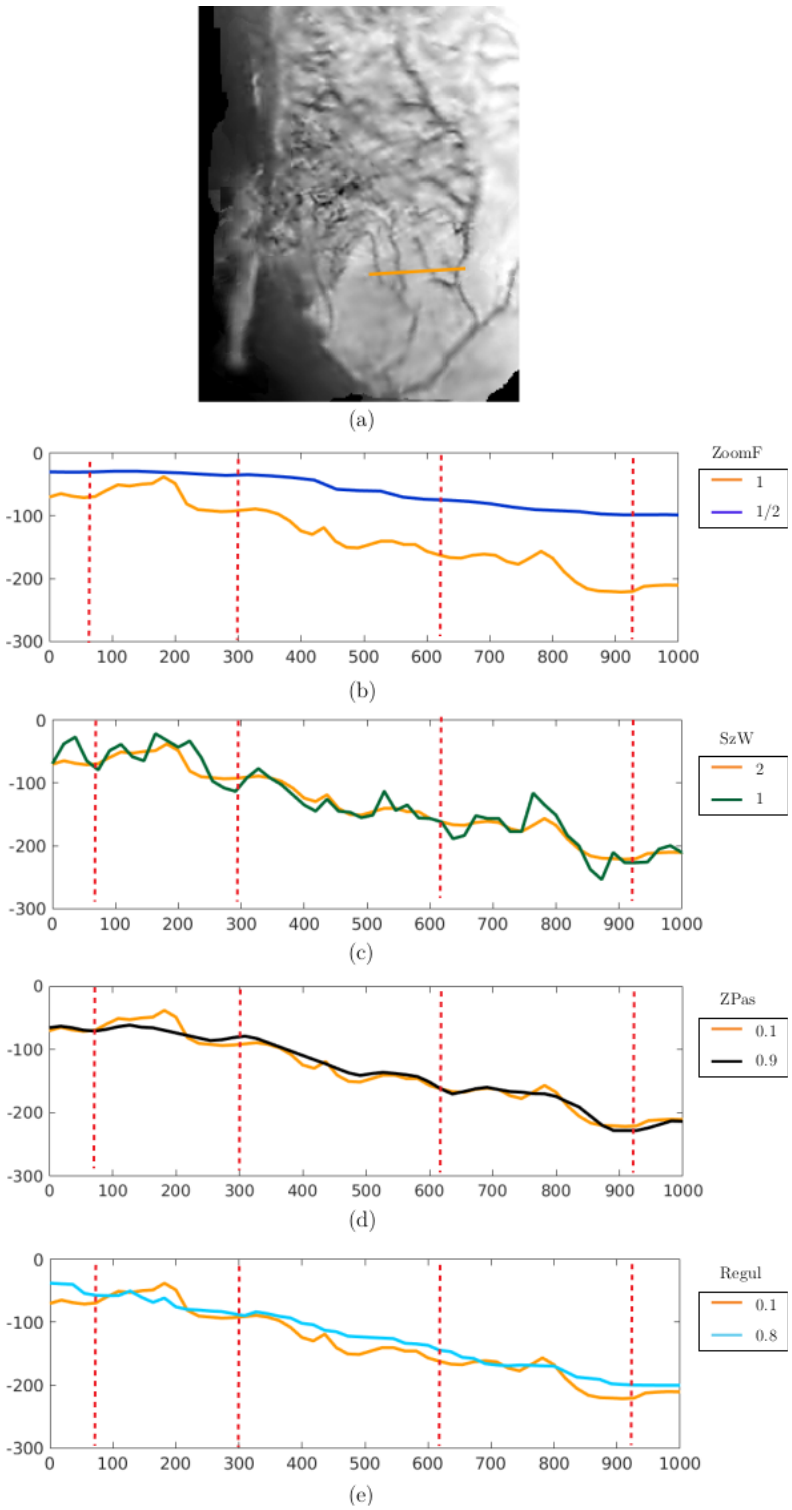


FIGURE VII.1. (a) Orthoimage calculée à partir du MNT-IPGP. Nous affichons le transect de la rivière (en orange sur l'ortho-image) et modifions la valeur de chaque paramètre dans chaque graphe. La ligne orange représente le profil du MNT final et l'autre ligne est le profil du MNT avec un paramètre différent (l'unité pour les deux axes est le mètre) : (b) la ligne bleu foncé représente le profil du MNT pour une valeur de résolution finale plus petite, (c) le tracé vert foncé représente une fenêtre de corrélation de taille plus petite, (d) la ligne foncée correspond à une étape de quantification plus élevée et (e) le tracé bleu représente un facteur de régularisation plus important. La ligne rouge en pointillés indique aux fonds des vallée visibles sur l'orthoimage.

2 Inclinaison du MNT-IPGP avant rotation

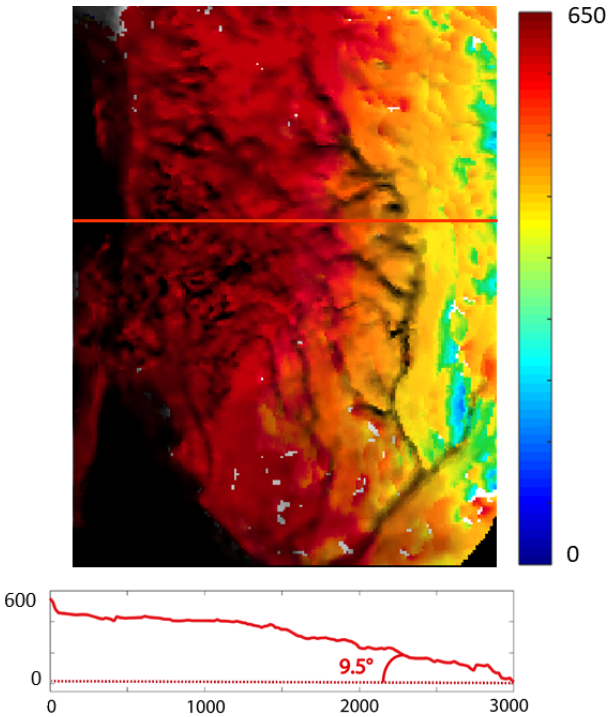


FIGURE VII.2. Transect du MNT-IPGP avant rotation (en sortie de MicMac).

3 Comparaison d'un ensemble de jeux de données terrestre à Titan

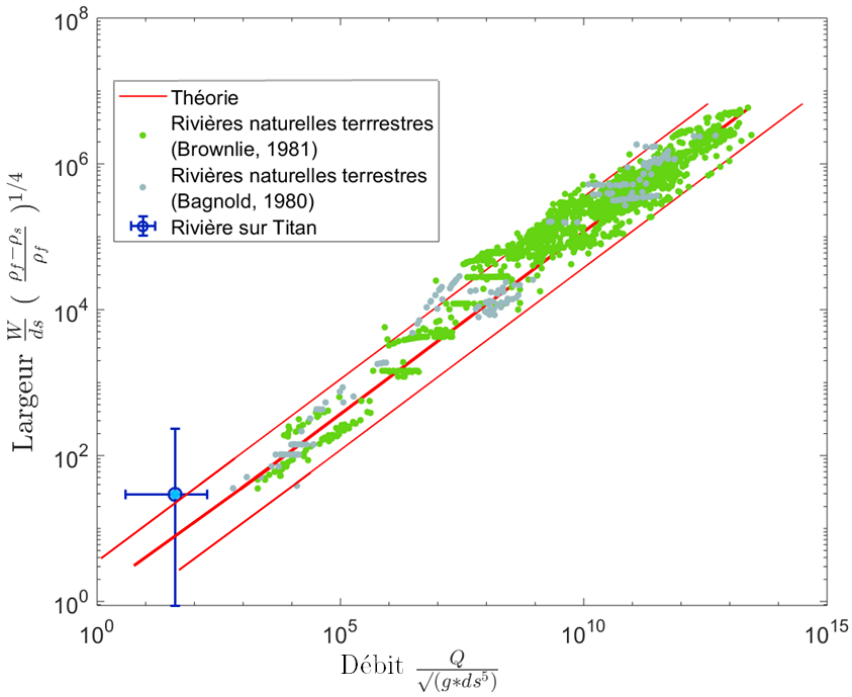


FIGURE VII.3. Largeur de la rivière en fonction du débit (tous deux normalisés afin de pouvoir comparer des rivières terrestres et de Titan) pour l'ensemble des jeux de données de Bagnold (1980) et Brownlie (1981).

4 Article

Earth and Space Science

RESEARCH ARTICLE
10.1029/2020EA001127

A New Digital Terrain Model of the Huygens Landing Site on Saturn's Largest Moon, Titan

C. Daudon[1], A. Lucas[1], S. Rodriguez[1], S. Jacquemoud[1], A. Escalante López[2], B. Grieger[2], E. Howington-Kraus[3], E. Karkoschka[4], R. L. Kirk[3], J. T. Perron[5], J. M. Soderblom[5], and M. Costa[2]

[1]Université de Paris, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, Paris, France, [2]RHEA System for ESA, European Space Astronomy Centre, Madrid, Spain, [3]Astrogeology Science Center, U.S. Geological Survey, Flagstaff, AZ, USA, [4]Lunar and Planetary Laboratory, Tucson, AZ, USA, [5]Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA

Key Points:
- We create a new digital terrain model (DTM) of the Huygens landing site that offers the best available resolution of river valleys on Titan
- The complexity of the data set requires a tailor-made reconstruction procedure that is detailed
- The workflow uses reprocessed Huygens/DISR images and an automated shape-from-motion algorithm to improve an earlier DTM

Supporting Information:
- Supporting Information S1

Correspondence to:
C. Daudon,
daudon@ipgp.fr

Citation:
Daudon, C., Lucas, A., Rodriguez, S., Jacquemoud, S., Escalante López, A., Grieger, B., et al. (2020). A new digital terrain model of the Huygens landing site on Saturn's largest moon, Titan. *Earth and Space Science*, *7*, e2020EA001127. https://doi.org/10.1029/2020EA001127

Received 3 FEB 2020
Accepted 9 AUG 2020
Accepted article online 12 AUG 2020

©2020 The Authors.
This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Abstract River valleys have been observed on Titan at all latitudes by the Cassini-Huygens mission. Just like water on Earth, liquid methane carves into the substrate to form a complex network of rivers, particularly stunning in the images acquired near the equator by the Huygens probe. To better understand the processes at work that form these landscapes, one needs an accurate digital terrain model (DTM) of this region. The first and to date the only existing DTM of the Huygens landing site was produced by the U.S. Geological Survey (USGS) from high-resolution images acquired by the DISR (Descent Imager/Spectral Radiometer) cameras on board the Huygens probe and using the SOCET SET photogrammetric software. However, this DTM displays inconsistencies, primarily due to nonoptimal viewing geometries and to the poor quality of the original data, unsuitable for photogrammetric reconstruction. We investigate a new approach, benefiting from a recent reprocessing of the DISR images correcting both the radiometric and geometric distortions. For the DTM reconstruction, we use MicMac, a photogrammetry software based on automatic open-source shape-from-motion algorithms. To overcome challenges such as data quality and image complexity (unusual geometric configuration), we developed a specific pipeline that we detailed and documented in this article. In particular, we take advantage of geomorphic considerations to assess ambiguity on the internal calibration and the global orientation of the stereo model. Besides the novelty in this approach, the resulting DTM obtained offers the best spatial sampling of Titan's surface available and a significant improvement over the previous results.

1. Introduction

After 13 years of observations by the Cassini-Huygens mission (Cassini orbiter and Huygens lander), Titan, Saturn's largest moon, turned out to be a unique body in the solar system. Singularly similar to the Earth, its surface displays morphologies that look familiar to us: drainage basins and river systems (Burr et al., 2006, 2013; Collins, 2005; Lorenz & Lunine, 1996; Lorenz et al., 2008), lakes and seas (Cornet et al., 2012; Hayes et al., 2008; Lopes et al., 2007; Porco et al., 2005; Stofan et al., 2007), dune fields (Barnes et al., 2008; Lorenz et al., 2006; Radebaugh et al., 2008; Rodriguez et al., 2014), and incised mountains (Aharonson et al., 2014; Barnes et al., 2007; Lorenz et al., 2007; Radebaugh et al., 2007; J. M. Soderblom et al., 2010).

Titan has a thick atmosphere mainly composed of nitrogen and methane that are ionized and dissociated in the upper atmosphere by ultraviolet photons and the associated photoelectrons (Galand et al., 2010; Yung et al., 1984). These complex reactions produce aerosols, which end up as solid sediments on the icy surface. They have a strong impact on surface energy budget and on the climate of Titan, consequently playing an active role on landscape formation. The pressure (1.5 bar) and temperature (94 K) prevailing on the surface of Titan induce a methane cycle similar to Earth's water cycle. It allows evaporation, condensation into clouds, and rainfalls (Atreya et al., 2006; Hayes et al., 2018; Lunine & Atreya, 2008). This cycle also induces a range of processes, such as fluvial erosion, that shape landscapes (Jaumann et al., 2008; Lorenz & Lunine, 1996). Similar to erosion by water on Earth, liquid methane carves into the surface to form river valleys clearly visible at all latitudes in the images acquired by the Cassini-Huygens mission

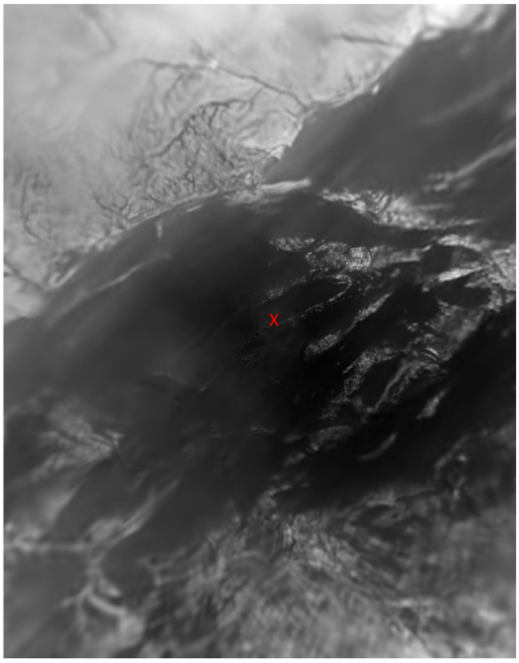


Figure 1. Medium-altitude mosaic (250 m to 50 km) (E. Karkoschka, https://pds-atmospheres.nmsu.edu/PDS/data/hpdisr_0001/EXTRAS/MOSAICS/MOSIACS_PNG/). The red cross in the center of the image indicates the Huygens landing site.

(Langhans et al., 2012; Lopes et al., 2016). Rivers are particularly striking in the high-resolution images (i.e., a few tens of meters) acquired near the equator (167.664°E, −10.573°N) by the Huygens Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) instrument, when the Huygens probe landed on Titan on January 2005. Although liquid methane has not been identified, these images reveal dark features that are interpreted as dry fluvial channels (Perron et al., 2006; Tomasko et al., 2005), where liquid may have flowed in recent history and carved the bright highland region before draining the materials into the flat dark lowlands (Figure 1). The fact that these lowlands are spectrally compatible with a slight enrichment in water ice (Barnes et al., 2007b; Brossier et al., 2018; Rodriguez et al., 2006) and the observation of rounded, icy pebbles on the ground confirm this hypothesis. These pebbles were most likely transported and deposited downstream by the rivers (Keller et al., 2008; Tomasko et al., 2005).

However, the geological processes that sculpt these rivers and their link with climate at different latitudes are still open questions. As far as the equatorial regions are concerned, several studies based on image analysis hypothesized that the rivers observed at the Huygens landing site were mechanically incised from methane precipitation-runoff processes (Aharonson et al., 2014; Perron et al., 2006; Tomasko et al., 2005). Other studies further investigated these questions by comparing 3-D morphologies simulated by landscape evolution models with the local topography retrieved from the observations of the Huygens mission (Black et al., 2012; Tewelde et al., 2013). The frequency and intensity of equatorial precipitations, which control the formation and the evolution of these rivers, and therefore the age and the current activity of these landforms, are still largely unconstrained. A way to better understand the ongoing processes in this region is thus to build an accurate digital terrain model (DTM) of the Huygens probe landing site where there are the most resolved images of Titan surface. These images have been acquired by the DISR panchromatic cameras (with a spectral range going from 660 to 1,000 nm) during the descent of the Huygens probe. They were not intended for photogrammetric reconstruction but, thanks to the wind, the probe slightly swung allowing to acquire a few pairs of images with sufficient overlap. From these images, the U.S. Geological Survey (USGS) produced a DTM of the bright region incised by rivers near the landing site of Huygens using SOCET SET©, a commercial photogrammetry software. A first version of this DTM was presented in Tomasko et al. (2005), and the process of reconstruction was partly explained by L. A. Soderblom, Tomasko, et al. (2007) and Archinal et al. (2006). For clarity, this DTM will be referred as USGS-DTM in the following. As it was the only one showing Titan's rivers at a decameter resolution, it has been used in many studies (Black et al., 2012; Jaumann et al., 2008; L. A. Soderblom, Kirk, et al., 2007; Tewelde et al., 2013; Tomasko et al., 2005). Although the USGS-DTM is the best topographic model of the Huygens landing area produced to date, it is limited by the quality of the data and the mapping technology. Their authors tried to improve the accuracy by revising the geometric calibration of the DISR cameras, and they attempted to quantify the precision of the measured elevations (Archinal et al., 2006). These efforts to make, assess, and fully document the additional DTMs were unfortunately cut short by the end of Huygens mission funding.

At that time, all of the source data products needed to build DISR DTMs were in preliminary and rapidly changing states. Radiometric and cosmetic (compression artifact removal and sharpening) processing of the images had not been finalized, so the versions of the images used were later superseded and never archived. As noted by Archinal et al. (2006), the cameras were geometrically recalibrated, but their optical parameters never published. Only a preliminary estimate of the Huygens descent trajectory was available to constrain the camera position for each image, with no prior information about camera pointing. The version of the Huygens trajectory archived in the PDS (Planetary Data System) differs from both the version used as input for the USGS-DTM and the photogrammetrically adjusted camera positions. As a result, the geometry of stereopairs could only be reconstructed with limited accuracy, so that elevations are relative rather than absolute. The lack of a priori position and pointing information also meant that there was no way to identify potential stereopairs more efficiently than by visual examination of the images. This limited both the effort to

Table 1
Characteristics of the Images Selected to Reconstruct the IPGP-DTM

Image ID	414	420	450	462	471	541	553	601
Camera	HRI	HRI	HRI	HRI	HRI	MRI	MRI	MRI
Altitude (km)	16.7	16.7	14.5	14.1	12.8	10.1	9.9	7.4
Average ground sampling (m/px)	17.8	17.8	15.5	15.1	13.7	21.4	21.0	15.0

map additional areas and the ability to improve the quality of a DTM by using multiple overlapping images. Finally, attempts to use the automatic image matching module of SOCET SET were unsuccessful because of the relatively low signal-to-noise level and the extremely small size of the DISR images. The USGS-DTM was thus generated by visually identifying remarkable features. This process restricts the resolution of the DTM because areas that do not contain mappable features have been filled by interpolation. Unfortunately, the available output from SOCET SET includes only the resulting gridded DTM, not the record of the features actually measured. For all these reasons, it is difficult, or even impossible, to reproduce the USGS-DTM as is and to assess the impact of changing individual steps of the processing, because most of the input parameters are unavailable in their original form.

There are other reasons for concern that impact the use of the USGS-DTM to interpret the morphology and the geology of the landing site. The dome shape of the bright highlands is particularly inconsistent with the drainage patterns observed in the images. Such a topography should lead to a radial shape of the river network, while a dendritic one is observed. Moreover, because of this dome shape, some rivers flow in the wrong direction (upstream), whereas most studies suggest a runoff from the bright highlands to the dark lowlands, which are considered as a dry riverbed or lakebed (Burr et al., 2013; Perron et al., 2006). These discrepancies may result from the difficulty of controlling the images (i.e., improving the knowledge of camera positions and pointing given the limited starting data that were available) described above. As a result, it is likely that the overall USGS-DTM is not properly leveled, and because it was produced from overlapping stereopairs, the apparent dome could be the result of different leveling errors on the two sides. The limited resolution of the manually produced DTM also confounds efforts to assess the complete geometry of the stream courses.

All theses reasons led us to revisit the topographic mapping of the Huygens site. In addition to investigate the apparent errors in the USGS-DTM, we will take advantage of recent advances in the processing of the Huygens data and the stereoanalysis softwares to generate a significantly improved DTM and, ultimately, to map a larger area of the landing site with additional stereopairs. We will also fully document our data sources, methodology, and final products so that others can reproduce or extend our work.

Since the USGS-DTM realization, recent postprocessing of the DISR images were performed (Figure 3) to correct both for the radiometric and geometric distortions (Karkoschka & Schröder, 2016; Karkoschka et al., 2007). A reestimate of the navigation data (SPICE kernels) is also available (Charles, 1996; ESA SPICE Service, 2019). The new DTM, hereafter called the IPGP-DTM, was built using MicMac, a free and open-source photogrammetry software (Bretar et al., 2013; Pierrot-Deseilligny & Clery, 2011; Pierrot-Deseilligny & Paparoditis, 2006). MicMac applies a shape-from-motion (SfM) algorithm to generate large point clouds. To manipulate the Huygens images, which were originally not intended for photogrammetric reconstruction, a tailor-made reconstruction procedure was required. The strategy detailed in this article can be applied to any target with unusual photogrammetric conditions, for instance, when the parallax between images is very small. In section 2, we present the DISR instrument and the new image processing. Section 3 details the method used to build the IPGP-DTM, and in section 4 we compare the (new) IPGP-DTM to the (old) USGS-DTM and validate it against morphometric arguments.

2. New Processing of the DISR/Huygens Images

2.1. The DISR Instrument and Images: Nominal Processing

The region of interest has been imaged by the DISR instrument, which observed the surface of Titan with unprecedented resolution near the equator (Table 1). The DISR downward-looking instruments include three panchromatic cameras (Table 2): the Side-Looking Imager (SLI), the Medium-Resolution Imager (MRI), and the High-Resolution Imager (HRI). The light is transmitted from the lens system of each camera

Table 2
Characteristics of the DISR Downward-Looking Instruments: High-Resolution Imager (HRI), Medium-Resolution Imager (MRI), and Side-Looking Imager (SLI) (Lebreton et al., 2005; Tomasko et al., 2002, 2003)

Camera	Focal length (mm)	Sensor size (mm)	Zenith range (°)	Size (pixel)
SLI	6.262	2.94 × 5.88	45.2–96	128 × 256
MRI	10.841	4.05 × 5.88	15.8–46.3	176 × 256
HRI	21.463	3.68 × 5.88	6.5–21.5	160 × 256

Note. The focal length is provided by Archinal et al. (2006), and the sensor size can be deduced from the size of the individual pixels/photosites found on the ESA PSA website (https://sci.esa.int/cassini-huygens/31193-instruments/?fbodylongid=734).

to a shared charge-coupled device (CCD) through optical fiber bundles. The optical fiber ribbons are contained in independent conduits; therefore, each camera can be treated as a separate sensor throughout the DTM reconstruction pipeline (Figure 2).

Half of the DISR images are missing due to the loss of one of the two radio transmission channels in the probe receiver on board the orbiter (Karkoschka & Schröder, 2016; Lebreton et al., 2005; Tomasko et al., 2005). Nevertheless, about 300 images of the surface of Titan are available at a resolution ranging from ~3 mm to ~1 km. The aerosol haze was too thick to discern the surface in the first 25 min of the descent of Huygens, but the landscape started to be visible at an altitude of about 50 km.

Before their transmission to Earth, onboard processing operations including flat-field correction, dark subtraction, and replacement of bad pixels were carried out. Unfortunately, image artifacts have been introduced on this occasion. The most significant comes from the use of prelaunch, embedded algorithms dedicated to the flat-field correction. The displacement of the fiber optic bundle during launch, entry, and descent greatly changed the response of the flat fields (Figure 2). The application of prelaunch reduction algorithms consequently ended in a significant degradation of the overall quality of the images (DISR Data User's Guide, https://pds-atmospheres.nmsu.edu/PDS/data/hpdisr_0001/DOCUMENT/DISR_SUPPORTING_DOCUMENTS/DISR_DATA_USERS_GUIDE/DISR_DATA_USERS_GUIDE_3.PDF).

Another issue concerns the irreversible image compression before transmission to Earth. The images were first converted from 12 bits to 8 bits using a look-up table similar to a square root transformation. Then they were compressed on board with a discrete cosine transform (DCT) algorithm. This transform is equivalent to a JPEG compression, a lossy operation that discards small valued coefficients. Although the loss was lower than the noise in most images, it was significant in some images with a high information content (Karkoschka & Schröder, 2016).

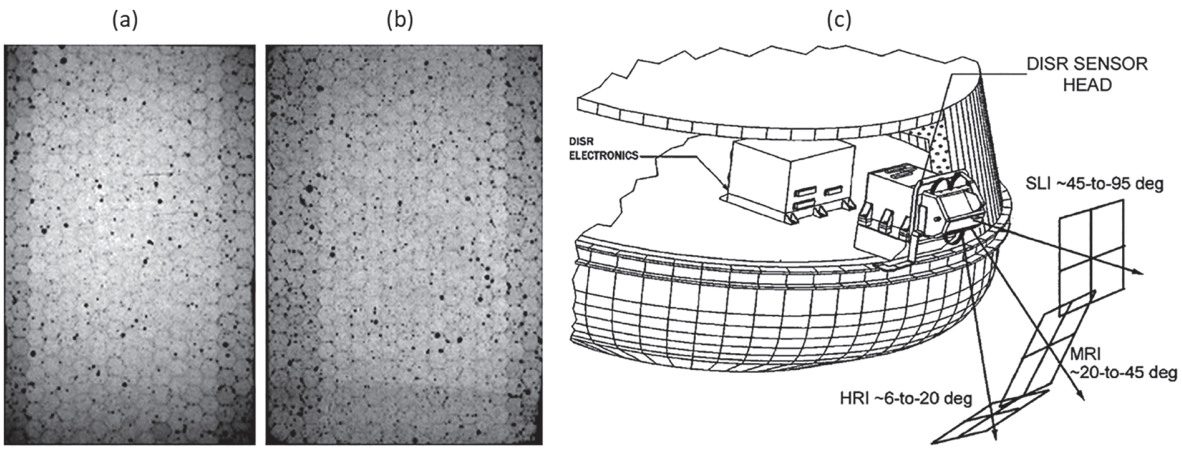


Figure 2. Flat field of (a) the HRI camera and (b) the MRI camera, showing the response of the instrument to uniform illumination. The "chicken wire" pattern is due to the seams between individual fiber optic strands (DISR Data User's Guide). (c) The DISR instrument looking out of the Huygens probe. The three viewing directions of the imagers (HRI, MRI, and SLI) are shown (University of Arizona).

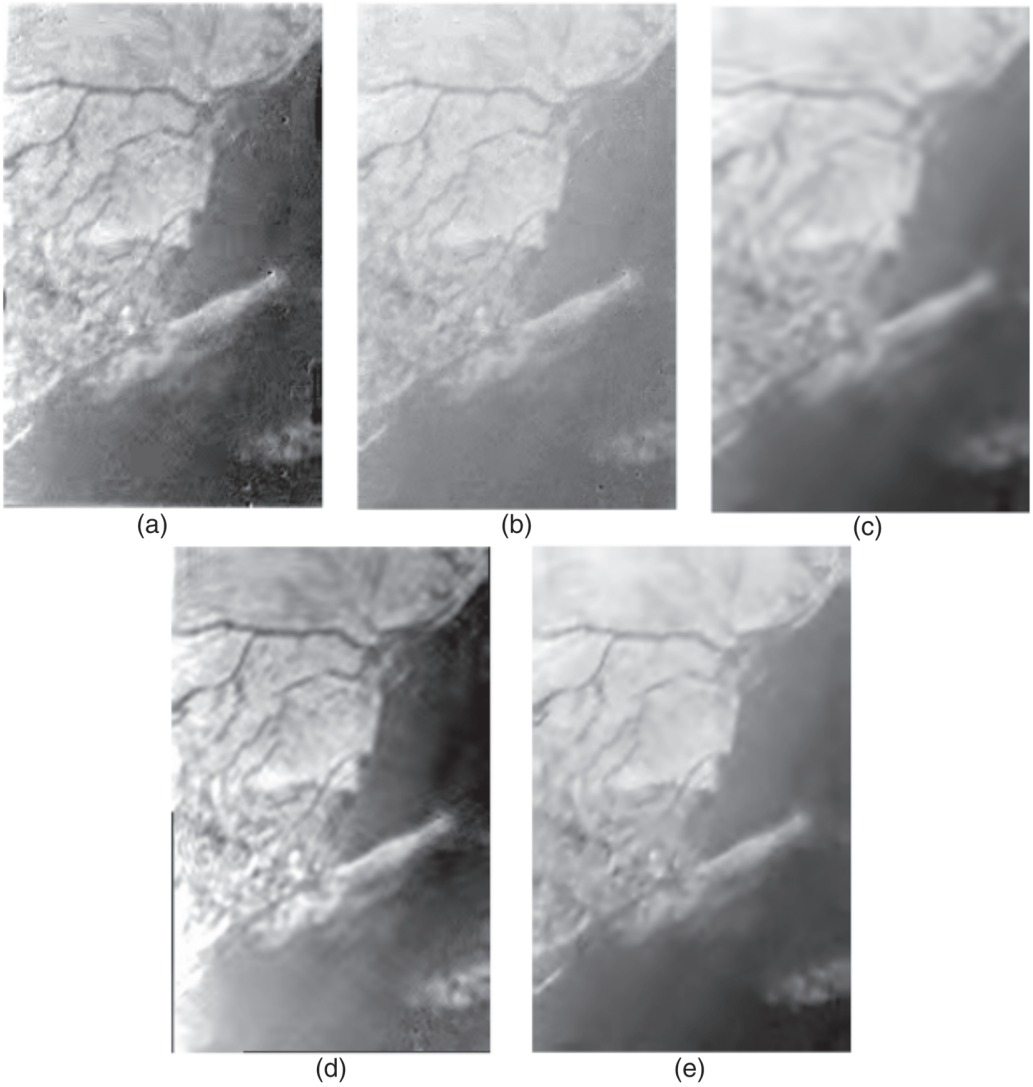


Figure 3. Comparison of five generations of images (Image #414): (a) Raw image photometrically stretched. (b) Image corrected for flat-field, dark, bad pixels, and electronic shutter effect. (c) Image further processed to remove compression-induced artifacts and to adjust for geometric distortions. (d) Image with undocumented postprocessing used to produce the USGS-DTM. (e) Enhanced image obtained with the new processing and used to produce the IPGP-DTM (Karkoschka & Schröder, 2016).

2.2. Decompression and Postprocessing

The DISR images are decompressed and postprocessed after transmission to Earth: (1) Their photometric stretch is square root expanded to restore the 12-bit depth, (2) they are flat-field corrected to eliminate the photometric distortions of the cameras, (3) the dark current is removed using the camera model at the exposure temperature, (4) the electronic shutter effect caused by data clocking is compensated for, (5) the images are further flat fielded to remove artifacts seen at the highest altitudes (flat, homogeneous upper atmosphere), (6) the stretch is enhanced to increase the dynamics, and (7) the bad pixels are replaced by their neighbors. The images have also been processed so as to remove compression artifacts and adjusted for geometric distortions of the camera optics and refraction from the atmosphere (see supporting information Figure S1).

In an early version of the DISR data set, the decompressed pixel values were rounded to the nearest integer before applying an inverse square root, which led to a significant information loss. The new image processing has corrected these errors and removed the residual radiometric artifacts (e.g., Karkoschka, 2016;

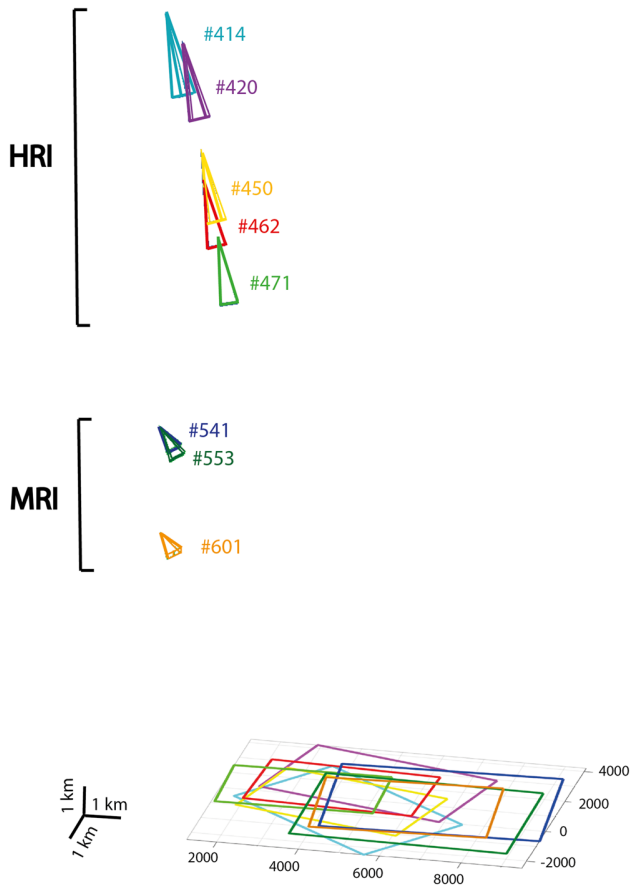


Figure 4. Position and orientation of the HRI and MRI cameras at the shooting time of the eight selected images, extracted from the SPICE kernels (ESA SPICE Service, 2019), and images footprint. The focal lengths are enlarged by a factor of 300, and the coordinates are expressed in meters in a local tangent frame (Appendix A).

Karkoschka & Schröder, 2016; Karkoschka et al., 2007). Indeed, the standard decompression scheme produced images that consist of certain spatial frequencies in each 16 × 16 pixel block with noticeable boundaries between adjacent blocks. In many images, artifacts generated by the compression were more apparent than real features on the surface of Titan. That problem was fixed by smoothing high spatial frequencies (Karkoschka et al., 2007). The method was recently improved by Karkoschka and Schröder (2016) who use a lower degree of smoothing so the new images display significant radiometric and geometric differences compared to those used to build the USGS-DTM (L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007; Tomasko et al., 2005). Note that the latter have been also postprocessed, but the method used is not documented. The images with the most up-to-date corrections are used to reconstruct the IPGP-DTM (Figure 3e).

3. Building the IPGP-DTM

3.1. Image Selection and Navigation Data

Eight stereoscopic images (#414, #420, #450, #462, #471, #541, #553, and #601) were selected for the photogrammetric reconstruction (see supporting information Figure S2) of the IPGP-DTM owing to their optimal areas of overlap and resolutions (Table 1). Half of them were used to generate the USGS-DTM (#414, #450, #553, and #601). We only processed those acquired by the HRI and MRI cameras because the coarser surface resolution and the higher emission angles of the SLI camera were not suitable for DTM reconstruction. The HRI camera acquired images with the largest focal length and from the highest altitude compared to the MRI camera (Figure 4). Such a configuration enabled us to use the two cameras because the average ground sampling is similar for both of them (Table 1).

Due to the presence of a thick haze layer in Titan's atmosphere, the images acquired between 50- and 30-km altitudes were too blurry for photogrammetric reconstruction. Below, the wind was weak (4 m/s) and the descent almost straight with a slight lateral drift (Karkoschka et al., 2007; Tomasko et al., 2005). Such a geometry is definitely not optimal for photogrammetric reconstruction because of low image overlap, variable pixel size, and very small B/H ratio (the distance B between two camera point of views compared to the altitude H) (Figure 4).

The position and orientation of the Huygens probe during the descent were first computed by the Huygens Descent Trajectory Working Group (DTWG). The positions are given with an uncertainty of the order of 0.24° in longitude, 0.17° in latitude, and ranging from 0.05 to 8.3 km in altitude. They have been reestimated by the ESA SPICE Service. The Spacecraft Ephemeris Kernel (SPK) containing the position and velocity of the probe during the descent were generated using data from the DTWG (Kazeminejad & Atkinson, 2004; Kazeminejad et al., 2011). They were computed by numerical integration of the equations of motion, providing the position of the probe in spherical coordinates with respect to the Titan centered fixed frame, together with the altitude derivative with time. The finite difference method provided good results for the velocity vectors thanks to the high time resolution of the data. Finally, a polynomial interpolation was performed between datapoints for the creation of the kernel.

For the generation of the Camera Kernel (CK) that contains the attitude of the probe, thus the pointing direction of the cameras, the body angles of the probe were reconstructed with the geometry derived from the DISR images provided by Karkoschka et al. (2007). Lastly, in order to smooth the evolution of the data points, the spin rate from housekeeping data was introduced in the calculations and used to write another CK, which implements the actual angular rate with the exact attitude of the probe at each moment of shooting. The Frame Kernel (FK) and Instrument Kernel (IK) that complement the CK have been defined according to the standard fixed frames and parameters of the probe provided by the Huygens User manual.

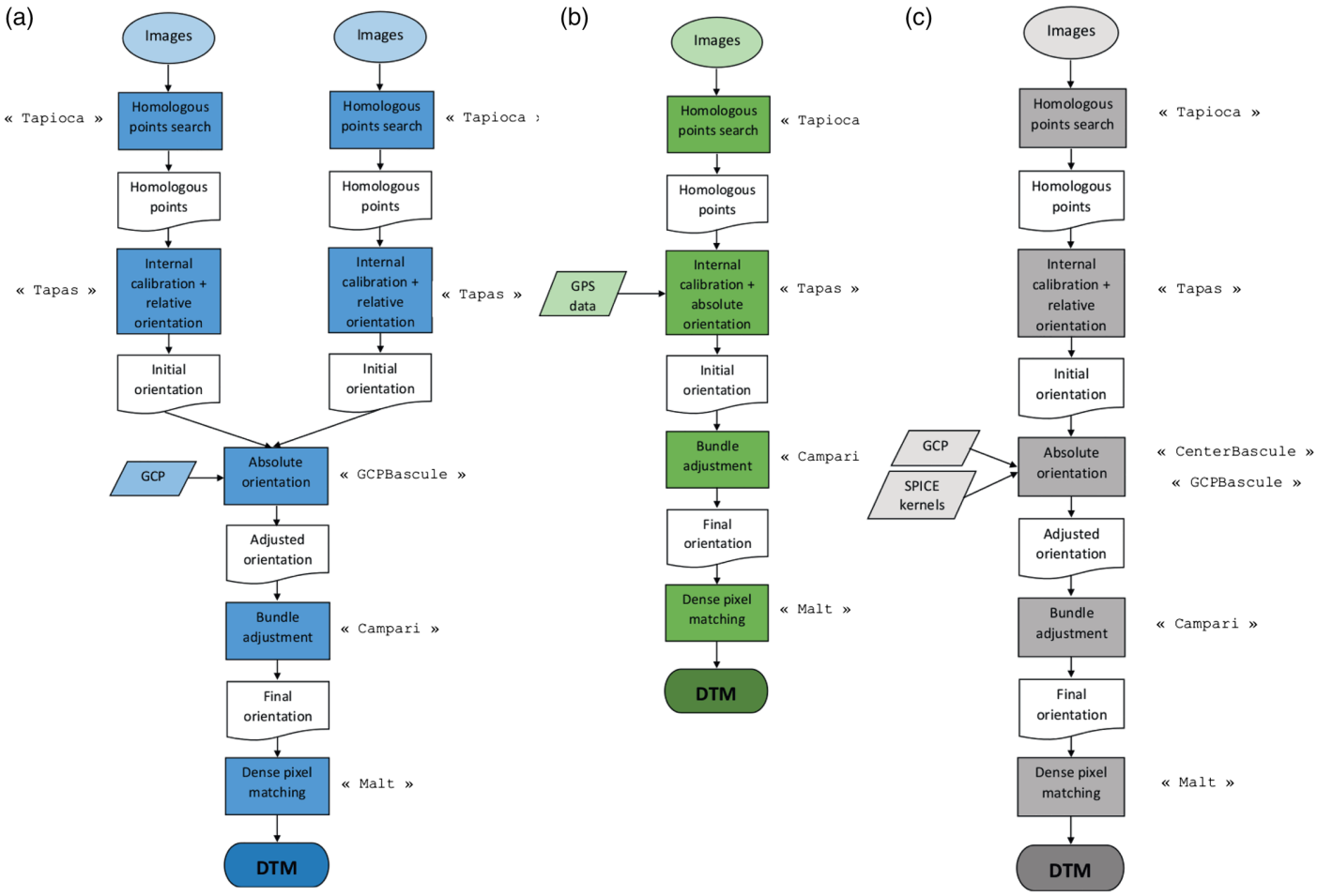


Figure 5. Diagrams of a typical reconstruction workflow for (a) an "architectural" scenario and (b) a "drone" scenario. (c) Summary diagram of the specific IPGP-DTM extraction workflow. GCP refers to ground control points. The MicMac commands are noted in quotation marks along with the corresponding steps in the workflows.

3.2. IPGP-DTM Construction Using MicMac

The construction of the IPGP-DTM was carried out with MicMac, a free and open-source photogrammetry suite developed by IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière) and ENSG (Ecole Nationale des Sciences Géographiques) (Bretar et al., 2013; Pierrot-Deseilligny & Clery, 2011; Pierrot-Deseilligny & Paparoditis, 2006). We selected MicMac because it allows a large degree of freedom in the sensor models and in the 3-D reconstruction strategies, which makes it a relevant tool for our application. Since the images and the geometries of acquisition are not optimal, it is important to control the parameters at each stage of the reconstruction. MicMac also incorporates a correlator that proved to be more reliable and robust than in other photogrammetry softwares (Rosu et al., 2015). Another important issue is that any user can reproduce the IPGP-DTM.

Regarding our particular data set, we developed a specific workflow. Indeed, we are in a particular case at a crossroads between two typical scenarios:

- the "architectural" scenario, which tries to reconstruct a complex structure and usually deals with different focal lengths of the same camera in order to capture all the details of the studied structure.
- the "drone" scenario, where images are acquired by a short focal length camera on board a drone with inaccurate GPS data.

These two scenarios can be easily handled by MicMac following a classical pipeline (Figure 5). Yet our data set is a mix of the two scenarios with different focal lengths and imprecise navigation data. Moreover, the

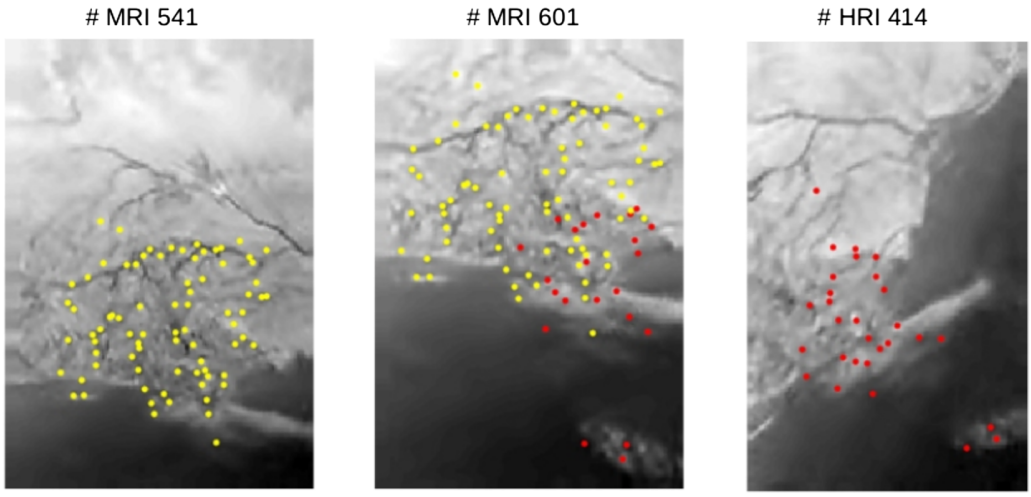


Figure 6. Example of homologous points found between two image pairs by the SIFT correlator of MicMac: in yellow, between #MRI601 and #MRI541 (79 points) and in red, between #MRI601 and #HRI414 (29 points).

parallax of our images is small, and we are working with two different cameras. We therefore could not apply an existing workflow and had to develop an entirely new procedure for this particular data set (Figure 5). This workflow can be extended to any case where the camera configuration is complex (low parallax and overlap, imprecise navigation data, no ground control points [GCP], etc.).

Batch commands can be run from a command line, and the three main steps of the photogrammetric reconstruction (homologous points search, absolute orientation, and depth map construction) are divided into six substeps corresponding to different commands (Figure 5). The entire reconstruction process is fast (i.e., about 5 min on a dual socket Xeon workstation) on small images (five images 256 × 160 pixels and three images 256 × 176 pixels).

3.2.1. Homologous Points Search

The first step consists in applying the SIFT correlation algorithm to find homologous points between each image pairs (Lowe, 2004). MicMac applies SfM techniques (Bretar et al., 2013); that is, it works with multi-view stereo images. To maximize the number of points, we look for the homologous points of each pixel of the images without degrading the resolution of the images. Depending on the image pair (Figure 6), between 10 and 80 points are detected. Their high density and their homogeneous distribution are a prerequisite for an optimal DTM reconstruction. Considering the low contrast and low texture of the images, especially in the dark area, the number and distribution of homologous points are satisfying. In comparison, we also tried to search homologous point with SOCET SET and found only three points with these new images.

3.2.2. Orientation and Position of the Cameras

The second step aims to find the orientation and the position of the cameras as the images were acquired. It is the most delicate stage. Indeed, although the SPICE kernels predicting the Huygens probe position and orientation during the descent have been recently recomputed, the altitude and the attitude are determined with an accuracy larger than 0.24° in longitude and 0.17° in latitude, which is inadequate for photogrammetry reconstruction. Thus, given the poor quality of the images and the low constraints on the camera position and orientation, this stage must be performed carefully.

The absolute orientation of the sensor is generally found by MicMac in two stages. The first is the internal calibration that computes a relative orientation using only the images; it provides an initial estimate of the position and the orientation of the optical center in any reference frame, allowing a reestimation of the sensor parameters such as the focal length, the boresight position and orientation, and the distortion parameters. Then, one can provide the absolute orientation that consists in replacing the nongeoreferenced data computed by the relative orientation by the georeferenced data. In our case, four substeps are required to achieve the final orientation: one for the relative orientation, two for the absolute orientation, and one for the orientation refinement. At the end, the absolute positions and orientations of the cameras at the time of shooting are provided for the eight selected DISR images in a local tangent frame (Appendix A).

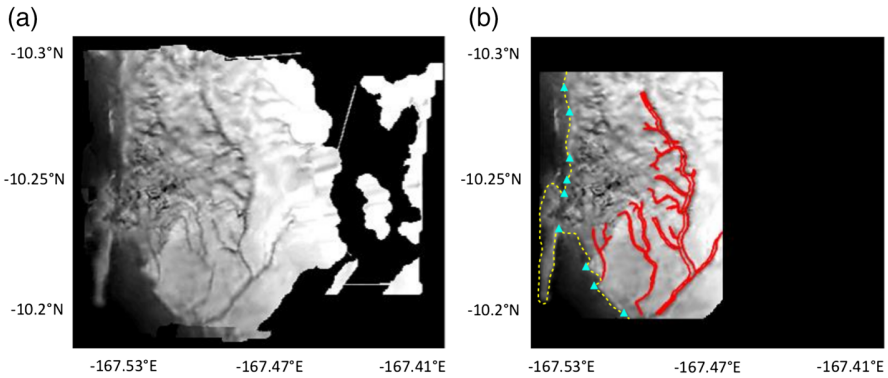


Figure 7. (a) Orthorectified mosaic of the selected DISR image (i.e., projected mosaic accounting for the relief) build by MicMac. (b) Orthorectified image masked according to the correlation score and the EP value (see section 3.2.4). The shoreline is depicted by a yellow dotted line, the ground control points are represented by cyan triangles, and the major rivers are drawn as red lines. The coordinates (in m) are in a local tangent frame (Appendix A).

After several tests, we decided to discard the internal calibration during the relative orientation because reestimating these parameters using poor-quality images is unreliable. We consequently trusted the preexisting calibration of the sensors using the focal lengths and the sensor size found in the DISR User Guide. If not, this step does not converge. However, a first estimation of the position of the optical center and the orientation of the optical axis is carried out during this stage using the images. This step is not essential to compute the final orientation but necessary for MicMac to calculate the absolute orientation.

Then, the absolute orientation is determined in two steps. The first one aims to compensate between the relative orientation and the positions provided by the SPICE kernels, which means that it applies a 3-D homothety (rotation, translation, and scaling) to the preexisting relative orientation. This first step is necessary in order to switch to field coordinates because no preexisting cartography is at our disposal. The second one consists of fixing GCP, the field coordinates of which are known, in order to externally constrain the global orientation. Even if the absolute field coordinates of the site are unknown, some GCPs can be defined with a priori knowledge of the landscape. For instance, several studies asserted that the boundary between the dark and bright areas observed in the Huygens landing site (Figure 7) was a remnant shoreline (e.g., Perron et al., 2006; L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007; Tomasko et al., 2005). We therefore chose to set GCP on the shoreline by imposing on them the same relative elevation (i.e., the shoreline being an equipotential). This second step allows to constrain and improve the orientation, as shown by the projected orthoimages taking into account this new orientation and position of the cameras (Figure 8).

Finally, we performed a bundle adjustment to refine the position and the orientation of the cameras by unlocking the distortion parameters. This technique allows to simultaneously reestimate the coordinates of the 3-D points (i.e., the GCP) and the camera positions. To do so, it minimizes the root-mean-square error

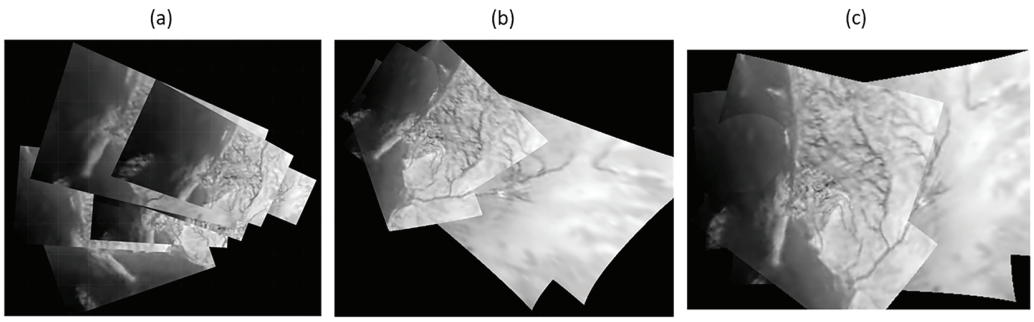


Figure 8. (a) Orthorectified mosaic obtained by projecting DISR images using the positions and orientations from the SPICE kernels only, (b) orthorectified mosaic obtained from the position and orientation of the cameras computed through the pipeline presented in this work but without using GCP (see Figure 5), and (c) orthorectified mosaic obtained with the final position and orientation computed through the entire pipeline (and thus, using GCP).

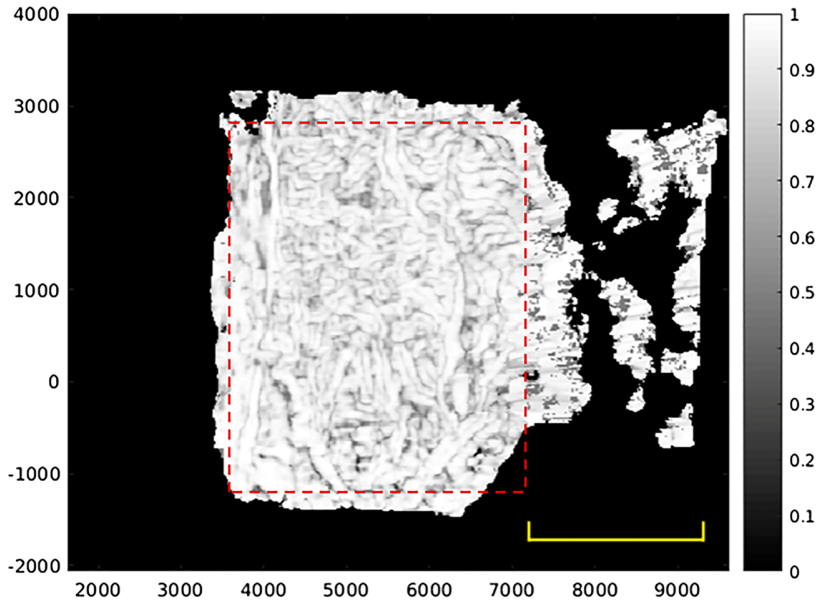


Figure 9. Correlation map showing the best correlation score for each pixel (its corresponding normalized histogram is in supporting information Figure S4). The yellow horizontal bar indicates the region with the worst correlation scores, where most of the pixels are seen with an emission angle greater than 35°. The red dotted line delimits the region used for Figures 11 and 12. The coordinates (in m) are in a local tangent frame.

between the points detected in the images and the reprojections obtained from the camera positions (Triggs et al., 1999). We do not unlock the other parameters (focal length and detector size) because we do not have enough constraints to reevaluate them. This is partly due to the small number of tie points because of the small size of the images and to the fact that we deal with two different cameras, which increases the number of unknown parameters. If we unlock all the parameters, the algorithm does not converge. The result of this compensation gives the final position and orientation in the local tangent frame. To estimate the quality of this orientation, we projected the pixels to the ground and verified that the structures in the images were continuous (Figure 8).

3.2.3. Depth Map Computation

Once the final positions and orientations of the cameras have been retrieved, an automatic matching technique allows to compute a dense matching point cloud and to derive a DTM. This step consists in matching each pixel of each pair of images. We consider each pixel along the epipolar line and calculate its similarity with the point of the second image. Since direct comparison of the images radiometry is complicated, for instance, because of the noise, the similarity is computed with a correlation coefficient. This is done for each pair of images, which means that for each pixel of the DTM, two to eight images might have contributed to its matching. To optimize the matching, we performed a sensitivity analysis by changing the value of the input parameters:

- the resolution used in the final stage of the matching (parameter ZoomF). In our case, given the small size of the images, we used them at full resolution; otherwise, all the details would have been lost;
- the size of the correlation window (parameter SzW). To partially overcome the noise problem, the correlation is usually calculated on pixel neighborhood (also called thumbnail) and not on pixels alone. The larger the thumbnail, the smoother the DTM;
- the quantification step (parameter ZPas). The thumbnail is moved along the epipolar line with a given step, defined by this parameter;
- the regularization factor (parameter Regul) used for the computation of the correlation coefficient.

We converged on a set of parameters (see supporting information section S1) that introduced as little noise as possible while keeping as much information as possible (see Appendix B). The output of this optimized automatic matching provides the final depth map, where the coordinate and elevation are expressed

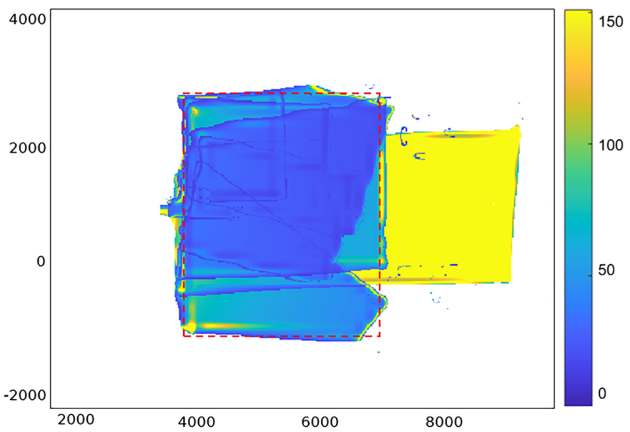


Figure 10. Expected vertical precision map (in m) for each pixel of the overlapping area. When the emission angles of two images are almost equal, EP tends toward infinity (put in white color). The color bar is thresholded up to 150 m, and the red dotted line delimits the region used for Figure 11 and Figure 12. The coordinates (in m) are in a local tangent frame.

in pixels. If the pixel size is known, then we can generate a final DTM expressed in meters, referenced in the local tangent frame. The resulting DTM named IPGP-DTM is displayed in section 3.3 and 4.

Sixty-three percent of the pixels are matched in the region with stereo coverage, which means a correlation score greater than 0. The failing areas correspond to camera emission angles greater than 30° (see supporting information Figure S3). Otherwise, the correlation score is very good with 92% of the pixels having values greater than 0.7 (Figure 9). This is a major improvement of our reconstruction compared to the USGS-DTM for which the automatic correlation failed, requesting an intensive manual editing of the DTM (L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007).

3.2.4. DTM Uncertainties

DTM uncertainties are hardly ever provided by commercial softwares because they are difficult to estimate, especially when the "ground truth" is missing. Usually, the DTM accuracy is quantified by the root-mean-square error (RMSE) that computes the difference between the DTM values and other values of the same area coming from a more accurate source (e.g., Global Navigation Satellite System [GNSS] reference points). When such ancillary data are missing, the problem is rarely addressed. Thus, DTM uncertainties, other than those related to the instrument, are barely provided. In our case, they can be only estimated through the expected vertical precision (also called *EP*) for each stereo pair (Kirk et al., 2003). *EP* is based on the geometry of acquisition and the image resolution so it is an estimate of the best achievable accuracy.

$$EP = \rho * \frac{GSD}{p/h} \tag{1}$$

where

- ρ is the accuracy (expressed in pixels) with which features can be matched between the images (i.e., the root-mean-square [RMS] stereomatching error).
- GSD is the ground sample distance (i.e., spacing of pixels on the ground).
- p/h is the parallax-to-height ratio describing the convergence geometry of the stereo pair. It can be computed in two ways:
  $p/h = B/H$ where H is the flying height and B the distance between the cameras at the time of shooting (also called "stereo base").
  $p/h = |tan(e_1) \pm tan(e_2)|$, where e_1 and e_2 are the two emission angles. The + sign is used if the target is viewed from opposite sides, and the − sign if it is viewed from the same side.

In our case, ρ accounting for calibration residual is provided by MicMac ($\rho = 0.6$) and GSD varies according to the image pair with an average value of 20 m (Table 1). Due to our singular configuration, the flying height and the stereo base vary a lot between two shots so the p/h ratio was calculated with the emission angles. This formula is actually more satisfying because it provides *EP* for each pixel of the DTM (Figure 10), as the emission angle varies into the images accounting for the distance between the ground and the sensor (see supporting information Figure S3).

The expected vertical precision map shows the regions where the geometry of acquisition does not allow a precise intersection of the rays (EP is high, Figure 10). These regions unsurprisingly correspond to areas where the correlation is low (Figure 9), except for isolated spots that we decided to exclude from the DTM due to low confidence (Figure 7). We also masked pixels with a correlation score lower than 0.5, the reference threshold used in MicMac (in SOCET SET, it equals 0.4, as documented in the source code and the user guide). The resulting mask is applied to Figures 9 and 10.

Nevertheless, despite these adjustments, the resulting IPGP-DTM presents a global tilt of ~9.5° (measured in Figure 11a, see supporting information Figure S5), which leads to an improbable configuration: The dark lakebed is higher than the bright hills (Karkoschka & Schröder, 2016; Perron et al., 2006; Tomasko et al., 2005) and the rivers, the mouth of which is located in the dark lowlands, rise up the slope. This overall inclination is due to improperly addressed photogrammetric problems. Indeed, an intrinsic mathematical

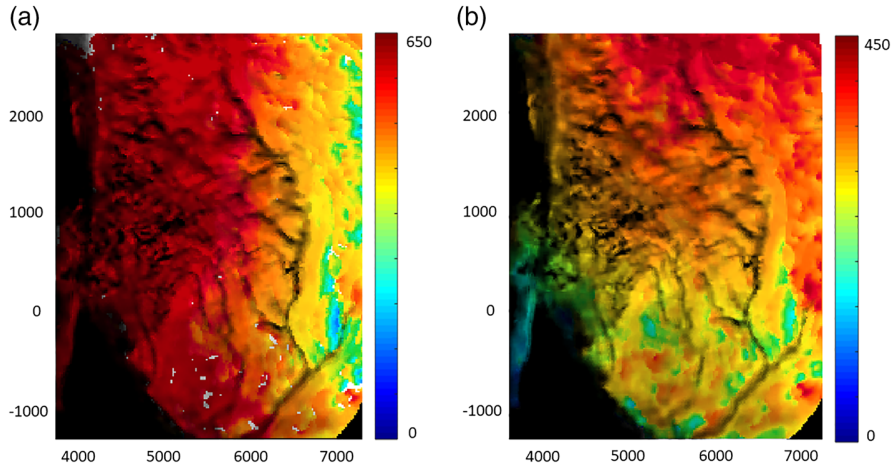


Figure 11. (a) DTM resulting from MicMac reconstruction (global tilt of about 9.5°). (b) Same DTM after a rotation of −10° along the *y* axis and 3° along the *x* axis. Both DTM are superimposed on their corresponding orthorectified mosaics (with transparency). White and neutral gray patches on (a) are due to NoData values in the DTM (due to masking process) that take the color of the superimposed orthoimage (they do not appear in panel b because these values have been reinterpolated during the rotation process). Color bars show the DTM elevations (in meters) and the coordinates (in meters) are in a local tangent frame.

indeterminacy affects the global orientation of the IPGP-DTM plane. A reason is the nonoptimal positions and orientations of the DISR cameras at the acquisition time and by the alignment of the GCP (Figure 7). Note that the global tilt of the IPGP-DTM does not affect the high-frequency topography (i.e., the relative local slopes). Thus, it is necessary to find an alternative method to solve for the global inclination of the scene, independent of the photogrammetric reconstruction software.

3.3. Determination of the IPGP-DTM Tilt

The last step of the workflow consists in finding the overall inclination of the IPGP-DTM. As no other topographic data derived from the Cassini mission can help constrain the global tilt of the IPGP-DTM, a new strategy should be adopted. The USGS scientists fixed this problem by setting the elevation of lakebed in the USGS-DTM to 0, assuming that there is no global slope. To avoid making any prior assumption concerning the global inclination, we determined the tilt using morphological information and river routing. Routing is commonly used in hydrology to determine the natural route taken by a liquid over a given topography. Ideally, a liquid flowing on the IPGP-DTM should choose the same path as the one followed by the rivers seen in the images. Thus, the idea is to compare this routing with the actual location of the rivers (Burr et al., 2013; Perron et al., 2006; L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007; Tomasko et al., 2005). The tilt corresponding to the best match will be considered as the optimal one. This original method is completely new and has been developed for this particular study. Nevertheless, it could be apply to any case where there is a lack of GCP as long as the DTM includes rivers (or other morphological features bringing external constraints).

We considered that the flow path remained unchanged and that the rivers should flow downhill. Note that we can reasonably consider that the formation of the landscape in this region is due to recent erosion with little to no contribution from uplift. Indeed, during the 13 years of the mission, the Cassini spacecraft has observed two superstorms at the equator (Turtle et al., 2011). Their large extent (more than 500,000 km^2) and the proximity of one of them to the Huygens landing site (about nearly 50° to the west) sign that recent rains may occur in this region.

The strategy therefore consists in (i) rotating the IPGP-DTM produced with MicMac along the *x* axis and *y* axis, from −20° to +20° with a 1° step, (ii) calculating the routing using the Matlab TopoToolBox (Schwanghart & Scherler, 2014; Tarboton, 1997), and (iii) comparing it to a river mask produced using the orthorectified mosaic (Figure 7). To minimize misinterpretation, three masks were manually drawn by different operators, and we kept their intersection as the final one. For this comparison, we only focused on the major rivers to the right of the scene (outlined in red in Figure 7), leaving aside the shorter and stubbier rivers to the left that are not discernible enough.

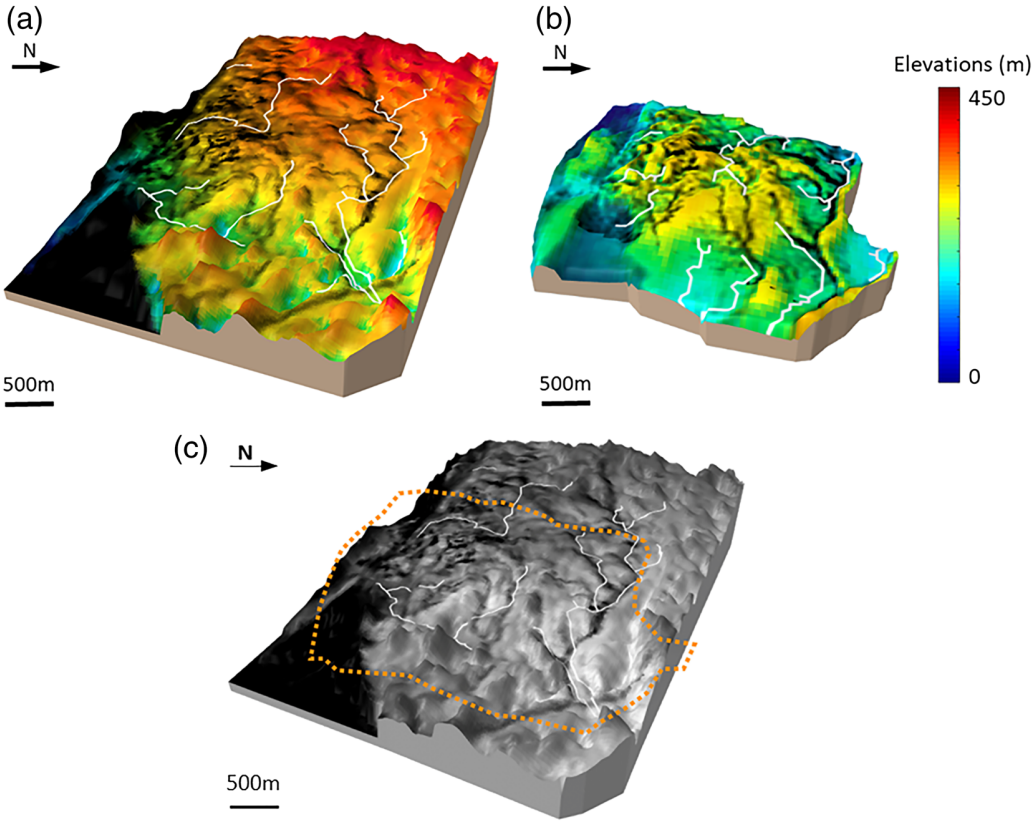


Figure 12. Three-dimensional views of the DTM: (a) IPGP-DTM (see also supporting information Figure S7), (b) USGS-DTM, and (c) IPGP-DTM with the footprint of the USGS-DTM (orange dashes). The vertical exaggeration is 1.5. The routing is superimposed (white line) on each DTM.

The routing algorithm computes the flow direction according to a single angle taken as the steepest downward slope on the eight triangular facets centered at pixel of the IPGP-DTM (Tarboton, 1997). It also calculates the "upslope area" contributing to each pixel. It has the disadvantage of draining the fluid into all the cells downstream of a slope, regardless of the slope inclination. In this way, the noise in the IPGP-DTM, which can cause unrealistic altitude fluctuations, is treated as local minima by the routing algorithm and can generate unrealistic flow routing. It is thus important to establish a minimum threshold on the routing to ensure that fluids do not accumulate in these noisy regions and flow in a more realistic way. This can be done by identifying an area of the DTM where the routing algorithm leads to fluid accumulation when no rivers are observed and by computing a threshold on the drainage area (i.e., a minimum number of drained cells) that allows to eliminate these unrealistic fluid accumulations. Then we apply it to the whole topography.

For each pair of rotation angles, a matching score is calculated as the percentage of pixels determined by routing that match the actual rivers (Figure 12). The maximum score is 62%, for an optimal rotation angle of $-10°$ along the y axis and $3°$ along the x axis (see supporting information Figure S6). Interestingly, it amounts to bringing the IPGP-DTM back close to horizontal, with only a remaining gentle global slope and rivers going down the slope. Nevertheless, this score should be interpreted carefully: It does not mean that 62% of the rivers has been rebuilt with the new IPGP-DTM. Indeed, the shorter and stubbier rivers were not taken into account for this calculation, and the network calculated by the routing does not always follow the rivers continuously.

4. Results and Discussion

The overall inclination and shape of the IPGP-DTM are consistent with the expected direction of the flow (L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007). This is proved by the routing where the large rivers flow from the bright zone toward the dark area. Note that the small rivers to the left of the scene, which were excluded

from the score calculation, also flow in the right direction from the highlands to the riverbed (see Figure 12 and supporting information Figure S7).

However, some areas display a suspicious morphology. For instance the edges of the IPGP-DTM, which we did not mask because of high correlation scores, are very steep. Since such slopes (up to 80°) are not observed on Earth at such small scales, the accuracy of the IPGP-DTM in these regions is questionable. Moreover, the routing does not well match the rivers in these regions that display the highest EP values, in particular the region for $y < 0$, which is 2 to 3 times higher than in the center of the DTM (Figure 10). As a consequence, we advise users to always refer to the EP map when using the IPGP-DTM.

The first improvement of the IPGP-DTM concerns the size of the reconstructed region, which is larger than the USGS-DTM (10.3 km^2 vs. 7.5 km^2) because we used more images. The horizontal sampling of the IPGP-DTM is also better (18 m/px vs. 50 m/px).

The flow direction on the topography of both DTM was calculated in the same way using the TopoToolBox routine. Since they do not have the same size and resolution, we cannot apply the same threshold for routing, nevertheless we applied the same method to determine it. The resulting matching score is 35% if we compute it on the original USGS-DTM (L. A. Soderblom, Tomasko, et al., 2007). It is worth noting that, since the orientation of the USGS-DTM was manually clipped to 0, we tried to find out if we could find an optimal orientation as we did for the IPGP-DTM. Therefore, we rotated the USGS-DTM in order to find the best matching score, as done with the IPGP-DTM, and found a score of 56%. This score correspond to a rotation angle of 4° along the y axis and 3° along the x axis, which means that the global slope was underestimated, and by slightly tilting the USGS-DTM, we find a more coherent configuration with regard to the shape and location of the routing (see supporting information Figure S8). However, with this rotation, the land at the bottom right of Figure S4 is at the same elevation as the lakebed at the bottom left, which is questionable.

If we consider the original USGS-DTM (no inclination) used in previous studies (Jaumann et al., 2008; Tewelde et al., 2013; Tomasko et al., 2005), the routing shapes calculated from the two DTM are very different. The USGS-DTM provides a radial shape routing, while the IPGP-DTM provides a rather dendritic or rectangular shape. According to the literature (Burr et al., 2013; Perron et al., 2006) and even by simple visual inspection, the networks observed in our region of interest have dendritic or rectangular shapes. As a consequence the IPGP-DTM seems to provide a better representation of the local topography.

The last comparison consists in analyzing several river profiles and transects/cross sections in order to check if the inclination of the rivers is consistent with the theoretical direction of flow and if the rivers, carved by liquid hydrocarbons, form depressions. As far as the cross sections are concerned, the river bottoms are generally located on flat areas or in depressions for both DTM, except in a few cases where the rivers are located on slopes (Figure 13). However, it is worth to note that, due to a coarser resolution, the USGS-DTM has only one manual measurement point per river transect compared to an average of three points for the IPGP-DTM. As for the river profiles, the flow of the main river (Profile C-C′ in green in Figure 13) follows the expected flow direction in the case of the IPGP-DTM as opposed to the USGS-DTM, where the channel flows in the wrong direction.

5. Conclusion

New investigation of the topography around the Huygens landing site has been successfully carried out. We developed a new strategy that could overcome the high complexity of the data set, unusual even for planetary data, and provided a fully documented and reproducible workflow. This procedure could be apply in situations with such a complex data set. For instance, it could be applied both to poorly known and hard-to-reach terrestrial areas (i.e., Antarctica) and to archive data from former planetary missions (i.e., Voyager and Galileo). Besides a new strategy, the article provides a new DTM with a higher spatial sampling and a more reliable topography since it is much less interpolated than the previous product. This DTM offers new opportunities for investigating the topography of fluvial landscape at Titan's equatorial region with an unprecedented resolution. It could bring new insights on Titan's landscape formation mechanisms by quantitatively characterizing the morphometry of these rivers and the topography of their associated drainage basins.

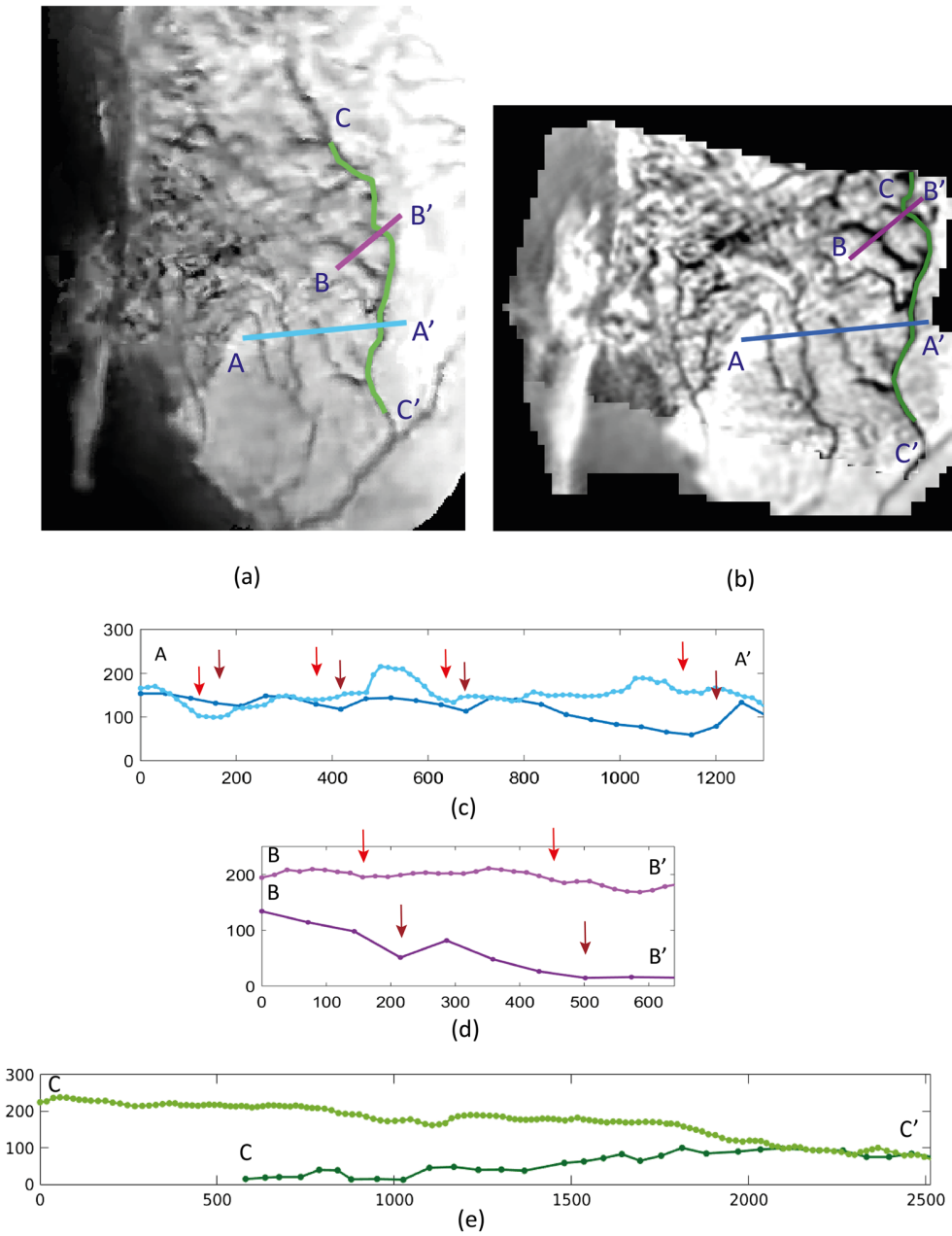


Figure 13. Orthorectified mosaics calculated from (a) the IPGP-DTM and (b) the USGS-DTM. We display two cross-sectional profiles (c and d) and a profile along a river (e). The horizontal axis of the graphs represents the length of the transect and the vertical axis represents the altitude (in meters). The darker colors in each graph represent the cross sections and follow-ups of the USGS-DTM, while the lighter colors correspond to those of the IPGP-DTM. The dark red arrows refer to the valley bottoms visible on the orthorectified mosaics of USGS-DTM, and the light red arrows correspond to those of our orthorectified mosaics. The two orthorectified images (and therefore the arrows) are offset because the topography of the two DTMs are not identical.

Appendix A: Local Tangent Plane definition

The local tangent plane (LTP) is an orthogonal, rectangular, reference system, the origin of which is defined at an arbitrary point on the planet surface (here we took the nadir of the Image #450 located at (167.64370°E, −10.577749°N)). Among the three coordinates one represents the position along the northern axis, one along the local eastern axis, and the last one is the vertical position. If (λ, ϕ, h) are the coordinates of a given point

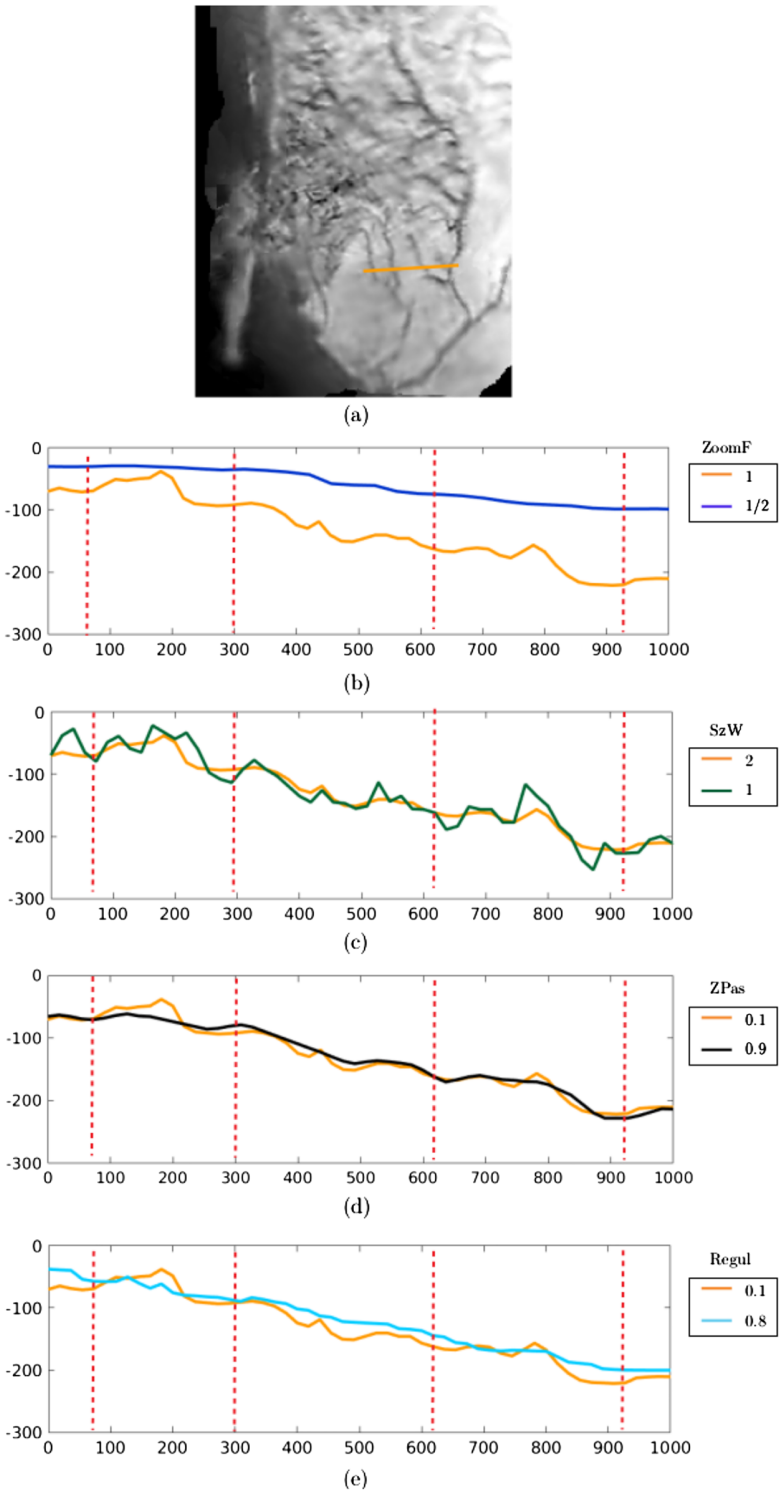


Figure B1. (a) Orthorectified mosaic calculated from the IPGP-DTM. We display the cross-sectional profile of the river (in orange on the orthoimage) and change the value of each parameters for each panel. On every plot, the orange line represent the profile of the final DTM, and the other line is the profile of the DTM with a different parameter (the unit for both axes is the meter). (b) The dark blue line is the profile of the DTM for a smaller final resolution value, (c) the dark green plot for a smaller size correlation window, (d) the dark line correspond to a higher quantification step, and (e) the blue plot is for a larger regularization factor. The dashed red line refers to the valley bottoms visible on the orthorectified mosaics of DTM.

in the geographical frame, the coordinates (x_t,y_t,z_t) of the LTP are defined as follows:

$$\begin{pmatrix} x_t \\ y_t \\ z_t \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -sin(\phi) & cos(\phi) & 0 \\ -cos(\phi)sin(\lambda) & -sin(\lambda)sin(\phi) & cos(\lambda) \\ cos(\lambda)cos(\phi) & cos(\lambda)sin(\phi) & sin(\lambda) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \\ z - z_0 \end{pmatrix}$$

with:

- (x,y,z) the Cartesian coordinates of the given point
- (x_0,y_0,z_0) the Cartesian coordinates of our reference point

Appendix B: Dense Pixel Matching Parameters

A sensitivity analysis has been performed on all the parameters of the dense pixel matching step. The parameters selection was done manually, by changing their value in order to keep most of the details while reducing the noise level. As observed on the Figure B1, a smaller final resolution and a bigger quantification step and regularization factor tend to smooth the DTM and cannot detect the bottom of the rivers. On the contrary, a smaller size of correlation window tends to noise the DTM.

Data Availability Statement

MicMac software can be downloaded for free (https://micmac.ensg.eu/index.php/Accueil), and the SPICE kernels are publicly available (https://doi.org/10.5270/esa-ssem3np). The DTM and other products resulting from this work are available online (https://doi.org/10.5270/esa-3uja374).

Acknowledgments
The authors thank Chuck See for providing the reprocessed DISR images. They also thank the reviewers for their valuable comments and advice.

References

Aharonson, O., Hayes, A. G., Lopes, R., Lucas, A., Hayne, P., & Perron, J. T. (2014). *Titan: Surface, atmosphere and magnetosphere* (pp. 43–75). Cambridge: Cambridge University Press.

Archinal, B. A., Tomasko, M. G., Rizk, B., Soderblom, L. A., Kirk, R. L., Howington-Kraus, E., et al. (2006). Photogrammetric analysis of Huygens DISR images of Titan. ISPRS.

Atreya, S. K., Adams, E. Y., Niemann, H. B., Demick-Montelara, J. E., Owen, T. C., Fulchignoni, M., et al. (2006). Titan's methane cycle. *Planetary and Space Science*, *54*(12), 1177–1187.

Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Buratti, B. J., Sotin, C., Rodriguez, S., et al. (2007b). Global-scale surface spectral variations on Titan seen from Cassini/VIMS. *Icarus*, *186*(1), 242–258.

Barnes, J. W., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Sotin, C., Le Mouèlic, S., Rodriguez, S., et al. (2008). Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of Titan's dunefields from Cassini/VIMS. *Icarus*, *195*(1), 400–414.

Barnes, J. W., Radebaugh, J., Brown, R. H., Wall, S., Soderblom, L. A., Lunine, J., et al. (2007). Near-infrared spectral mapping of Titan's mountains and channels. *Journal of Geophysical Research*, *112*, E11006. https://doi.org/10.1029/2007JE002932

Black, B. A., Perron, J. T., Burr, D. M., & Drummond, S. A. (2012). Estimating erosional exhumation on Titan from drainage network morphology. *Journal of Geophysical Research*, *117*, E08006. https://doi.org/10.1029/2012JE004085

Bretar, F., Arab-Sedze, M., Champion, J., Pierrot-Deseilligny, M., Heggy, E., & Jacquemoud, S. (2013). An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: Application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island. *Remote Sensing of Environment*, *135*, 1–11.

Brossier, J. F., Rodriguez, S., Cornet, T., Lucas, A., Radebaugh, J., Maltagliati, L., et al. (2018). Geological evolution of Titan's equatorial regions: Possible nature and origin of the dune material. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *123*, 1089–1112. https://doi.org/10.1029/2017JE005399

Burr, D. M., Emery, J. P., Lorenz, R. D., Collins, G. C., & Carling, P. A. (2006). Sediment transport by liquid surficial flow: Application to Titan. *Icarus*, *181*(1), 235–242.

Burr, D. M., Perron, J. T., Lamb, M. P., Irwin III, R. P., Collins, G. C., Howard, A. D., & Drummond, S. A. (2013). Fluvial features on Titan: Insights from morphology and modeling. *GSA Bulletin*, *125*(3-4), 299–321.

Charles, H. A. (1996). Ancillary data services of NASA's navigation and ancillary information facility. *Planetary and Space Science*, *44*(1), 65–70. https://doi.org/10.1016/0032-0633(95)00107-7

Collins, G. C. (2005). Relative rates of fluvial bedrock incision on Titan and Earth. *Geophysical Research Letters*, *32*, L22202. https://doi.org/10.1029/2005GL024551

Cornet, T., Bourgeois, O., Le Moulic, S., Rodriguez, S., Lopez Gonzalez, T., Sotin, C., et al. (2012). Geomorphological significance of ontario lacus on Titan: Integrated interpretation of Cassini VIMS, ISS and RADAR data and comparison with the Etosha Pan (Namibia). *Icarus*, *218*(2), 788–806.

ESA SPICE Service (2019). Huygens Operational SPICE kernel dataset.

Galand, M., Yelle, R., Cui, J., Wahlund, J.-E., Vuitton, V., Wellbrock, A., & Coates, A. (2010). Ionization sources in Titan's deep ionosphere. *Journal of Geophysical Research*, *115*, A07312. https://doi.org/10.1029/2009JA015100

Hayes, A. G., Aharonson, O., Callahan, P., Elachi, C., Gim, Y., Kirk, R., et al. (2008). Hydrocarbon lakes on Titan: Distribution and interaction with a porous regolith. *Geophysical Research Letters*, *35*, L09204. https://doi.org/10.1029/2008GL033409

Hayes, A. G., Lorenz, R. D., & Lunine, J. I. (2018). A post-Cassini view of Titan's methane-based hydrologic cycle. *Nature Geoscience*, *11*(5), 306–313.

Jaumann, R., Brown, R. H., Stephan, K., Barnes, J. W., Soderblom, L. A., Sotin, C., et al. (2008). Fluvial erosion and post-erosional processes on Titan. *Icarus*, *197*(2), 526–538.

Karkoschka, E. (2016). Titan's meridional wind profile and Huygens orientation and swing inferred from the geometry of DISR imaging. *Icarus*, *270*, 326–338. Titan's Surface and Atmosphere.

Karkoschka, E., & Schröder, S. E. (2016). The DISR imaging mosaic of Titan's surface and its dependence on emission angle. *Icarus*, *270*, 307–325. Titan's Surface and Atmosphere.

Karkoschka, E., Tomasko, M. G., Doose, L. R., See, C., McFarlane, E. A., Schrder, S. E., & Rizk, B. (2007). Disr imaging and the geometry of the descent of the huygens probe within Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science*, *55*(13), 1896–1935. Titan as seen from Huygens.

Kazeminejad, B., & Atkinson, D. H. (2004). The ESA huygens probe entry and descent trajectory reconstruction. In *Planetary probe atmospheric entry and descent trajectory analysis and science*, *544*, pp. 137–149.

Kazeminejad, B., Atkinson, D. H., & Lebreton, J.-P. (2011). Titan's new pole: Implications for the Huygens entry and descent trajectory and landing coordinates. *Advances in Space Research*, *47*(9), 1622–1632.

Keller, H. U., Grieger, B., Kppers, M., Schrder, S. E., Skorov, Y. V., & Tomasko, M. G. (2008). The properties of Titan's surface at the huygens landing site from DISR observations. *Planetary and Space Science*, *56*(5), 728–752. Titan as seen from Huygens - Part 2.

Kirk, R. L., Howington Kraus, E., Redding, B., Galuszka, D., Hare, T. M., Archinal, B. A., et al. (2003). High-resolution topomapping of candidate MER landing sites with Mars Orbiter Camera narrow-angle images. *Journal of Geophysical Research*, *108*(E12), 8088.

Langhans, M. H., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R. H., Buratti, B. J., Clark, R. N., et al. (2012). Titan's fluvial valleys: Morphology, distribution, and spectral properties. *Planetary and Space Science*, *60*(1), 34–51. Titan Through Time: A Workshop on Titan's Formation, Evolution and Fate.

Lebreton, J.-P., Witasse, O., Sollazzo, C., Blancquaert, T., Couzin, P., Schipper, A.-M., et al. (2005). An overview of the descent and landing of the Huygens probe on Titan. *Nature*, *438*(7069), 1476–4687.

Lopes, R. M. C., Malaska, M. J., Solomonidou, A., Le Gall, A., Janssen, M. A., Neish, C. D., et al. (2016). Nature, distribution, and origin of Titan's undifferentiated plains. *Icarus*, *270*, 162–182.

Lopes, R. M. C., Mitchell, K. L., Wall, S. D., Mitri, G., Janssen, M., Ostro, S., et al. (2007). The lakes and seas of Titan. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *88*(51), 569–570.

Lorenz, R. D., Lopes, R. M., Paganelli, F., Lunine, J. I., Kirk, R. L., Mitchell, K. L., et al. (2008). Fluvial channels on Titan: Initial Cassini radar observations. *Planetary and Space Science*, *56*(8), 1132–1144.

Lorenz, R. D., & Lunine, J. I. (1996). Erosion on Titan: Past and present. *Icarus*, *122*(1), 79–91.

Lorenz, R. D., Wall, S., Radebaugh, J., Boubin, G., Reffet, E., Janssen, M., et al. (2006). The sand seas of Titan: Cassini radar observations of longitudinal dunes. *Science*, *312*(5774), 724–727.

Lorenz, R. D., Wood, C. A., Lunine, J. I., Wall, S. D., Lopes, R. M., Mitchell, K. L., et al. (2007). Titan's young surface: Initial impact crater survey by cassini radar and model comparison. *Geophysical Research Letters*, *34*, L07204. https://doi.org/10.1029/2006GL028971

Lowe, D. G. (2004). Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision*, *60*(2), 91–110.

Lunine, J. I., & Atreya, S. K. (2008). The methane cycle on Titan. *Nature*, *1*(159).

Perron, J. T., Lamb, M. P., Koven, C. D., Fung, I. Y., Yager, E., & Ádámkovics, M. (2006). Valley formation and methane precipitation rates on Titan. *Journal of Geophysical Research*, *111*, E11001. https://doi.org/10.1029/2005JE002602

Pierrot-Deseilligny, M., & Clery, I. (2011). APERO, an open source bundle adjusment software for automatic calibration and orientation of set of images. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *XXXVIII-5*, 269–276.

Pierrot-Deseilligny, M., & Paparoditis, N. (2006). A multiresolution and optimization-based image matching approach: An application to surface reconstruction from SPOT5-HRS stereo imagery. ISPRS Workshop on Topographic Mapping from Space (With Special Emphasis on Small Satellites, 15.

Porco, C. C., Baker, E., Barbara, J., Beurle, K., Brahic, A., Burns, J. A., et al. (2005). Imaging of Titan from the Cassini spacecraft. *Nature*, *434*(7030), 159. https://10.1038/nature03436

Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Stofan, E., Lopes, R., Wall, S., & The Cassini Radar Team (2007). Mountains on Titan from Cassini radar. *Icarus*, *192*, 77–91.

Radebaugh, J., Lorenz, R. D., Lunine, J. I., Wall, S. D., Boubin, G., Reffet, E., et al. The Cassini Radar Team (2008). Dunes on Titan observed by Cassini radar. *Icarus*, *194*(2), 690–703.

Rodriguez, S., Garcia, A., Lucas, A., Appr, T., Le Gall, A., Reffet, E., et al. (2014). Global mapping and characterization of Titan's dune fields with Cassini: Correlation between radar and VIMS observations. *Icarus*, *230*, 168–179.

Rodriguez, S., Le Moulic, S., Sotin, C., Clnet, H., Clark, R. N., Buratti, B., et al. (2006). Cassini/VIMS hyperspectral observations of the huygens landing site on Titan. *Planetary and Space Science*, *54*(15), 1510–1523.

Rosu, A.-M., Pierrot-Deseilligny, M., Delorme, A., Binet, R., & Klinger, Y. (2015). Measurement of ground displacement from optical satellite image correlation using the free open-source software MicMac. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *100*, 48–59.

Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). TopoToolbox 2 MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, *2*, 1–7.

Soderblom, J. M., Brown, R. H., Soderblom, L. A., Barnes, J. W., Jaumann, R., Le Mouélic, S., et al. (2010). Geology of the selk crater region on Titan from Cassini VIMS observations. *Icarus*, *208*(2), 905–912.

Soderblom, L. A., Kirk, R. L., Lunine, J. I., Anderson, J. A., Baines, K. H., Barnes, J., et al. Cassini Vims Team, Cassini Radar Team, & Huygens Disr Team (2007). Correlations between Cassini VIMS spectra and RADAR SAR images: Implications for Titan's surface composition and the caractere of the Huygens probe landing Site. *Planetary and Space Science*, *55*, 2025–2036.

Soderblom, L. A., Tomasko, M. G., Archinal, B. A., Becker, T. L., Bushroe, M. W., Cook, D. A., et al. (2007). Topography and geomorphology of the Huygens landing site on Titan. *Planetary and Space Science*, *55*(13), 2015–2024.

Stofan, E. R., Elachi, C., Lunine, J. I., Lorenz, R. D., Stiles, B., Mitchell, K. L., et al. (2007). The lakes of Titan. *Nature*, *445*(7123), 61–64. https://doi.org/10.1038/nature05438

Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, *33*(2), 309–319.

Tewelde, Y., Perron, J. T., Ford, P., Miller, S., & Black, B. (2013). Estimates of fluvial erosion on Titan from sinuosity of lake shorelines. *Journal of Geophysical Research: Planets*, *118*, 2198–2212. https://doi.org/10.1002/jgre.20153

Tomasko, M. G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroe, M., Combes, M., et al. (2005). Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature*, *438*(7069), 765–778.

Tomasko, M. G., Buchhauser, D., Bushroe, M., Dafoe, L. E., Doose, L. R., Eibl, A., et al. (2002). The Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) experiment on the huygens entry probe of Titan. *Space Science Reviews*, *104*, 469–551.

Tomasko, M. G., Buchhauser, D., Bushroe, M., Dafoe, L. E., Doose, L. R., Eibl, A., et al. (2003). The Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) experiment on the huygens entry probe of Titan. In Russell C. T. (Ed.), *The Cassini-Huygens mission* pp. 469–551). Dordrecht: Springer.

Triggs, B., McLauchlan, P. F., Hartley, R. I., & Fitzgibbon, A. W. (1999). Bundle adjustment a modern synthesis. In *International workshop on vision algorithms*, Springer, pp. 298–372.

Turtle, E. P., Perry, J. E., Hayes, A. G., Lorenz, R. D., Barnes, J. W., McEwen, A. S., et al. (2011). Rapid and extensive surface changes near Titan's equator: Evidence of April showers. *Science*, *331*(6023), 1414–1417. https://science.sciencemag.org/content/331/6023/1414

Yung, Y. L., Allen, M., & Pinto, J. P. (1984). Photochemistry of the atmosphere of Titan—Comparison between model and observations. *Astrophysical Journal Supplement Series*, *55*, 465–506.

Bibliographie

[1] A. Abramian. “Self organisation of sediment transport in alluvial rivers”. Thèse de doct. Université Sorbonne Paris Cité, 2018 (cf. p. 97-100).

[2] O. Aharonson et al. “An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing”. In : *Nature Geoscience* 2.12 (2009), p. 851-854 (cf. p. 28).

[3] O. Aharonson et al. “Titan : Surface, Atmosphere and Magnetosphere”. In : Cambridge University Press, pp. 43–75, 2014. Chap. Titan’s Surface Geology (cf. p. 42).

[4] CM Anderson et al. “Solid-state photochemistry as a formation mechanism for Titan’s stratospheric C4N2 ice clouds”. In : *Geophysical Research Letters* 43.7 (2016), p. 3088-3094 (cf. p. 15).

[5] CM Anderson et al. “The SPECTRAL ice chamber : application to Titan’s stratospheric ice clouds”. In : *The Astrophysical Journal* 865.1 (2018), p. 62 (cf. p. 15).

[6] J. D. Anderson et al. “Pioneer Saturn celestial mechanics experiment”. In : *Science* 207.4429 (1980), p. 449-453 (cf. p. 4).

[7] R. S. Anderson et S. P. Anderson. *Geomorphology : The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press, 2010 (cf. p. 96).

[8] B. Andreotti, Y. Forterre et O. Pouliquen. *Les milieux granulaires : entre fluide et solide*. EDP sciences, 2012 (cf. p. 105, 106, 116).

[9] B. A. Archinal et al. “Photogrammetric Analysis of Huygens DISR Images of Titan”. In : ISPRS. 2006 (cf. p. 41, 57).

[10] S. Atreya. “Titan’s organic factory”. In : *Science* (2007), p. 843-845 (cf. p. 12).

[11] S. K. Atreya et al. “Titan’s methane cycle”. In : *Planetary and Space Science* 54.12 (2006), p. 1177 -1187 (cf. p. 1).

[12] R. A. Bagnold. *An approach to the sediment transport problem from general physics*. US government printing office, 1966 (cf. p. 105).

[13] R. A. Bagnold. “An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers”. In : *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences* 372.1751 (1980), p. 453-473 (cf. p. 116).

[14] V. R. Baker et D. J. Milton. “Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth”. In : *Icarus* 23.1 (1974), p. 27-41 (cf. p. 55).

[15] R.-M. Baland et al. “Titan’s internal structure inferred from its gravity field, shape, and rotation state”. In : *Icarus* 237 (2014), p. 29-41 (cf. p. 8).

[16] R-M Baland et al. “Titan’s obliquity as evidence of a subsurface ocean ?” In : *Astronomy & Astrophysics* 530 (2011), A141 (cf. p. 8).

[17] J. W. Barnes et al. “Near-infrared spectral mapping of Titan’s mountains and channels”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 112.E11 (2007a) (cf. p. 39, 40).

[18] J. W. Barnes et al. “Organic sedimentary deposits in Titan’s dry lakebeds : Probable evaporite”. In : *Icarus* 216.1 (2011), p. 136-140 (cf. p. 20).

[19] J. W. Barnes et al. “Precipitation-induced surface brightenings seen on Titan by Cassini VIMS and ISS”. In : *Planetary Science* 2.1 (2013), p. 1 (cf. p. 14, 16).

[20] J. W. Barnes et al. “Spectroscopy, morphometry, and photoclinometry of Titan’s dunefields from Cassini/VIMS”. In : *Icarus* 195.1 (2008), p. 400-414 (cf. p. 20, 24).

[21] C. J. Barnhart, A. D. Howard et J. M. Moore. “Long-term precipitation and late-stage valley network formation : Landform simulations of Parana Basin, Mars”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 114.E1 (2009) (cf. p. 83, 86, 90, 91).

[22] E. L. Barth et S. CR. Rafkin. “Convective cloud heights as a diagnostic for methane environment on Titan”. In : *Icarus* 206.2 (2010), p. 467-484 (cf. p. 19, 120).

[23] J. C. Bathurst. “Flow Resistance Estimation in Mountain Rivers”. In : *Journal of Hydraulic Engineering* 111.4 (1985), p. 625-643 (cf. p. 107).

[24] J. P. Beverage et J. K. Culbertson. “Hyperconcentrations of suspended sediment”. In : *Journal of the hydraulics division* 90.6 (1964), p. 117-128 (cf. p. 103).

[25] B. G Bills et F. Nimmo. “Rotational dynamics and internal structure of Titan”. In : *Icarus* 214.1 (2011), p. 351-355 (cf. p. 8).

[26] S. P. D. Birch et al. “Morphological evidence that Titan’s southern hemisphere basins are paleoseas”. In : *Icarus* 310 (2018), p. 140-148 (cf. p. 28).

[27] SPD Birch et al. “Alluvial fan morphology, distribution and formation on Titan”. In : *Icarus* 270 (2016), p. 238-247 (cf. p. 33, 35).

[28] F. Bretar et al. “An advanced photogrammetric method to measure surface roughness : Application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island”. In : *Remote Sensing of Environment, 135 :1-11* (2013) (cf. p. 52, 63).

[29] J. F. Brossier et al. “Geological evolution of Titan’s equatorial regions : possible nature and origin of the dune material”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.5 (2018), p. 1089-1112 (cf. p. 19, 20, 24, 39, 102).

[30] M. E. Brown, A. H. Bouchez et C. A. Griffith. “Direct detection of variable tropospheric clouds near Titan’s south pole”. In : *Nature* 420.6917 (2002), p. 795-797 (cf. p. 14).

[31] M. E. Brown, J. E. Roberts et E. L. Schaller. “Clouds on Titan during the Cassini prime mission : A complete analysis of the VIMS data”. In : *Icarus* 205.2 (2010), p. 571-580 (cf. p. 19).

[32] R. Brown, J-P. Lebreton et H. Waite. *Titan from Cassini-Huygens*. Springer Science & Business Media, 2009 (cf. p. 7).

[33] R. H. Brown, J. W. Barnes et H. J. Melosh. “On Titan’s Xanadu region”. In : *Icarus* 214.2 (2011), p. 556-560 (cf. p. 26).

[34] W. Brownlie. “Compilation of alluvial channel data : Laboratory and field”. In : 1981 (cf. p. 116).

[35] J. M. Buffington. “The legend of AF Shields”. In : *Journal of Hydraulic Engineering* 125.4 (1999), p. 376-387 (cf. p. 105).

[36] J. M. Buffington et D. R. Montgomery. “A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers”. In : *Water Resources Research* 33.8 (1997), p. 1993-2029 (cf. p. 107).

[37] L. J. Bull et M. J. Kirkby. “Dryland river characteristics and concepts”. In : *Dryland Rivers : Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels. LJ Bull and MJ Kirkby, eds., John Wiley & Sons Ltd., Chichester* (2002), p. 3-15 (cf. p. 83, 86, 90, 91).

[38] D. M. Burr et al. “Fluvial features on Titan : Insights from morphology and modeling”. In : *Bulletin* 125.3-4 (2013), p. 299-321 (cf. p. 2, 30, 32, 33, 35, 36, 38, 42, 103).

[39] D. M. Burr et al. “Morphology of fluvial networks on Titan : Evidence for structural control”. In : *Icarus* 226.1 (2013), p. 742-759 (cf. p. 1, 35, 36, 78).

[40] D. M. Burr et al. “Sediment transport by liquid surficial flow : Application to Titan”. In : *Icarus* 181.1 (2006), p. 235 -242 (cf. p. 2, 31, 39, 102, 103, 107, 116, 118-120, 123).

[41] M Cabane, E Chassefiere et Guy Israel. “Formation and growth of photochemical aerosols in Titan’s atmosphere”. In : *Icarus* 96.2 (1992), p. 176-189 (cf. p. 4).

[42] J. C. Castillo-Rogez et Jonathan I. Lunine. “Evolution of Titan’s rocky core constrained by Cassini observations”. In : *Geophysical Research Letters* 37.20 (2010) (cf. p. 8).

[43] S. Chen et al. “Aridity is expressed in river topography globally”. In : *Nature* 573.7775 (2019), p. 573-577 (cf. p. 83, 84, 89, 90).

[44] G. C. Collins. “Relative rates of fluvial bedrock incision on Titan and Earth”. In : *Geophysical Research Letters* 32.22 (2005) (cf. p. 39, 102-104).

[45] K. L. Cook, J. M. Turowski et N. Hovius. “A demonstration of the importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation”. In : *Earth Surface Processes and Landforms* 38.7 (2013), p. 683-695 (cf. p. 85).

[46] D. Cordier et al. “An estimate of the chemical composition of Titan’s lakes”. In : *The Astrophysical Journal Letters* 707.2 (2009), p. L128 (cf. p. 26, 102).

[47] P Corlies et al. “Titan’s Topography and Shape at the End of the Cassini Mission”. In : *Geophysical Research Letters* 44.23 (2017), p. 11-754 (cf. p. 56).

[48] T. Cornet. “Formation et Développement des Lacs de Titan : Interprétation Géomorphologique d’Ontario Lacus et Analogues Terrestres”. Thèse de doct. 2012 (cf. p. 113).

[49] T. Cornet et al. “Dissolution on Titan and on Earth : Toward the age of Titan’s karstic landscapes”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 120.6 (2015), p. 1044-1074 (cf. p. 26, 29, 102).

[50] T. Cornet et al. “Geomorphological significance of Ontario Lacus on Titan : Integrated interpretation of Cassini VIMS, ISS and RADAR data and comparison with the Etosha Pan (Namibia)”. In : *Icarus* 218.2 (2012), p. 788 -806 (cf. p. 11, 28, 102).

[51] V. Cottini et al. “Water vapor in Titan’s stratosphere from Cassini CIRS far-infrared spectra”. In : *Icarus* 220.2 (2012), p. 855-862 (cf. p. 16).

[52] A. Coustenis et B. Bézard. “Titan’s atmosphere from Voyager infrared observations : IV. Latitudinal variations of temperature and composition”. In : *Icarus* 115.1 (1995), p. 126-140 (cf. p. 4).

[53] A. Coustenis, B. Bezard et D. Gautier. “Titan’s atmosphere from Voyager infrared observations : I. The gas composition of Titan’s equatorial region”. In : *Icarus* 80.1 (1989), p. 54-76 (cf. p. 4).

[54] T. Croissant et J. Braun. “Constraining the stream power law : a novel approach combining a landscape evolution model and an inversion method.” In : *Earth surface dynamics.* 2.1 (2014), p. 155-166 (cf. p. 85).

[55] Benjamin T. Crosby et Kelin X. Whipple. “Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks : 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand”. In : *Geomorphology* 82.1 (2006). The Hydrology and Geomorphology of Bedrock Rivers, p. 16 -38 (cf. p. 113).

[56] V. Cuda Jr et R. L. Ash. “Development of a uniaxial ice tensile specimen for low temperature testing”. In : *Cold Regions Science and Technology* 9.1 (1984), p. 47-52 (cf. p. 102).

[57] M. E. Davies. “Photogrammetric measurements of Olympus Mons on Mars”. In : *Icarus* 21.3 (1974), p. 230 -236 (cf. p. 55).

[58] Remco J De Kok et al. “HCN ice in Titan’s high-altitude southern polar cloud”. In : *Nature* 514.7520 (2014), p. 65-67 (cf. p. 15).

[59] O. Devauchelle et al. “Longitudinal profile of channels cut by springs”. In : (2010) (cf. p. 97, 98, 100).

[60] R. D Dhingra et al. “Spatio-temporal Variation of Bright Ephemeral Features on Titan’s North Pole”. In : *The Planetary Science Journal* 1.2 (2020), p. 31 (cf. p. 16, 19).

[61] W. E. Dietrich et al. “Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics”. In : *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 135 (2003), p. 103-132 (cf. p. 85).

[62] D. E. Diller. “Measurements of the viscosity of compressed gaseous and liquid methane”. In : *Physica A : Statistical Mechanics and its Applications* 104.3 (1980), p. 417-426 (cf. p. 103).

[63] C. Elachi et al. “Cassini radar views the surface of Titan”. In : *Science* 308.5724 (2005), p. 970-974 (cf. p. 29).

[64] ESA SPICE Service. “Huygens Operational SPICE Kernel Dataset”. In : (2019). DOI : 10.5270/esa-ssem3np1 (cf. p. 62).

[65] Lori K Fenton et Rosalyn K Hayward. “Southern high latitude dune fields on Mars : Morphology, aeolian inactivity, and climate change”. In : *Geomorphology* 121.1-2 (2010), p. 98-121 (cf. p. 24).

[66] N. J. Finnegan, L. S. Sklar et T. K. Fuller. “Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel”. In : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* 112.F3 (2007) (cf. p. 85).

[67] F.M. Flasar. “The dynamic meteorology of Titan.” In : *Planetary and Space Science* 46.9 (1998), p. 1125 -1147 (cf. p. 1).

[68] Andrew Dominic Fortes. “Titan’s internal structure and the evolutionary consequences”. In : *Planetary and Space Science* 60.1 (2012), p. 10-17 (cf. p. 8, 9).

[69] M Fulchignoni et al. “In situ measurements of the physical characteristics of Titan’s environment”. In : *Nature* 438.7069 (2005), p. 785-791 (cf. p. 6, 10).

[70] M. Garcia. *Sedimentation Engineering*. American Society of Civil Engineers, 2008 (cf. p. 106).

[71] R. Geiger. “Das Klima der bodennahen Luftschicht”. In : *Anzeiger für Schädlingskunde* 34.10 (1961), p. 159-159 (cf. p. 84, 124).

[72] R. E. Glover et Q. L. Florey. “Stable channel profiles”. In : (1951) (cf. p. 96, 97).

[73] O Grasset et C Sotin. “The cooling rate of a liquid shell in Titan’s interior”. In : *Icarus* 123.1 (1996), p. 101-112 (cf. p. 8).

[74] R. Greeley. “Mariner 9 photographs of small volcanic structures on Mars”. In : *Geology* 1.4 (1973), p. 175-180 (cf. p. 55).

[75] B Grieger et al. “Topographic shading in Huygens/DISR images of Titan’s surface”. In : *cosp* 36 (2006), p. 2892 (cf. p. 40).

[76] C. A. Griffith et al. “Transient clouds in Titan’s lower atmosphere”. In : *Nature* 395.6702 (1998), p. 575-578 (cf. p. 14).

[77] CA Griffith et al. “Evidence for a polar ethane cloud on Titan”. In : *Science* 313.5793 (2006), p. 1620-1622 (cf. p. 14).

[78] R Hanel et al. “Infrared observations of the Saturnian system from Voyager 1”. In : *Science* 212.4491 (1981), p. 192-200 (cf. p. 4).

[79] A. G. Hayes. “The lakes and seas of Titan”. In : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 44 (2016), p. 57-83 (cf. p. 28).

[80] A. G. Hayes, R. D. Lorenz et J. I. Lunine. “A post-Cassini view of Titan’s methane-based hydrologic cycle”. In : *Nature Geoscience* 11.5 (2018), p. 306-313 (cf. p. 1, 13).

[81] A. G. Hayes et al. “Hydrocarbon lakes on Titan : Distribution and interaction with a porous regolith”. In : *Geophysical Research Letters* 35.9 (2008) (cf. p. 28).

[82] J. E. Hedgepeth et al. “Titan’s impact crater population after Cassini”. In : *Icarus* (2020), p. 113664 (cf. p. 23).

[83] D Hemingway et al. “A rigid and weathered ice shell on Titan”. In : *Nature* 500.7464 (2013), p. 550-552 (cf. p. 8).

[84] B. M. Herman et L. J. Battan. "Calculations of Mie back-scattering of microwaves from ice spheres". In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 87.372 (1961), p. 223-230 (cf. p. 30).

[85] C. W. Hord et al. "Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment : Photometry and topography of Mars". In : *Icarus* 17.2 (1972), p. 443-456 (cf. p. 55).

[86] A. D. Howard. "Drainage analysis in geologic interpretation : a summation". In : *AAPG bulletin* 51.11 (1967), p. 2246-2259 (cf. p. 35).

[87] A. D. Howard. "Geomorphological systems ; equilibrium and dynamics". In : *American Journal of Science* 263.4 (1965), p. 302-312 (cf. p. 85).

[88] R. Hueso et A. Sánchez-Lavega. "Methane storms on Saturn's moon Titan". In : *Nature* 442.7101 (2006), p. 428-431 (cf. p. 19, 120).

[89] L. Iess et al. "The tides of Titan". In : *Science* 337.6093 (2012), p. 457-459 (cf. p. 8).

[90] R. P .R. Irwin, R. A. Craddock et A. D. Howard. "Interior channels in Martian valley networks : Discharge and runoff production". In : *Geology* 33.6 (2005), p. 489-492 (cf. p. 118).

[91] R. A. Jacobson et al. "The Gravity Field of the Saturnian System from Satellite Observations and Spacecraft Tracking Data". In : *aj* 132.6 (déc. 2006), p. 2520-2526 (cf. p. 8).

[92] M. R. James et S. Robson. "Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks". In : *Earth Surface Processes and Landforms* 39.10 (2014), p. 1413-1420 (cf. p. 74, 75).

[93] R. Jaumann et al. "Fluvial erosion and post-erosional processes on Titan". In : *Icarus* 197.2 (2008), p. 526 -538 (cf. p. 2, 39, 42, 78, 108, 118-120).

[94] DE Jennings et al. "Titan's surface brightness temperatures". In : *The Astrophysical Journal Letters* 691.2 (2009), p. L103 (cf. p. 16).

[95] R. L. Jones. *Estimates of the Moon's geometry using lunar orbiter imagery and Apollo laser altimeter data*. T. 407. National Aeronautics et Space Administration, 1973 (cf. p. 54).

[96] E. Karkoschka. "Titan's meridional wind profile and Huygens' orientation and swing inferred from the geometry of DISR imaging". In : *Icarus* 270 (2016). Titan's Surface and Atmosphere, p. 326 -338. ISSN : 0019-1035 (cf. p. 58).

[97] E. Karkoschka, A. McEwen et J. Perry. "Creating the best Global Mosaic of Titan's Surface Albedo using Cassini Images". In : *DPS*. 2017, p. 301-06 (cf. p. 55).

[98] E. Karkoschka et S. E. Schröder. "The DISR imaging mosaic of Titan's surface and its dependence on emission angle". In : *Icarus* 270 (2016). Titan's Surface and Atmosphere, p. 307 -325. ISSN : 0019-1035 (cf. p. 56, 58, 59, 70, 113, 115).

[99] E. Karkoschka et al. "DISR imaging and the geometry of the descent of the Huygens probe within Titan's atmosphere". In : *Planetary and Space Science* 55.13 (2007). Titan as seen from Huygens, p. 1896 -1935 (cf. p. 58, 61).

[100] B. Kazeminejad et D. H. Atkinson. "The ESA Huygens probe entry and descent trajectory reconstruction". In : *Planetary Probe Atmospheric Entry and Descent Trajectory Analysis and Science*. T. 544. 2004, p. 137-149 (cf. p. 60).

[101] B. Kazeminejad, D. H. Atkinson et J.-P. Lebreton. "Titan's new pole : Implications for the Huygens entry and descent trajectory and landing coordinates". In : *Advances in Space Research* 47.9 (2011), p. 1622 -1632 (cf. p. 60).

[102] H.U. Keller et al. "The properties of Titan's surface at the Huygens landing site from DISR observations". In : *Planetary and Space Science* 56.5 (2008). Titan as seen from Huygens - Part 2, p. 728 -752. ISSN : 0032-0633 (cf. p. 40).

[103] BN. Khare et C. Sagan. "Red clouds in reducing atmospheres". In : *Icarus* 20.3 (1973), p. 311-321 (cf. p. 12).

[104] BN. Khare et al. "Optical constants of organic tholins produced in a simulated Titanian atmosphere : From soft X-ray to microwave frequencies". In : *Icarus* 60.1 (1984), p. 127-137 (cf. p. 12).

[105] E. Kirby et K. X. Whipple. "Expression of active tectonics in erosional landscapes". In : *Journal of Structural Geology* 44 (2012), p. 54-75 (cf. p. 85).

[106] R. L. Kirk et al. "Ultrahigh resolution topographic mapping of Mars with MRO HiRISE stereo images : Meter-scale slopes of candidate Phoenix landing sites". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 113.E3 (2008) (cf. p. 52).

[107] RL Kirk et al. "La Sotra y las otras : topographic evidence for (and against) cryovolcanism on Titan". In : *AGUFM* 2010 (2010), P22A-03 (cf. p. 21).

[108] RL Kirk et al. "Topographic mapping of Titan : Latest results". In : *LPI* 1659 (2012), p. 2759 (cf. p. 56).

[109] P. D. Komar. "Comparisons of the hydraulics of water flows in Martian outflow channels with flows of similar scale on earth". In : *Icarus* 37.1 (1979), p. 156 -181 (cf. p. 118).

[110] W. Köppen. *Grundriss der klimakunde*. de Gruyter, 1931 (cf. p. 84, 124).

[111] VG Kunde et al. "C4H2, HC3N and C2N2 in Titan's atmosphere". In : *Nature* 292.5825 (1981), p. 686-688 (cf. p. 4).

[112] G. Lacey. "Stable Channels in alluvium." In : *Minutes of the Proceedings of the Institution of Civil Engineers*. T. 229. 1930. Thomas Telford-ICE Virtual Library. 1930, p. 259-292 (cf. p. 97).

[113] D. Lague. "The stream power river incision model : evidence, theory and beyond". In : *Earth Surface Processes and Landforms* 39.1 (2014), p. 38-61 (cf. p. 85).

[114] N. Lancaster. *Geomorphology of desert dunes*. Psychology Press, 1995 (cf. p. 24).

[115] J. Lavé et J. Avouac. "Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal". In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 106.B11 (2001), p. 26561-26591 (cf. p. 85).

[116] P. Lavvas et al. "Surface chemistry and particle shape : processes for the evolution of aerosols in Titan's atmosphere". In : *The Astrophysical Journal* 728.2 (2011), p. 80 (cf. p. 12).

[117] A. Le Gall et al. "Latitudinal and altitudinal controls of Titan's dune field morphometry". In : *Icarus* 217.1 (2012), p. 231-242 (cf. p. 24).

[118] A. Le Gall et al. "Radar-bright channels on Titan". In : *Icarus* 207.2 (2010), p. 948-958 (cf. p. 30).

[119] P. Le Mouelic S.and Rannou et al. “Dissipation of Titan’s north polar cloud at northern spring equinox”. In : *Planetary and Space Science* 60.1 (2012), p. 86-92 (cf. p. 15).

[120] S. Le Mouelic et al. “Dissipation of Titan’s north polar cloud at northern spring equinox”. In : *Planetary and Space Science* 60.1 (2012), p. 86-92 (cf. p. 14, 19).

[121] S. Le Mouélic et al. “Mapping polar atmospheric features on Titan with VIMS : From the dissipation of the northern cloud to the onset of a southern polar vortex”. In : *Icarus* 311 (2018), p. 371-383 (cf. p. 14, 15, 19).

[122] S. Le Mouélic et al. “The Cassini VIMS archive of Titan : From browse products to global infrared color maps”. In : *Icarus* 319 (2019), p. 121-132 (cf. p. 21, 24, 55).

[123] J.-P. Lebreton et al. “An overview of the descent and landing of the Huygens probe on Titan”. In : *Nature* 438.7069 (2005), p. 1476-4687 (cf. p. 6, 56, 57).

[124] B. Lehner, K. Verdin et A. Jarvis. “New Global Hydrography Derived From Spaceborne Elevation Data”. In : *Eos, Transactions American Geophysical Union* 89.10 (2008), p. 93-94 (cf. p. 82).

[125] Marika A Leitner et Jonathan I Lunine. “Modeling early Titan’s ocean composition”. In : *Icarus* 333 (2019), p. 61-70 (cf. p. 8).

[126] E Lellouch et al. “Titan’s atmosphere and hypothesized ocean : A reanalysis of the Voyager 1 radio-occultation and IRIS 7.7-μm data”. In : *Icarus* 79.2 (1989), p. 328-349 (cf. p. 4).

[127] G.F. Lindal et al. “The atmosphere of Titan : An analysis of the Voyager 1 radio occultation measurements”. In : *Icarus* 53.2 (1983), p. 348 -363. ISSN : 0019-1035 (cf. p. 4, 8).

[128] J. Lisein et al. “A photogrammetric workflow for the creation of a forest canopy height model from small unmanned aerial system imagery”. In : *Forests* 4.4 (2013), p. 922-944 (cf. p. 52).

[129] K. L. Litwin et al. “Influence of temperature, composition, and grain size on the tensile failure of water ice : Implications for erosion on Titan”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 117.E8 (2012) (cf. p. 102).

[130] R. M. C. Lopes et al. “The lakes and seas of Titan”. In : *Eos, Transactions American Geophysical Union* 88.51 (2007), p. 569-570 (cf. p. 28).

[131] RMC. Lopes et al. “Cryovolcanism on Titan : New results from Cassini RADAR and VIMS”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.3 (2013), p. 416-435 (cf. p. 21).

[132] RMC Lopes et al. “Distribution and interplay of geologic processes on Titan from Cassini radar data”. In : *Icarus* 205.2 (2010), p. 540-558 (cf. p. 21, 25).

[133] R.M.C. Lopes et al. “Interpreting Titan’s surface geology from Cassini RADAR observations”. In : *AGUFM* 2011 (2011), P13G-01 (cf. p. 25).

[134] Rosaly MC Lopes et al. “A global geomorphologic map of Saturn’s moon Titan”. In : *Nature Astronomy* 4.3 (2020), p. 228-233 (cf. p. 21, 22, 25, 29).

[135] J. M. Lora, J. I. Lunine et J. L. Russell. “GCM simulations of Titan’s middle and lower atmosphere and comparison to observations”. In : *Icarus* 250 (2015), p. 516 -528 (cf. p. 18, 120).

[136] R. D. Lorenz et J. I. Lunine. “Erosion on Titan : Past and Present”. In : *Icarus* 122.1 (1996), p. 79 -91 (cf. p. 23).

[137] R. D. Lorenz et J. Radebaugh. “Global pattern of Titan’s dunes : Radar survey from the Cassini prime mission”. In : *Geophysical Research Letters* 36.3 (2009) (cf. p. 24).

[138] R. D. Lorenz et al. “Fluvial channels on Titan : Initial Cassini RADAR observations”. In : *Planetary and Space Science* 56.8 (2008), p. 1132 -1144 (cf. p. 2, 30, 43).

[139] R. D. Lorenz et al. “Observations of the surface of Titan by the Radar Altimeters on the Huygens Probe”. In : *Icarus* 270 (2016), p. 248-259 (cf. p. 42).

[140] R. D. Lorenz et al. “The sand seas of Titan : Cassini RADAR observations of longitudinal dunes”. In : *Science* 312.5774 (2006), p. 724-727 (cf. p. 19, 24, 43).

[141] R. D. Lorenz et al. “Titan’s young surface : Initial impact crater survey by Cassini RADAR and model comparison”. In : *Geophysical Research Letters* 34.7 (2007) (cf. p. 23).

[142] David G. Lowe. “Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints”. In : *International Journal of Computer Vision* 60.2 (2004), p. 91-110 (cf. p. 63).

[143] A. Lucas et al. “Growth mechanisms and dune orientation on Titan”. In : *Geophysical Research Letters* 41.17 (2014), p. 6093-6100 (cf. p. 24, 30).

[144] S. MacKenzie et J. W. Barnes. “Characteristics of the 5-μm-bright spectral unit from spectral analysis of Tui Regio”. In : *DPS*. 2014, p. 211-09 (cf. p. 20).

[145] S. M. MacKenzie et al. “The case for seasonal surface changes at Titan’s lake district”. In : *Nature Astronomy* 3.6 (2019), p. 506-510 (cf. p. 28).

[146] M Malaska et al. “High-volume meandering channels in Titan’s south polar region”. In : *LPI* 1608 (2011), p. 1562 (cf. p. 1, 26, 30, 102, 113).

[147] M Malaska et al. “Identification of karst-like terrain on Titan from valley analysis”. In : *LPI* 1533 (2010), p. 1544 (cf. p. 26).

[148] M. J. Malaska et al. “Labyrinth terrain on Titan”. In : *Icarus* (2020), p. 113764 (cf. p. 26, 28).

[149] K. E. Mandt et al. “The 12C/13C ratio on Titan from Cassini INMS measurements and implications for the evolution of methane”. In : *The Astrophysical Journal* 749.2 (2012), p. 160 (cf. p. 12).

[150] J. Markel. “The SIFT algorithm for fundamental frequency estimation”. In : *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics* 20.5 (1972), p. 367-377 (cf. p. 51).

[151] M Mastrogiuseppe et al. “Deep and methane-rich lakes on Titan”. In : *Nature Astronomy* 3.6 (2019), p. 535-542 (cf. p. 28, 102).

[152] M. Mastrogiuseppe et al. “The bathymetry of a Titan sea”. In : *Geophysical Research Letters* 41.5 (2014), p. 1432-1437 (cf. p. 19, 28).

[153] H. Masursky et al. “Television experiment for Mariner Mars 1971”. In : *Icarus* 12.1 (1970), p. 10-45 (cf. p. 55).

[154] J. F. McCauley et al. “Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars”. In : *Icarus* 17.2 (1972), p. 289-327 (cf. p. 55).

[155] A McEwen et al. “Mapping and monitoring the surface of Titan”. In : *DPS*. 2005, p. 53-04 (cf. p. 28).

[156] A Meigs, N Brozovic et ML Johnson. “Steady, balanced rates of uplift and erosion of the Santa Monica Mountains, California”. In : *Basin Research* 11.1 (1999), p. 59-74 (cf. p. 85).

[157] F. Métivier, E. Lajeunesse et O. Devauchelle. “Laboratory rivers : Lacey’s law, threshold theory, and channel stability”. In : (2017) (cf. p. 97, 98, 107, 116).

[158] K. Mikolajczyk, B. Leibe et B. Schiele. “Local features for object class recognition”. In : *Tenth IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV’05) Volume 1*. T. 2. IEEE. 2005, p. 1792-1799 (cf. p. 48).

[159] J. L. Mitchell. “The drying of Titan’s dunes : Titan’s methane hydrology and its impact on atmospheric circulation”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 113.E8 (2008) (cf. p. 18, 120).

[160] J L Mitchell et al. “Locally enhanced precipitation organized by planetary-scale waves on Titan”. In : *Nature Geoscience* 4.9 (2011), p. 589-592 (cf. p. 18, 120).

[161] J. L. Mitchell et al. “The dynamics behind Titan’s methane clouds”. In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103.49 (2006), p. 18421-18426 (cf. p. 1).

[162] J L Mitchell et al. “The impact of methane thermodynamics on seasonal convection and circulation in a model Titan atmosphere”. In : *Icarus* 203.1 (2009), p. 250-264 (cf. p. 18).

[163] G. Mitri et al. “Mountains on Titan : Modeling and observations”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E10 (2010) (cf. p. 26).

[164] G. Mitri et al. “Shape, topography, gravity anomalies and tidal deformation of Titan”. In : *Icarus* 236 (2014), p. 169 -177 (cf. p. 8).

[165] A. Mouget et G. Lucet. “PHOTOGRAMMETRIC ARCHAEOLOGICAL SURVEY WITH UAV.” In : *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences* 2.5 (2014) (cf. p. 52).

[166] O. Mousis et al. “A primordial origin for the atmospheric methane of Saturn’s moon Titan”. In : *Icarus* 204.2 (2009), p. 749-751 (cf. p. 12).

[167] I. Müller-Wodarg et al. *Titan : Interior, surface, atmosphere, and space environment*. T. 14. Cambridge University Press, 2014 (cf. p. 17).

[168] Catherine D Neish et al. “Crater topography on Titan : Implications for landscape evolution”. In : *Icarus* 223.1 (2013), p. 82-90 (cf. p. 23).

[169] CD Neish et RD Lorenz. “Titan’s global crater population : A new assessment”. In : *Planetary and Space Science* 60.1 (2012), p. 26-33 (cf. p. 23).

[170] H. B. Niemann et al. "The abundances of constituents of Titan's atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe". In : *Nature* 438.7069 (2005), p. 1476-4687 (cf. p. 6, 16, 43).

[171] HB Niemann et al. "Composition of Titan's lower atmosphere and simple surface volatiles as measured by the Cassini-Huygens probe gas chromatograph mass spectrometer experiment". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 115.E12 (2010) (cf. p. 10).

[172] Naoki Noguchi et Takuo Okuchi. "Rheological property of H2O ice VI inferred from its self-diffusion : Implications for the mantle dynamics of large icy bodies". In : *Icarus* 335 (2020), p. 113401 (cf. p. 8).

[173] W.R. Osterkamp et E.R. Hedman. "Perennial-streamflow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River basin". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 1242 (1982) (cf. p. 108).

[174] Joseph G O'Rourke et David J Stevenson. "Stability of ice/rock mixtures with application to a partially differentiated Titan". In : *Icarus* 227 (2014), p. 67-77 (cf. p. 8).

[175] D Paphitis. "Sediment movement under unidirectional flows : an assessment of empirical threshold curves". In : *Coastal Engineering* 43.3-4 (2001), p. 227-245 (cf. p. 105).

[176] M. C. Peel, B. L. Finlayson et T. A. McMahon. "Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification". In : (2007) (cf. p. 84, 87).

[177] J. T. Perron et L. Royden. "An integral approach to bedrock river profile analysis". In : *Earth Surface Processes and Landforms* 38.6 (2013), p. 570-576 (cf. p. 85).

[178] J. T. Perron et al. "Valley formation and methane precipitation rates on Titan". In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 111.E11 (2006) (cf. p. 2, 36, 42, 43, 65, 70, 71, 78, 103, 107, 118-120, 123).

[179] C. B. Phillips et D. J. Jerolmack. "Self-organization of river channels as a critical filter on climate signals". In : *Science* 352.6286 (2016), p. 694-697 (cf. p. 97).

[180] M. Pierrot-Deseilligny et I. Clery. "Apero, an Open Source Bundle Adjusment Software for Automatic Calibration and Orientation of Set of Images". In : *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XXXVIII-5 (2011), 269–276 (cf. p. 52).

[181] M. Pierrot-Deseilligny et N. Paparoditis. "A Multiresolution And Optimization-Based Image Matching Approach : An Application To Surface Reconstruction From SPOT5-HRS Stereo Imagery". In : *ISPRS Workshop on Topographic Mapping from Space (With Special Emphasis on Small Satellites* (2006), 1–5 (cf. p. 52).

[182] A Pinte et al. "ORTHOIMAGES OF THE OUTER WALLS AND TOWERS OF THE CHÂTEAU DE CHAMBORD." In : *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences* 2 (2015) (cf. p. 52).

[183] V. Poggiali et al. "Liquid-filled canyons on Titan". In : *Geophysical Research Letters* 43.15 (2016), p. 7887-7894 (cf. p. 1, 30).

[184] PJ Polito et al. “Experimental investigation of the temperature dependence of polycrystalline ice strength and resistance to low-velocity impacts with application to Titan”. In : *AGUFM* 2009 (2009), P23E-06 (cf. p. 102).

[185] C. C. Porco et al. “Imaging of Titan from the Cassini spacecraft”. In : *Nature* 434.7030 (2005), p. 159 (cf. p. 23, 28, 29).

[186] J. Radebaugh. “Dunes on Saturn’s moon Titan as revealed by the Cassini Mission”. In : *Aeolian Research* 11 (2013), p. 23-41 (cf. p. 24).

[187] J. Radebaugh et al. “Alluvial and fluvial fans on Saturn’s moon Titan reveal processes, materials and regional geology”. In : *Geological Society, London, Special Publications* 440.1 (2018), p. 281-305 (cf. p. 33, 34).

[188] J. Radebaugh et al. “Dunes on Titan observed by Cassini RADAR”. In : *Icarus* 194.2 (2008), p. 690-703 (cf. p. 24, 37).

[189] J. Radebaugh et al. “Mountains on Titan from Cassini Radar”. In : *Icarus* (192 2007), p. 77 -91 (cf. p. 25, 26, 39).

[190] J Radebaugh et al. “Regional geomorphology and history of Titan’s Xanadu province”. In : *Icarus* 211.1 (2011), p. 672-685 (cf. p. 25, 26, 33).

[191] K Rages et JB Pollack. “Vertical distribution of scattering hazes in Titan’s upper atmosphere”. In : *Icarus* 55.1 (1983), p. 50-62 (cf. p. 4).

[192] K Rages, JB Pollack et PH Smith. “Size estimates of Titan’s aerosols based on Voyager high-phase-angle images”. In : *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 88.A11 (1983), p. 8721-8728 (cf. p. 4).

[193] P. Rannou et al. “A new interpretation of scattered light measurements at Titan’s limb”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 102.E5 (1997), p. 10997-11013 (cf. p. 4).

[194] P. Rannou et al. “The latitudinal distribution of clouds on Titan”. In : *science* 311.5758 (2006), p. 201-205 (cf. p. 14, 15, 18, 120).

[195] S. L. Reneau et W. E. Dietrich. “Erosion rates in the southern Oregon Coast Range : Evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield”. In : *Earth Surface Processes and Landforms* 16.4 (1991), p. 307-322 (cf. p. 85).

[196] S. Rodriguez et al. “Cassini/VIMS hyperspectral observations of the HUYGENS landing site on Titan”. In : *Planetary and Space Science* 54.15 (2006), p. 1510 -1523 (cf. p. 20).

[197] S. Rodriguez et al. “Global circulation as the main source of cloud activity on Titan”. In : *Nature* 459.7247 (2009), p. 678-682 (cf. p. 14, 16, 19).

[198] S. Rodriguez et al. “Global mapping and characterization of Titan’s dune fields with Cassini : Correlation between RADAR and VIMS observations”. In : *Icarus* 230 (2014), p. 168 -179 (cf. p. 19, 20, 24).

[199] S. Rodriguez et al. “Observational evidence for active dust storms on Titan at equinox”. In : *Nature Geoscience* 11.10 (2018), p. 727-732 (cf. p. 16, 19).

[200] S Rodriguez et al. “Titan’s cloud seasonal activity from winter to spring with Cassini/VIMS”. In : *Icarus* 216.1 (2011), p. 89-110 (cf. p. 14, 16, 19).

[201] HG Roe et al. "Titan's Clouds from Gemini* and Keck** Adaptive Optics Imaging". In : *The Astrophysical Journal* 581.2 (2002), p. 1399 (cf. p. 14).

[202] A-M. Rosu et al. "Measurement of ground displacement from optical satellite image correlation using the free open-source software MicMac". In : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 100 (2015), p. 48 -59 (cf. p. 52, 61).

[203] LH Royden, MK Clark et KX Whipple. "Evolution of river elevation profiles by bedrock incision : Analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates". In : *Eos Trans. AGU* 81.48 (2000) (cf. p. 85).

[204] E. Rupnik, M. Daakir et M. Pierrot-Deseilligny. "MicMac–a free, open-source solution for photogrammetry". In : *Open Geospatial Data, Software and Standards* 2.1 (2017), p. 1-9 (cf. p. 52).

[205] C. Sagan. "The solar system beyond Mars : An exobiological survey". In : *Space Science Reviews* 11.6 (1971), p. 827-866 (cf. p. 12).

[206] C. Sagan et B. Khare. "Tholins : Organic chemistry of interstellar grains and gas". In : *Nature* 277.5692 (1979), p. 102-107 (cf. p. 12).

[207] C. Sagan et al. "Variable features on Mars. IV. Pavonis Mons". In : *Icarus* 22.1 (1974), p. 24-47 (cf. p. 55).

[208] T Schneider et al. "Polar methane accumulation and rainstorms on Titan from simulations of the methane cycle". In : *Nature* 481.7379 (2012), p. 58-61 (cf. p. 18, 120).

[209] W. Schwanghart et D. Scherler. "TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences". In : *Earth Surface Dynamics* 2.1–7 (2014) (cf. p. 71).

[210] B. Seignovert et al. "Titan's global map combining VIMS and ISS mosaics". In : *EPSC* 2019 (2019), EPSC-DPS2019 (cf. p. 56).

[211] G. Seizilles. "Forme d'équilibre d'une rivière". Thèse de doct. 2013 (cf. p. 97, 98, 100, 101, 107).

[212] G Seizilles et al. "Width of laminar laboratory rivers". In : *Physical Review E* 87.5 (2013), p. 052204 (cf. p. 97, 98).

[213] A. Shields. "Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung". In : *PhD Thesis Technical University Berlin* (1936) (cf. p. 98, 105).

[214] L. S. Sklar et W. E. Dietrich. "Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock". In : *Geology* 29.12 (2001), p. 1087-1090 (cf. p. 85).

[215] P. H. Smith. "The radius of Titan from Pioneer Saturn data". In : *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 85.A11 (1980), p. 5943-5947 (cf. p. 4).

[216] L. A. Soderblom et al. "Correlations between Cassini VIMS Spectra and RADAR SAR Images : Implications for Titan's Surface Composition and the Caractere of the Huygens Probe Landing Site". In : *Planetary and Space Science* 55 (2007a), p. 2025-2036 (cf. p. 20, 24, 42, 43).

[217] L. A. Soderblom et al. "Topography and geomorphology of the Huygens landing site on Titan". In : *Planetary and Space Science* 55.13 (2007b), p. 2015-2024 (cf. p. 2, 41, 43, 52, 58, 65, 67, 71, 76, 78, 123).

[218] F. Sohl, W. D. Sears et R. D. Lorenz. “Tidal dissipation on Titan.” In : *icarus* 115.2 (juin 1995), p. 278-294 (cf. p. 8).

[219] A. Solomonidou et al. “The spectral nature of Titan’s major geomorphological units : constraints on surface composition”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 123.2 (2018), p. 489-507 (cf. p. 25).

[220] B. W. Stiles et al. “Determining Titan surface topography from Cassini SAR data”. In : *Icarus* 202.2 (2009), p. 584-598 (cf. p. 42).

[221] E. R. Stofan et al. “The lakes of Titan”. In : *nature* 445.7123 (2007), p. 61 (cf. p. 32).

[222] D. F. Strobel. “The photochemistry of hydrocarbons in the atmosphere of Titan”. In : *Icarus* 21.4 (1974), p. 466-470 (cf. p. 12).

[223] D. G. Tarboton. “A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models”. In : *Water Resources Research* 33.2 (1997), p. 309-319 (cf. p. 71).

[224] Y. Tewelde et al. “Estimates of fluvial erosion on Titan from sinuosity of lake shorelines”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 118.10 (2013), p. 2198-2212 (cf. p. 42, 43, 78).

[225] G. Tobie, J. I. Lunine et C. Sotin. “Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan”. In : *Nature* 440.7080 (2006), p. 61-64 (cf. p. 12).

[226] Gabriel Tobie et al. “Titan’s internal structure inferred from a coupled thermal-orbital model”. In : *Icarus* 175.2 (2005), p. 496-502 (cf. p. 8).

[227] T. Tokano. “Orbitally and geographically caused seasonal asymmetry in Titan’s tropospheric climate and its implication for the lake distribution”. In : *Icarus* 317 (2019), p. 337 -353 (cf. p. 18, 120).

[228] T. Tokano et al. “Three-dimensional modeling of the tropospheric methane cycle on Titan”. In : *Icarus* 153.1 (2001), p. 130-147 (cf. p. 1).

[229] M. G. Tomasko et P. H. Smith. “Photometry and polarimetry of Titan : Pioneer 11 observations and their implications for aerosol properties”. In : *Icarus* 51.1 (1982), p. 65-95 (cf. p. 4).

[230] M. G. Tomasko et al. “Rain, winds and haze during the Huygens probe’s descent to Titan’s surface”. In : *Nature* 438.7069 (2005), p. 765-778 (cf. p. 2, 6, 10, 20, 30, 37, 38, 41-43, 56, 58, 65, 70, 71, 78, 104, 105, 123).

[231] M. G. Tomasko et al. “The descent imager/spectral radiometer (DISR) experiment on the Huygens entry probe of Titan”. In : *Space Science Reviews* (2002), p. 469-551 (cf. p. 57).

[232] M. G. Tomasko et al. “The descent imager/spectral radiometer (DISR) experiment on the Huygens entry probe of Titan”. In : *The Cassini-Huygens Mission.* Springer, 2003, p. 469-551 (cf. p. 57).

[233] M.G. Tomasko. “Preliminary results of polarimetry and photometry of Titan at large phase angles from Pioneer 11”. In : *Journal of Geophysical Research : Space Physics* 85.A11 (1980), p. 5937-5942 (cf. p. 4).

[234] T. N. Tonkin et N. G. Midgley. "Ground-control networks for image based surface reconstruction : An investigation of optimum survey designs using UAV derived imagery and structure-from-motion photogrammetry". In : *Remote Sensing* 8.9 (2016), p. 786 (cf. p. 74, 76).

[235] D Toublanc et al. "Photochemical modeling of Titan's atmosphere". In : *Icarus* 113.1 (1995), p. 2-26 (cf. p. 14).

[236] B. Triggs et al. "Bundle adjustment—a modern synthesis". In : *International workshop on vision algorithms*. Springer. 1999, p. 298-372 (cf. p. 65).

[237] D. L. Turcotte et G. Schubert. "Geodynamics–applications of continuum physics to geological problems". In : *Geological Journal* 19.3 (1982), p. 303-303 (cf. p. 118).

[238] E. P. Turtle et al. "Rapid and Extensive Surface Changes Near Titan's Equator : Evidence of April Showers". In : *Science* 331.6023 (2011), p. 1414-1417 (cf. p. 14, 16, 18, 19, 111).

[239] EP Turtle et al. "Cassini imaging of Titan's high-latitude lakes, clouds, and south-polar surface changes". In : *Geophysical Research Letters* 36.2 (2009) (cf. p. 14, 19).

[240] EP. Turtle et al. "Seasonal changes in Titan's meteorology". In : *Geophysical Research Letters* 38.3 (2011) (cf. p. 19).

[241] EP Turtle et al. "Titan's meteorology over the Cassini mission : Evidence for extensive subsurface methane reservoirs". In : *Geophysical Research Letters* 45.11 (2018), p. 5320-5328 (cf. p. 14, 16, 19).

[242] GL Tyler et al. "Radio science investigations of the Saturn system with Voyager 1 : Preliminary results". In : *Science* 212.4491 (1981), p. 201-206 (cf. p. 4).

[243] S Vinatier et al. "Study of Titan's fall southern stratospheric polar cloud composition with Cassini/CIRS : detection of benzene ice". In : *Icarus* 310 (2018), p. 89-104 (cf. p. 15).

[244] S Wall et al. "Active shoreline of Ontario Lacus, Titan : A morphological study of the lake and its surroundings". In : *Geophysical Research Letters* 37.5 (2010) (cf. p. 33).

[245] RA West et al. "Cassini Imaging Science Subsystem observations of Titan's south polar cloud". In : *Icarus* 270 (2016), p. 399-408 (cf. p. 15).

[246] Robert A West et Peter H Smith. "Evidence for aggregate particles in the atmospheres of Titan and Jupiter". In : *Icarus* 90.2 (1991), p. 330-333 (cf. p. 4).

[247] K. X. Whipple. "Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens". In : *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32 (2004), p. 151-185 (cf. p. 85).

[248] Kelin X Whipple et Gregory E Tucker. "Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs". In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 104.B8 (1999), p. 17661-17674 (cf. p. 85, 113).

[249] A. C. Whittaker et al. "Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults : New field observations from the Central Apennines, Italy". In : *Basin Research* 19.4 (2007), p. 529-556 (cf. p. 85).

[250] S. D. Willett et al. “Dynamic Reorganization of River Basins”. In : *Science* 343.6175 (2014) (cf. p. 125).

[251] L. Wilson et al. “Mars outflow channels : A reappraisal of the estimation of water flow velocities from water depths, regional slopes, and channel floor properties”. In : *Journal of Geophysical Research : Planets* 109.E9 (2004) (cf. p. 107, 118).

[252] C. A. Wood et al. “Impact craters on Titan”. In : *Icarus* 206.1 (2010), p. 334-344 (cf. p. 23).

[253] S. S. C. Wu et al. “Photogrammetric evaluation of Mariner 9 photography”. In : *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 78.20 (1973), p. 4405-4410 (cf. p. 55).

[254] D. Yamazaki et al. “A high-accuracy map of global terrain elevations”. In : *Geophysical Research Letters* 44.11 (2017), p. 5844-5853 (cf. p. 82).

[255] D. Yamazaki et al. “MERIT Hydro : A High-Resolution Global Hydrography Map Based on Latest Topography Dataset”. In : *Water Resources Research* 55.6 (2019), p. 5053-5073 (cf. p. 82).

[256] Y. L. Yung, M. Allen et J. P. Pinto. “Photochemistry of the atmosphere of Titan : Comparison between model and observations”. In : *Astrophysical Journal Supplement Series* 55.3 (1984), p. 465-506 (cf. p. 14).