

Armelle Baldeyrou-Bailly, Christian Beck,
Quentin Boesch, Jean-Yves Daniel,
Jean-François Deconinck, Michel Hoffert,
René Maury, Alain Riazuelo

Avec les écrits
d'André Brahic, Gilles Merzeraud & Marc Tardy

Sciences

4^e ÉDITION

de la Terre et de l'Univers

LA RÉFÉRENCE

- Tout le cours de sciences de la Terre et de l'Univers
- + de 1000 photos et schémas en couleur
- Des exercices intégralement corrigés

+ EN LIGNE



OFFERT

Ressources complémentaires
pédagogiques

deboeck **B**
SUPÉRIEUR

Sciences de la Terre et de l'Univers

Ouvrage coordonné par Jean-Yves Daniel

Armelle Baldeyrou-Bailly

Professeur agrégé à l'EOST, université de Strasbourg

Christian Beck

Professeur des universités émérite à l'UMR ISTerre, université Savoie-Mont-Blanc, Chambéry

Quentin Boesch

Professeur agrégé à l'EOST, université de Strasbourg

Jean-Yves Daniel

Astrophysicien, doyen honoraire de l'inspection générale de l'Éducation nationale

Jean-François Deconinck

Professeur des universités émérite à l'université de Bourgogne, Dijon

Michel Hoffert

Professeur des universités honoraire à l'université Louis-Pasteur, Strasbourg

René Maury

Professeur des universités honoraire à l'université de Bretagne Occidentale, Brest

Alain Riazuelo

Chercheur au CNRS et astrophysicien à l'Institut d'astrophysique de Paris

Avec les écrits

d'André Brahic, Gilles Merzeraud & Marc Tardy

Chez le même éditeur (extrait du catalogue)

BOESCH Q., *Climatologie*.

BOESCH Q., *Paléontologie*.

BOUCHEZ J.-L. & NÉDELEC A., *Pétrologie des granites*.

BOUCHEZ J.-L. & NICOLAS A., *Principes de tectonique*.

CHAZOT G., LÉNAT J.-F., MAURY R., AGRANIER A. & ROCHE O., *Volcanologie*.

DANIEL J.-Y. & PETER P., *Cosmologie*.

DANIEL J.-Y. & RIAZUELO A., *Sciences de l'Univers*.

DECONINCK J.-F., *Le Précambrien. 4 milliards d'années d'histoire de la Terre*.

DECONINCK J.-F., *Paléoclimats. L'enregistrement des variations climatiques*.

DELANNOY J.-J., DELINE P. & LHÉNAFF R., *Géographie physique. Aspects et dynamiques du géosystème terrestre*.

JUTEAU T. & MAURY R., *La croûte océanique. Pétrologie et dynamiques endogènes*.

MARSHAK S., *Terre, portrait d'une planète*, 2^e éd.

MERZERAUD G., *Sédimentologie*.

MERZERAUD G., *Stratigraphie séquentielle*, 2^e éd.

MEUNIER A., *Les argiles par la pratique. Cristallochimie, minéralogie, géologie*.

SCHNEIDER J.-L., *Les traumatismes de la Terre. Géologie des phénomènes naturels extrêmes*.

VAN VLIET-LANOË B., *Cryosphère. Histoire et environnements de notre ère glaciaire*.

VAN VLIET-LANOË B., *Les environnements froids. Glaciaire et périglaciaire*.

Pour toute information sur notre fonds et les nouveautés dans votre domaine
de spécialisation, consultez notre site web :

www.deboecksuperieur.com

En couverture :

Panorama de la comète McNaught et vue aérienne sud-est de l'Islande. © Getty Images

Relecture : Jean-Louis Liennard

Maquette de couverture : Primo&Primo

Maquette intérieure et mise en page : Jean-Louis Liennard/GraphieProd

Couverture : Primo&Primo

Dépôt légal :

Bibliothèque royale de Belgique : 2024/13647/045

Bibliothèque nationale, Paris : juin 2024

ISBN : 978-2-8073-2426-8

Tous droits réservés pour tous pays.

*Il est interdit, sauf accord préalable et écrit de l'éditeur, de reproduire (notamment par photocopie)
partiellement ou totalement le présent ouvrage, de le stocker dans une banque de données
ou de le communiquer au public, sous quelque forme ou de quelque manière que ce soit.*

© De Boeck Supérieur SA, 2024 - Rue du Bosquet 7, B-1348 Louvain-la-Neuve

De Boeck Supérieur - 5 allée de la 2^e DB, 75015 Paris

Table des matières

Avant-propos	VII
Avertissement	IX

PREMIÈRE PARTIE LA TERRE, PLANÈTE DU SYSTÈME SOLAIRE

1

La place de la Terre dans l'Univers

1 Introduction.....	3
2 La naissance de la raison ou comment notre vision de la place de la Terre a émergé ...	3
3 Le mouvement de la Terre dans l'espace	8
4 La répartition de la matière dans l'Univers	12
5 L'histoire de l'Univers	26
6 Étoiles et poussières d'étoiles	47
7 La nucléosynthèse des éléments	60
8 Quelques notions astronomiques importantes ..	71
Exercices	84

FICHES

1. TROUS NOIRS ET AUTRES OBJETS COMPACTS ..	85
2. L'ASTRONOMIE MULTI-LONGUEURS D'ONDE ET MULTI-MESSAGERS	86
3. RAPPELS DE MÉCANIQUE CLASSIQUE	94

2

Le système solaire et les exoplanètes

1 Introduction.....	95
2 L'exploration spatiale	95
3 La Terre au sein du système solaire	98
4 Le Soleil et ses relations avec la Terre	104
5 Les planètes	116
6 Les satellites et anneaux planétaires	124

7 Les petits corps du système solaire	153
8 La nouvelle hypothèse d'une neuvième planète	164
9 Les atmosphères planétaires	166
10 L'eau dans l'Univers	180
11 Les planètes extrasolaires	181
Exercices	189

FICHE

4. DÉFINITION D'UNE PLANÈTE	190
-----------------------------------	-----

3

La formation et l'évolution du système solaire

1 Introduction.....	193
2 Création ou éternité ?	194
3 Quelques faits d'observation	197
4 Un scénario de la formation des planètes	207
5 La formation de la Lune	220
6 L'évolution des planètes	222
7 Le volcanisme	231
8 La cratérisation	244
9 Mécanismes d'érosion	256
10 Formation et évolution des atmosphères, vapeurs des planètes	259
11 L'évolution à long terme du système solaire ...	261
Exercices	265

DEUXIÈME PARTIE

LA TERRE, ARCHIVES GÉOLOGIQUES ET MÉMOIRE DU TEMPS

4

Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre

1	Introduction: l'opposition temps-éternité	269
2	Prise de conscience progressive de la longueur du temps	270
3	La conquête des âges « absolus »	272
4	La théorie de l'évolution, longueur et flèche du temps	273
5	Actualisme et uniformitarisme	274
7	En guise de conclusion à l'analyse de ces concepts	279
	Exercices	280

5

Les roches, environnements et bassins sédimentaires: des archives géologiques

1	Le cycle sédimentaire	283
2	La pétrographie: caractérisation et identification des différentes roches	314
3	Les bassins sédimentaires	315
	Exercice	321

FICHES

5.	LES MINÉRAUX ARGILEUX ET LES ARGILES	322
6.	CLASSIFICATION ET DÉNOMINATION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉTRITIQUES ET CARBONATÉES	329

6

Stratigraphie et mesure du temps

1	La superposition des strates: la stratigraphie.	338
2	Lithostratigraphie	339
3	Biostratigraphie et échelle biostratigraphique	344
4	Limites stratigraphiques et cartes géologiques	348
5	Datation radiométrique	361
6	Chimiostratigraphie	368
7	Magnétostratigraphie	370
8	Cyclostratigraphie	372
9	La stratigraphie séquentielle	373
10	Les séries sédimentaires: une information fragmentaire de l'histoire géologique	393
11	En guise de conclusion	394
	Exercices	395

TROISIÈME PARTIE

LA TERRE ET SES CLIMATS: LA DYNAMIQUE DES ENVELOPPES FLUIDES

7

Les climats actuels: comprendre le fonctionnement du système climatique

1	Introduction	401
2	L'énergie solaire et le bilan radiatif de la Terre	402
3	L'atmosphère terrestre et sa dynamique	420

4	L'océan et sa dynamique	455
5	Synthèse sur les climats de la Terre	474
	Exercices	483
	FICHE	
7.	LE CYCLE DU CARBONE	486

8

Les paléoclimats

1 Introduction.....	493
2 La reconstitution des paléoclimats	493
3 L'évolution des climats dans l'histoire de la Terre	521
4 En guise de conclusion	574
Exercices	576

9

**Le changement climatique moderne
et les projections sur l'évolution
climatique future**

1 Introduction.....	579
2 Mise en évidence et caractéristiques du changement climatique moderne.....	579
3 Les causes du changement climatique moderne	583
4 Projections sur l'évolution future du climat . . .	595
5 Les risques associés aux changements climatiques	598
6 En guise de conclusion	605
Exercices	606

QUATRIÈME PARTIE

LA TERRE SOLIDE ET SA DYNAMIQUE

10

**Forme, structure et dynamique
globales de la Terre interne**

1 La forme de la Terre	613
2 Les enveloppes du globe terrestre	622
Exercices	668

FICHES

8. CONNAÎTRE LA TEMPÉRATURE À L'INTÉRIEUR DE LA TERRE, OU COMMENT ÉTABLIR UN GÉOTHERME	670
9. RAZ DE MARÉE OU TSUNAMI	671

11

La lithosphère et sa dynamique

1 Lithosphère et plaques lithosphériques.....	675
2 Les conséquences des mouvements horizontaux des plaques lithosphériques	716
Exercices	821

FICHE

10. LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL : UN ENREGISTREMENT DE LA DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHÈRE	823
--	-----

12

**Le magmatisme, marqueur de
la dynamique de la Terre**

1 Introduction.....	847
2 La diversité des magmas actuels.....	850
3 La fusion du manteau et l'évolution des magmas basaltiques.....	860
4 Le magmatisme des dorsales océaniques . . .	866
5 Le magmatisme lié aux points chauds	872
6 Le magmatisme des zones de subduction . . .	891
7 Les cycles tectono-magmatiques et l'évolution de la lithosphère	905
Exercices	911

CINQUIÈME PARTIE LA TERRE, PLANÈTE DU VIVANT

13

L'origine de la vie

1	Introduction	915
2	La délicate datation de l'apparition de la vie . . .	916
3	Les conditions environnementales de la Terre primitive : un contexte pour l'apparition de la vie	919
4	Les éléments nécessaires à l'émergence de la vie (telle que nous la connaissons actuellement sur Terre)	920
5	La formation des briques élémentaires par la chimie prébiotique	923
6	La polymérisation des briques élémentaires et la formation des macromolécules	927
7	L'assemblage des macromolécules et la naissance des protocellules	928
8	La théorie de la panspermie	931
	Exercice	932

14

L'évolution de la biosphère

1	L'évolution de la vie au Précambrien	933
2	L'explosion cambrienne : Big Bang de la vie ? . .	942
3	Les « conquêtes » des continents	949
4	L'évolution de la biodiversité et les extinctions de masse	959
5	L'évolution des Hominidés	991
	Exercices	1029
	FICHES	
	11. LES FOSSILES, DES OUTILS POUR LES SCIENTIFIQUES	1033
	12. LES MÉCANISMES DE L'ÉVOLUTION	1042

Solutions des exercices	1046
Bibliographie	1067
Index	1079
Unités, constantes et valeurs astronomiques	1092

Guide de lecture

Afin de hiérarchiser les informations, des encarts ont été réalisés. Ces encarts apportent des précisions qui ne sont pas forcément indispensables à la compréhension du contenu des parties. Le lecteur souhaitant des détails pourra s'y référer et celui souhaitant aller à l'essentiel pourra s'affranchir de leur lecture.

+ de compléments en ligne

Des flashcodes permettent au lecteur de trouver en ligne des documents complémentaires :

- Rappels de mécanique classique lien page 94
- Qu'est-ce qu'une année ? lien page 101
- Ce qui distingue Mars de la Terre lien page 120

Avant-propos

Lors de sa première édition d'août 1999, le *Sciences de la Terre et de l'Univers* de Vuibert était le premier manuel universitaire nommément consacré à ce champ thématique interdisciplinaire présentant en particulier un traitement plus important qu'à l'accoutumée à la Terre dans sa dimension planétaire : sa place dans l'Univers, sa formation il y a 4,5 milliards d'années et son évolution ultérieure au sein du système solaire (première partie). L'ambition est la même pour cette quatrième édition publiée maintenant chez De Boeck Supérieur, de situer dans un cadre universel l'approche globale des géosciences, qui sont traitées à la suite, au cœur de l'ouvrage : la Terre, archives géologiques et mémoire du temps (deuxième partie), la Terre et ses climats : la dynamique des enveloppes fluides (troisième partie), la Terre solide et sa dynamique (quatrième partie).

Si les trois parties centrales s'adressent en priorité aux enseignants et étudiants de géosciences, ceux des sciences de la Vie et de la Terre seront sensibles au traitement du vivant réalisé dans la cinquième et dernière partie : la Terre, planète du vivant. Ce sont de fait tous les enseignants et étudiants scientifiques qui sont la cible du présent manuel, en particulier ceux qui œuvrent au sein des INSPE (Instituts nationaux supérieurs du professorat et de l'éducation), successeurs en 2019 des ESPE (Écoles supérieures du professorat et de l'éducation), où se forment les étudiants qui se destinent à être enseignants. Comme dans les précédentes éditions (1999, 2006, 2014), l'ouvrage présent associe tout un ensemble de disciplines allant de la physique à la biologie. Et ceci en faisant leur part aux découvertes les plus récentes, comme celle des ondes gravitationnelles et des exoplanètes, ainsi qu'aux problématiques les plus modernes qu'elles enrichissent, comme les enjeux traitant de la traque de la vie « ailleurs » sans oublier ceux qui touchent à la vie « ici-bas », à l'instar des défis posés par le réchauffement climatique.

L'évolution des sciences et les progrès accomplis dans la connaissance qu'a l'Homme de sa place et de celle de sa planète qui le porte, entraînent une nécessaire tendance des enseignements universitaires vers toujours plus de coopérations. Du cosmos à la biosphère, l'interdisciplinarité est à l'œuvre dans l'ouvrage, où se rencontrent astrophysiciens, géophysiciens, géochimistes, climatologues, paléontologues, biologistes. Cette « alliance » des disciplines désormais installée, mais pas si ancienne, est simplement l'écho académique des actions subies par une Terre réinsérée dans un Univers interactif, évolutif, diversifié. Notre Terre n'est plus constituée de sphères concentriques indépendantes : atmosphère, hydrosphère, lithosphère, manteau et noyau sont en constantes interactions. Sans oublier la biosphère, élément essentiel, pour l'instant singulier dans l'Univers, mais assurément déterminant, quand on pense en particulier au rôle croissant d'une certaine espèce, Sapiens, la nôtre. Au point que l'Homme est en passe de devenir un acteur planétaire majeur par ses activités souvent prédatrices. À l'heure du réchauffement climatique et des extinctions d'espèces, les activités anthropiques alimentent de façon cruciale le débat actuel sur l'émergence possible d'une ère géologique nouvelle décrite sous le vocable d'anthropocène.

Sur ce qui court ainsi à propos du devenir de la planète, comme dans tout son contenu, l'ouvrage traite de faits, dans un esprit d'ouverture, avec toujours le souci de rendre la matière exposée directement accessible. Les contenus volontairement plus spécialisés et signalés comme tels sont renseignés dans des fiches et des encarts. L'heure est en effet à la globalité et à la complexité des phénomènes, en même temps qu'il est essentiel pour leur abord de maîtriser les concepts scientifiques de base. L'ambition fondamentale des auteurs et de l'éditeur veut y répondre, l'évolution de l'ouvrage depuis la première édition traduisant cette volonté d'affronter un ensemble de connaissances qui s'élargissent, se diversifient et se mutualisent. Entre la première et la présente édition, ce sont 25 années de découvertes qui ont accru notre compréhension du monde, ainsi que la somme des savoirs essentiels. L'accroissement du nombre de pages au cours des éditions n'est qu'une conséquence numérique, qui ne doit pas faire obstacle à la facilité d'usage pédagogique recherchée par les auteurs, au travers

d'un manuel qui se veut un outil polyvalent de formation et de culture. Mais ces 25 années sont par ailleurs d'une durée suffisamment longue à notre échelle d'être humain pour que les auteurs aient vu disparaître certains des leurs. André Brahic, Gilles Merzeraud, Marc Tardy, nous ont quittés et cependant l'édition 2024 du *Sciences de la Terre et de l'Univers* continue de bénéficier de leurs écrits, toujours pertinents et essentiels. L'équipe rédactionnelle actuelle, dont la composition figure en première page, leur a rendu hommage dans les avant-propos des différentes parties du livre qui gardent la marque de leur rayonnement.

Jean-Yves Daniel

Avertissement

Les auteurs se sont donné pour objectif la compréhension de la Terre d'un point de vue global, sans vouloir pour autant dérouter les lecteurs habitués à une approche classique – c'est-à-dire disciplinaire – des phénomènes.

On peut ainsi entrer directement dans cet ouvrage par l'une ou l'autre des cinq parties, chacune d'entre elles se suffisant à elle-même. En revanche on y trouvera des *renvois*, souvent nombreux. Leur présence indique la complémentarité des approches, voire l'indispensable recours à des éléments d'analyse encore plus approfondis. Il pourra notamment s'agir de données théoriques ou bien d'exemples supplémentaires.

Chaque partie est enrichie par des *exercices*. Sans viser l'exhaustivité mais conformément à la finalité pédagogique de ce livre, ils inviteront toujours le lecteur à développer sa réflexion. Ils serviront aussi à maîtriser les ordres de grandeur et, au-delà de la résolution d'un problème fondé sur des chiffres, ils nous rappellent que la science qu'ils viennent illustrer se fait aussi « avec les mains ».

Certains chapitres contiennent des *fiches* et des *encarts*. Distinctes du texte principal, ces rédactions ont pour fonction d'en faciliter la lecture en isolant clairement certains contenus plus théoriques ou encore des classifications, mais elles peuvent aussi traiter un thème d'ouverture. On trouvera également dans la première partie trois renvois numériques à des contenus spécialisés.

Classée selon les cinq parties du livre, la bibliographie propose deux ordres de références : des ouvrages généraux et des sources spécialisées (le plus souvent, ce sont les travaux de recherche des auteurs cités dans le corps du livre). Disposant de ces informations, chacun sera en mesure de s'orienter vers des lectures complémentaires et d'engager une recherche personnelle.

Enfin, pour faciliter les calculs autant que l'appréhension des données expérimentales dont les ordres de grandeur courent sur des échelles aussi vastes que l'ensemble des thèmes abordés, on trouvera en fin d'ouvrage un *tableau récapitulatif des unités, les constantes physiques fondamentales et certaines valeurs d'usage courant*.

Les mots clés sont regroupés dans l'*index*. Il renvoie avec commodité à l'endroit précis où chaque notion occupe une place significative, qu'elle y soit strictement définie ou éclairée à la lumière de phénomènes connexes.

Les auteurs et les éditeurs de ce livre souhaitent recueillir l'avis de ceux qui l'auront utilisé. Les observations que voudront bien leur communiquer les lecteurs sont toutes bienvenues ; elles serviront à en améliorer les éditions successives et à éditer par ailleurs des approfondissements de certaines parties. En effet, ce livre de synthèse ne saurait prétendre à l'exhaustivité et dans différents domaines dont sont constituées les sciences de la Terre et de l'Univers, De Boeck Supérieur a déjà produit des ouvrages tels que *Sciences de l'Univers*, *Paléontologie*, *Climatologie*, *Stratigraphie séquentielle*... qui peuvent connaître également des perfectionnements et dont la liste peut s'étendre.

Remerciements

De nombreux spécialistes ont apporté leur concours à la réalisation de ce livre, par leurs travaux comme par les documents, les illustrations, les conseils et les relectures dont ils ont fait bénéficier les auteurs. On trouvera leurs noms dans les avant-propos de chacune des parties au titre des remerciements adressés par les auteurs.

Ces derniers remercient également chaleureusement la maison De Boeck Supérieur et notamment Alain Luguet, le responsable éditorial de cet ouvrage, comme ils remercient Jean-Louis Liennard qui en a été le patient et talentueux graphiste.

La Terre, planète du système solaire

Avant-propos

Cette première partie est essentiellement la reprise, actualisée, de l'ouvrage paru en 2020 *Sciences de l'Univers, Du Big Bang aux exoplanètes* consacré à l'astronomie et à l'astrophysique, lui-même extrait de la dernière édition 2014 du manuel *Sciences de la Terre et de l'Univers (STU)* dont il constituait la première partie. Dans la présente version de ce manuel *STU*, il s'agit à nouveau dans cette partie d'une introduction complète à l'étude de la Terre considérée sous son aspect planétaire, ainsi replacée dans le cadre général d'un Univers en évolution depuis 13,8 milliards d'années, dans lequel elle est apparue il y a 4,5 milliards d'années en même temps que le système solaire qui l'abrite et avec lequel elle évolue depuis cette époque.

Le premier chapitre, *La place de la Terre dans l'Univers*, évoque en particulier la cosmologie et donc l'histoire de l'Univers, dans l'optique d'expliquer la formation des grandes structures qu'il contient, et en conséquence celle, à plus petite échelle, des galaxies puis celle des étoiles.

Le deuxième chapitre, *Le système solaire et les exoplanètes*, est consacré à un panorama du système solaire dans toute sa diversité, pour déboucher sur la révolution que constitue pour l'astronomie la découverte en nombre croissant de systèmes planétaires autour d'autres étoiles que notre Soleil.

Le troisième chapitre, *La formation et l'évolution du système solaire*, aborde les questions complexes de l'histoire et du devenir de ce système, préalable indispensable à l'abord de ces questions pour la Terre elle-même.

Les trois chapitres sont rédigés dans un style relativement peu technique en essayant de limiter au maximum la présence d'équations, un minimum étant, bien sûr, nécessaire. Les parties les plus techniques sont mises à part, dans diverses fiches et encarts, éventuellement consultables par des liens.

Note sur les images

Nombre des images présentées ici sont issues de missions spatiales ou de grands observatoires. Les crédits indiqués devraient suffire au lecteur pour trouver ces images sur la Toile avec des éléments de contexte plus nombreux que ceux donnés ici, limités par la place disponible. En particulier, de nombreuses images du système solaire sont tirées du site <https://photojournal.jpl.nasa.gov/> du Jet Propulsion Laboratory. Leur identifiant, commençant par les lettres PIA, est systématiquement indiqué dans les crédits.

Les auteurs

• Normalien, docteur d'État en astrophysique, spécialiste de la polarisation dans les enveloppes circumstellaires, **Jean-Yves Daniel** est doyen honoraire de l'inspection générale de l'Éducation nationale, qu'il a dirigée entre 2012 et 2016. Il est collaborateur à l'Institut d'astrophysique de Paris et a été professeur associé à l'université de Marne-la-Vallée.

• Polytechnicien, docteur en astrophysique, **Alain Riazuelo** est chercheur au CNRS et astrophysicien à l'Institut d'astrophysique de Paris. Ses travaux portent principalement sur la formation des grandes structures, la topologie de l'Univers et les trous noirs.

• Disparu le 15 mai 2016, **André Brahic**, astrophysicien, était spécialiste de la formation du système solaire et de la dynamique des anneaux planétaires. Il était professeur à l'université Paris-Diderot et au Commissariat à l'énergie atomique à Saclay. Au titre de ses nombreuses découvertes, il faut notamment mentionner celle des anneaux de Neptune.

Hommage à André Brahic

André Brahic, qui nous a quittés le 15 mai 2016, était le rédacteur principal de la partie « astronomie » du *Sciences de la Terre et de l'Univers* chez Vuibert, que nous avons actualisée pour réaliser le *Sciences de l'Univers* chez De Boeck, afin de tenir compte d'une évolution substantielle des connaissances, qu'il s'agisse des exoplanètes, des ondes gravitationnelles, des trous noirs, des résultats des missions spatiales récentes...

André était un astrophysicien mondialement reconnu, spécialiste de la formation du système solaire et de la dynamique des anneaux planétaires. Professeur à l'université Paris-Diderot, responsable d'une équipe de recherche au CEA, il avait mené une activité de recherche fructueuse, autant sur le plan théorique qu'observationnel, avec notamment la découverte des anneaux de Neptune. Il était aussi particulièrement connu pour ses talents de pédagogue enthousiaste et disert, de vulgarisateur au meilleur niveau de la connaissance scientifique, que ce soit par ses nombreux ouvrages, ses passages à la télévision ou à la radio, ses conférences.

À l'occasion de la parution du présent manuel de *Sciences de la Terre et de l'Univers*, nous tenons à nouveau à rendre hommage à André, tout en remerciant Isabelle Grenier, son épouse, notre collègue, pour nous avoir permis de reprendre et prolonger les écrits d'André.

Remerciements

De nombreux spécialistes ont apporté leur concours à la réalisation de ce livre, par leurs travaux comme par les documents qu'ils nous ont communiqués. Nos plus vifs remerciements vont à chacun d'entre eux, qu'ils soient individuellement nommés ou non. Parmi eux, nous sommes particulièrement redevables, de l'appui qu'ils nous ont apporté pour illustrer l'ouvrage, à :

Christian Bizouard (Observatoire de Paris et International Earth Rotation and Reference Systems Service – IERS), Quentin Boesch (Université de Strasbourg et École et observatoire des sciences de la Terre), Damia Bouic, James Condon, Aurélien Crida (Observatoire de la Côte d'Azur – OCA), Daniel Gambis (IERS), Scott Gaudi (Ohio State University), Isabelle Grenier (Université de Paris et Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives), Olivier Hardy, Jochen Hoefs (Georg-August-Universität Göttingen), Laurent Kelsch, Martin Kornmesser (Union Astronomique Internationale), Jacques Laskar (Observatoire de Paris), David Malin, Alessandro Morbidelli (OCA), Jean Mouette (IAP), Klaus-Peter Schröder (Universidad de Guanajuato), Volker Springel (Max Planck Institute for Astrophysics).

Nous avons une pensée émue en particulier pour Serge Kouchmy (IAP-CNRS), tout récemment disparu.

L'ouvrage a également pu bénéficier des ressources en illustrations et en schémas mises à disposition par différentes institutions et revues scientifiques prestigieuses que nous remercions vivement.



Le système solaire et les exoplanètes

1 Introduction

En quelques décennies de la fin du xx^e siècle, nous en avons immensément plus appris sur les planètes qu'au cours des quarante siècles qui ont précédé. Des hommes ont marché sur la Lune et ont rapporté des cailloux maintenant analysés dans les laboratoires terrestres. Des robots ont exploré Mars, étudié sa surface, mesuré ses vents et constaté l'absence de vie. D'autres robots ont étudié Vénus, Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune, plusieurs comètes, et quelques astéroïdes ont reçu la visite d'engins fabriqués par l'Homme.

L'exploration spatiale du système solaire et le développement de nouvelles techniques d'observation à partir de la Terre ont révélé un système solaire beaucoup plus riche que prévu et ont fourni une moisson de découvertes fondamentales, en nous faisant prendre conscience que la Terre n'était qu'une planète parmi les autres. La principale caractéristique du système solaire est la diversité de ses membres et des phénomènes qui s'y déroulent. Depuis vingt ans, les découvertes de systèmes exoplanétaires se déroulent à un rythme peut-être encore plus effréné et nous disent que le système solaire est lui-même un système planétaire noyé parmi une multitude d'autres qui possèdent des caractéristiques parfois bien différentes.

Avec l'exploration du système solaire et la découverte des systèmes exoplanétaires, une nouvelle discipline est née : la planétologie comparée. Les autres planètes et satellites ont beaucoup à nous apprendre sur la Terre de la même manière que l'étude de la Terre doit nous permettre de mieux comprendre les autres corps du système solaire. Le physicien, dans son laboratoire, peut à loisir chauffer, refroidir, manipuler le corps étudié. Il peut changer la composition chimique, faire des expériences. L'astrophysicien et le géophysicien ne peuvent évidemment pas faire de telles expériences pour mieux comprendre la Terre. Mais comparer la Terre avec des corps plus gros ou plus petits, plus chauds ou plus froids, plus ou moins denses, de composition différente... devrait nous permettre de comprendre le rôle de chacun des paramètres physiques. On peut à titre d'exemple citer la comparaison entre les atmosphères de la Terre, de

Vénus et de Titan, ou entre les différents types de volcans du système solaire :

- l'atmosphère de Titan, comme celle de la Terre, est composée essentiellement de diazote et la pression au sol est assez proche de celle sur Terre. Par contre, elle est beaucoup plus froide, d'environ $220\text{ }^{\circ}\text{C}$ de moins. Elle a été intensivement étudiée par la mission *Cassini-Huygens* entre 2004 et 2017. Vénus, de son côté, a à peu près la même masse et la même taille que la Terre, mais elle tourne moins vite et ne possède pas d'eau liquide à sa surface. La météorologie y est donc, à nouveau, très différente de celle de la Terre ;
- l'exploration du système solaire a révélé la présence de nombreux volcans. Ceux de Mars sont plus gros que les volcans terrestres, ceux d'Io sont plus actifs. Ceux de Vénus présentent une grande diversité et ceux de Triton semblent bien singuliers, relevant du cryovolcanisme. Le volcanisme terrestre devient un cas particulier d'un phénomène plus général que l'on peut étudier en des endroits où la gravité, la composition chimique, l'énergie en jeu sont différentes des analogues terrestres.

Le système solaire, bien mieux étudié que les systèmes exoplanétaires, ne se compose pas uniquement de huit planètes se déplaçant dans le vide autour du Soleil comme certains ont pu le croire au siècle dernier. C'est un système complexe, riche de beaucoup de corps qui subissent de nombreuses interactions mutuelles. La Terre n'est pas isolée dans l'espace, mais elle subit sans cesse l'influence des autres corps, par exemple les effets de marée dus à la Lune et au Soleil, l'action du vent solaire ou encore le bombardement par des météorites.

2 L'exploration spatiale

Il est impossible de parler des objets du système solaire sans évoquer l'extraordinaire aventure technologique et humaine que fut leur exploration depuis l'espace, voire *in situ*, par des sondes spatiales.

Si la course à l'espace dans les années 1950 et 1960 fut en grande partie motivée par une compétition politique

entre les États-Unis et l'Union Soviétique, de nombreux projets de nature scientifique furent vite envisagés pour l'exploration du système solaire. Il est impossible d'en faire ici la chronologie détaillée (une telle entreprise nécessiterait d'y consacrer un, voire plusieurs ouvrages de bonne taille), aussi nous contenterons-nous d'en donner quelques étapes marquantes.

2.1 LA COURSE À LA LUNE ET LE RETOUR D'ÉCHANTILLONS

Du fait de sa proximité, la Lune a été le premier objet du système solaire visité par des engins spatiaux, et ce à partir de la fin des années 1950 (projet soviétique *Luna*). C'est le premier astre sur lequel des engins ont atterri sans s'écraser (*Luna 9* en 1966) et sur lequel des hommes ont mis le pied (missions américaines *Apollo 11* à *Apollo 17* à l'exception d'*Apollo 13*, entre 1969 et 1972). Ces missions ont rapporté près de 400 kg d'échantillons lunaires, auxquels s'ajoutent quelques centaines de grammes rapportés par des engins automatisés soviétiques (*Luna 16*, *20* et *24*). C'est aussi le premier astre sur lequel des engins motorisés ont été déployés (missions *Apollo 15* à *17*, et *Lunokhod 1* et *2*, en 1970 et 1973).

2.2 L'OBSERVATION DU SOLEIL

Parmi les nombreuses missions spatiales dédiées à l'observation du Soleil, la plus longue est la mission européenne *SOHO* qui a fêté en 2017 sa vingt-deuxième année d'observation quasi continue du Soleil depuis le point de Lagrange L_1 et qui a notamment permis la découverte de nombreuses comètes rasantes (à périhélie comparable voire inférieur au rayon solaire) et de l'ensemble des modes de vibration de notre étoile, permettant de déterminer sa structure interne avec une très grande précision. L'activité solaire est également observée en grand détail par les missions américaines *STEREO* et *SDO* (ou *Solar Dynamics Observatory*) depuis 2006 et 2010, respectivement.

2.3 LES MISSIONS MARTIENNES

Mars est la planète la plus facile à atteindre depuis la Terre et celle qui possède les conditions physiques les moins inhospitalières. Plusieurs engins ont réussi à atteindre sa surface sans dommage, les premières missions à fonctionner longtemps à la surface étant les missions américaines *Viking 1* et *2*, qui ont toutes deux atterri en 1976 et fonctionné pendant plus de six ans pour la première et près de quatre ans pour la seconde. À partir de 1997, plusieurs rovers américains autonomes ont roulé sur la surface martienne, permettant des observations sur des périmètres importants (*Spirit* de 2004 à 2010, *Opportunity* de 2004 à 2018, *Curiosity* depuis 2012 et *Perseverance* depuis 2020).

Par ailleurs, la surface martienne a été cartographiée à partir des orbiteurs des missions *Viking*, et avec une résolution inférieure au mètre à partir de 2006 (caméra HiRise de la mission *Mars Reconnaissance Orbiter*).

2.4 MISSIONS VERS MERCURE ET VÉNUS

Vénus est la première planète sur laquelle un engin terrestre s'est posé (mission soviétique *Venera 4* en 1967), mais les conditions très inhospitalières à sa surface limitent fortement la durée de vie des sondes arrivant à s'y poser. Entre 1975 et 1982, les missions *Venera 9*, *10*, *13* et *14* parvinrent à prendre des clichés panoramiques de la surface vénusienne pendant les quelques dizaines de minutes où elles furent fonctionnelles. Vénus étant couverte d'une atmosphère très épaisse, il n'est pas possible d'en voir la surface depuis l'espace, mais une cartographie radar complète a pu être réalisée entre 1990 et 1994 par la mission américaine *Magellan*. La mission européenne *Venus Express* (2006–2014) a également permis d'enregistrer d'importantes connaissances sur cette planète.

À l'inverse de Vénus, Mercure n'a pas fait l'objet de beaucoup de missions. Elle a été partiellement cartographiée par la mission américaine *Mariner 10* lors de trois survols en 1974 et 1975, mais il a fallu attendre plus de 35 ans et la mission américaine *Messenger* pour en effectuer une cartographie complète. Une étude plus poussée de la planète sera réalisée à partir de 2025 par la mission européenne-japonaise *BepiColombo* lancée fin 2018.

2.5 L'EXPLORATION INTERPLANÉTAIRE : LES SONDES PIONEER ET VOYAGER

Dans l'imaginaire collectif, l'exploration planétaire est le plus souvent associée aux sondes américaines *Pioneer 10* et *11*, et surtout à leurs successeurs, les sondes *Voyager*. *Pioneer 10* et *Pioneer 11* ont commencé à être construites en 1969. Leur but était d'explorer le milieu interplanétaire au-delà de Mars, d'évaluer les risques encourus par la traversée de la ceinture d'astéroïdes et d'explorer la magnétosphère de Jupiter. Ces sondes étaient petites, simples et fiables, avec une masse de 258 kg dont 25 kg d'équipements scientifiques et un émetteur de seulement 8 watts de puissance. La sonde *Pioneer 10*, lancée le 2 mars 1972, a montré que la ceinture d'astéroïdes pouvait être traversée sans danger et que Jupiter pouvait être survolée au plus près. Profitant de ces informations, la sonde *Pioneer 11*, lancée le 5 avril 1973, a survolé Jupiter en 1974 à 34 000 km du sommet des nuages, soit quatre fois plus près que sa devancière. Elle est passée si près de Jupiter que sa trajectoire a été complètement modifiée et recourbée au point de l'envoyer vers Saturne, située à ce moment-là de l'autre côté du Soleil. C'est ainsi que Saturne fut approchée pour la première fois par un robot le 1^{er} septembre 1979.

Ce survol était le prélude à l'arrivée des sondes *Voyager* en 1980 et en 1981 (fig. 2.1). Ces sondes avaient été conçues dans les années 1960, bien avant le lancement des *Pioneer* et l'arrivée de l'homme sur la Lune. D'une masse de 825 kg et équipées de 11 instruments scientifiques d'une masse de 105 kg, ces sondes ont été lancées au cours de l'été 1977 et ont fait franchir un pas décisif dans la connaissance des planètes géantes. La diversité des paysages découverts et la richesse des informations récoltées restent, plus de trente ans après, vraiment stupéfiantes. Le regretté André Brahic, l'un des rédacteurs de l'ouvrage *Sciences de la Terre et de l'Univers*, a fait partie des rares Français à avoir participé à cette aventure. Il résumait merveilleusement bien l'ambiance qui régnait lors des rencontres des sondes avec les planètes géantes : « [Je me souviendrai] toujours de ces moments où le temps semblait s'arrêter. Nous avions l'impression d'être à la proue d'un navire approchant de nouveaux mondes ! » (fig. 2.2).

2.6 LES MISSIONS DÉDIÉES AU-DELÀ DE MARS : GALILEO ET CASSINI

Après le lancement des missions *Voyager*, la NASA envisagea des missions dédiées aux deux planètes géantes les plus proches, et donc les plus rapidement accessibles. La mission *Galileo* à destination de Jupiter fut lancée en 1989 et arriva à destination en 1995. Elle était équipée d'un module auxiliaire qui fut avec succès envoyé dans l'atmosphère jovienne qu'il a pu étudier pendant un peu plus d'une heure, jusqu'à descendre à une pression de 23 bars qui a achevé de le mettre hors service. Malgré de nombreux problèmes techniques, *Galileo* put étudier Jupiter et ses satellites jusqu'en 2002. Depuis 2016, une autre sonde, *Juno*, est en orbite autour de Jupiter. Elle est consacrée à l'étude de la structure interne de la planète.

La mission *Cassini* est le pendant saturnien de la mission *Galileo*. Lancée en 1997, elle a atteint Saturne sept ans plus tard. Elle était équipée d'un atterrisseur de fabrication européenne, *Huygens*, qui s'est posé avec succès sur le plus gros satellite de Saturne, Titan, en janvier 2005. *Cassini* a pu étudier Saturne, ses anneaux et ses satellites jusqu'en 2017.

Uranus et Neptune n'ont à ce jour (2024) pas encore fait l'objet de missions dédiées, mais divers projets existent et pourraient voir le jour... dans les deux ou trois décennies à venir.

2.7 LES MISSIONS VERS LES AUTRES CORPS DU SYSTÈME SOLAIRE

Si les planètes ont longtemps été la cible principale de l'exploration spatiale, les autres corps du système solaire ont eu droit à une attention croissante.

Lors de son trajet vers Jupiter, *Galileo* a effectué les premières rencontres rapprochées avec des astéroïdes, (951) Gaspra en 1991 et (243) Ida deux ans plus tard,

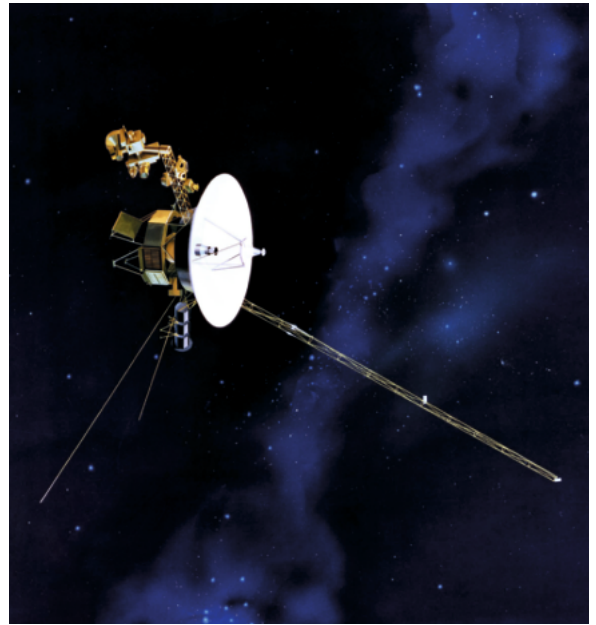


Figure 2.1. Sonde Voyager. Les sondes *Voyager 1* et *Voyager 2* ont été lancées respectivement le 5 septembre et le 20 août 1977. La sonde *Voyager 1*, se déplaçant sur une trajectoire plus tendue, a survolé Jupiter en 1979, puis Saturne et Titan le 12 novembre 1980 avant de quitter le plan de l'écliptique. La sonde *Voyager 2* a visité les quatre planètes géantes, passant au voisinage de Saturne le 25 août 1981, puis Uranus en janvier 1986 et Neptune en août 1989. Les deux sondes étaient munies de 11 instruments (caméras, instruments infrarouges et ultraviolets, détecteurs de plasma et de particules chargées, instrument radio, magnétomètre, etc.), d'une antenne de communication avec la Terre et d'un générateur thermique au plutonium-238. Fin 2023, les deux sondes étaient toujours actives et respectivement situées à 24 et 20 milliards de kilomètres de la Terre. *Crédit : NASA/JPL, PIA04495*



Figure 2.2. L'ambiance pendant les rencontres des sondes Voyager avec Saturne. Des conférences de presse quotidiennes (en haut à gauche) et des discussions sans fin avec les journalistes (en haut et en bas à droite) succédaient à des réunions où les participants partageaient joie et sourires. On reconnaît en bas à gauche Ray Heacock (chef du projet Voyager), Edward Stone (responsable scientifique de la mission), André Brahic et Bradford Smith (responsable des caméras de la sonde).

Crédit : DR

inaugurant la possibilité de survol d'astéroïdes lors d'une mission spatiale ne leur étant pas dédiée au départ. La première mission exclusivement dédiée à des astéroïdes fut *NEAR Shoemaker*, lancée en 1996 à destination de (433) Éros qu'elle atteignit en 2000 après avoir survolé un autre astéroïde, (253) Mathilde, en 1997. En 2005, la mission japonaise *Hayabusa* a étudié l'astéroïde (25143) Itokawa sur lequel elle a réussi à se poser et à en ramener d'infimes échantillons sur Terre. Lancée en 2007, la mission américaine *Dawn* a été en orbite autour des deux plus gros astéroïdes, (4) Vesta en 2011–2012, puis (1) Cérès de 2015 à 2018.

La comète de Halley (ou 1P/Halley) est la première à avoir reçu la visite d'engins spatiaux, notamment la sonde européenne *Giotto*, en 1986 (voir fig. 2.95). Ensuite, les visites des comètes 19P/Borelly en 1998, 81P/Wild (aussi dite Wild 2) en 2004, 9P/Tempel (ou Tempel 1) en 2005 (voir fig. 2.96) et 103P/Hartley (ou Hartley 2) en 2010 (voir fig. 2.96) ont révélé une grande diversité dans le monde des comètes, mais la mission la plus ambitieuse à destination d'une comète est, à ce jour, la mission européenne *Rosetta*, lancée en 2004, qui a atteint la comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko (voir fig. 2.97; par la suite la comète fut informellement rebaptisée «Tchouri» pour plus de commodité) dix ans plus tard, après avoir survolé deux astéroïdes, (2867) Šteins en 2008 et (21) Lutetia en 2010. La mission *Rosetta* était par ailleurs équipée d'un atterrisseur, *Philae*, qui a réussi avec succès à se poser sur la comète et étudier sa surface pendant quelques jours. Auparavant, la mission américaine *Stardust* avait ramené sur Terre d'infimes échantillons recueillis dans la chevelure de

la comète 81P/Wild, et deux autres comètes (21P/Giacobini-Zinner et 26P/Grigg-Skjellerup) avaient été approchées dans de moins bonnes conditions.

Enfin, Pluton a fait l'objet d'une mission spécifique, *New Horizons*, lancée en 2006 (du temps où Pluton était encore considérée comme une planète) et qu'elle a survolée en juillet 2015. La mission a par la suite été prolongée en direction de l'objet transneptunien 2014 MU₆₉, désormais rebaptisé (486958) Arrokoth, qu'elle a atteint en janvier 2019.

3 La Terre au sein du système solaire

3.1 LA MASSE DE LA TERRE

L'accélération de la pesanteur terrestre est égale en module à $GM_{\oplus}/R_{\oplus}^2$, $M_{\oplus}$ et $R_{\oplus}$ étant respectivement la masse et le rayon de la Terre et G la constante de gravitation. La mesure du rayon terrestre connue avec une précision raisonnable dès l'Antiquité et déterminée de plus en plus précisément dans le courant du XVIII^e siècle permet ainsi de connaître le produit $GM_{\oplus}$, mais pas ces deux quantités séparément. De la même façon, la troisième loi de Kepler appliquée au Soleil ou n'importe quelle planète possédant un satellite permet de déterminer le produit GM faisant intervenir la masse de l'objet considéré mais ne donne pas la valeur absolue des masses. Ainsi, pendant longtemps, on ne connaissait que les masses relatives des objets du

Encart 2.1 COMMENT HENRY CAVENDISH A « PESÉ LA TERRE » ET LE RESTE DU SYSTÈME SOLAIRE

Pour déterminer G , deux méthodes furent utilisées à la fin du XVIII^e siècle. La première consistait à déterminer l'attraction gravitationnelle exercée par une montagne de forme simple en mesurant l'écart à la verticale d'un fil à plomb suspendu à proximité (cf. figure 10.5, p. 616). En 1738, l'expédition française au Pérou qui avait pour but de déterminer l'aplatissement de la Terre (en comparant la longueur d'un arc de méridien à différentes latitudes) utilisa à cet effet le volcan Chimborazo (dont, accessoirement, le sommet est le point de notre planète le plus éloigné du centre et où règne la plus faible gravité), mais sans donner de crédit au résultat obtenu du fait de la faiblesse de l'effet, l'écart au zénith de la direction du fil à plomb n'étant que de quelques secondes d'arc. Une détermination plus précise fut obtenue par Nevil Maskelyne (1732–1811) avec le Schiehallion,

une montagne écossaise relativement isolée culminant à 1 083 m, mais cette mesure et la précédente souffraient d'un problème lié à la mauvaise modélisation du soubassement des montagnes (effet d'isostasie). Aussi la mesure décisive fut-elle le fait de Henry Cavendish qui, en laboratoire, réussit avec une balance de torsion à mesurer l'infime déplacement causé par l'attraction de boules de plomb de 51 mm et 300 mm de diamètre, soit 730 g et 158 kg. À la distance séparant les centres des deux boules (proche de la somme de leur rayon, soit 176 mm), la force qui s'exerce entre elles est d'à peine $2,48 \times 10^{-7}$ N, ce que l'appareillage précis de Cavendish permettait de mesurer à une précision de l'ordre de 1 %, une précision remarquable quand on sait que de nos jours la détermination de G n'a été améliorée que de deux ordres de grandeur à peine.

système solaire. Pour connaître les masses réelles, il fallait une mesure pour déterminer G , ce qui revenait à déterminer la force de gravitation exercée par un objet de masse et de distance connues.

C'est à la toute fin du XIX^e siècle que ceci fut fait par Henry Cavendish (1731–1810, cf. encart 2.1), qui put déterminer que la masse de la Terre était de l'ordre de 6×10^{24} kg, correspondant à une densité moyenne de 5,5.

3.2 LA ROTATION DE LA TERRE

La Terre a acquis sa rotation lors de sa formation il y a 4,5 milliards d'années. La période initiale de rotation, d'une dizaine d'heures, résulte de toutes les collisions entre les planétésimaux qui ont formé la Terre (cf. chapitre 3, §4.4, p.212). Lors de chaque collision, une partie de la quantité de mouvement échangée a contribué à la rotation sur lui-même de l'embryon qu'était la proto-Terre. Les effets de freinage dus aux marées et l'éloignement subséquent de la Lune (cf. chapitre 1, §8.4, p.75) ont conduit, de nos jours, à une période de rotation de 24 heures.

Les marées ne sont pas le seul phénomène qui affecte la rotation de la Terre. En 1936, Nicolas Stoyko (1894–1976) a utilisé les horloges à quartz pour montrer une oscillation de la durée du jour de l'ordre de la milliseconde, à laquelle se superposent des irrégularités à plus long terme, de l'ordre de

quelques millisecondes sur 20 ans (fig. 2.3). La mise au point dans les années 1940 des horloges atomiques, le lancement ultérieur de satellites artificiels munis de réflecteurs laser, ont permis d'avoir des mesures précises des perturbations dues à la rotation de la Terre et donc des irrégularités de celle-ci.

3.2.1 L'OBLIQUITÉ DE L'AXE DE ROTATION ET LES SAISONS

Les sondages d'opinion révèlent l'ignorance de beaucoup sur l'origine des saisons. Certains croient que le Soleil est plus proche de la Terre en été qu'en hiver. Les mêmes sont perplexes quand on leur fait remarquer que l'hiver dans l'hémisphère nord correspond à l'été dans l'hémisphère sud. La distance de la Terre au Soleil varie certes légèrement en raison de l'orbite faiblement excentrique de la Terre, mais le Soleil est en fait plus près de nous au moment du début de l'hiver en Europe (fig. 2.4).

Depuis longtemps, les savants ont compris que le déroulement des saisons aux latitudes intermédiaires est le résultat de l'obliquité de $23^{\circ}26'$ (soit $23,44^{\circ}$) de l'axe de rotation de la Terre par rapport à la normale au plan de son orbite. Durant l'hiver dans l'hémisphère nord, le Soleil est bas sur l'horizon tandis que l'été règne dans l'hémisphère sud où le Soleil est haut sur l'horizon. La même quantité d'énergie chauffe une surface beaucoup plus petite en été qu'en hiver (fig. 2.4 ; voir aussi la figure 7.20, p.416).

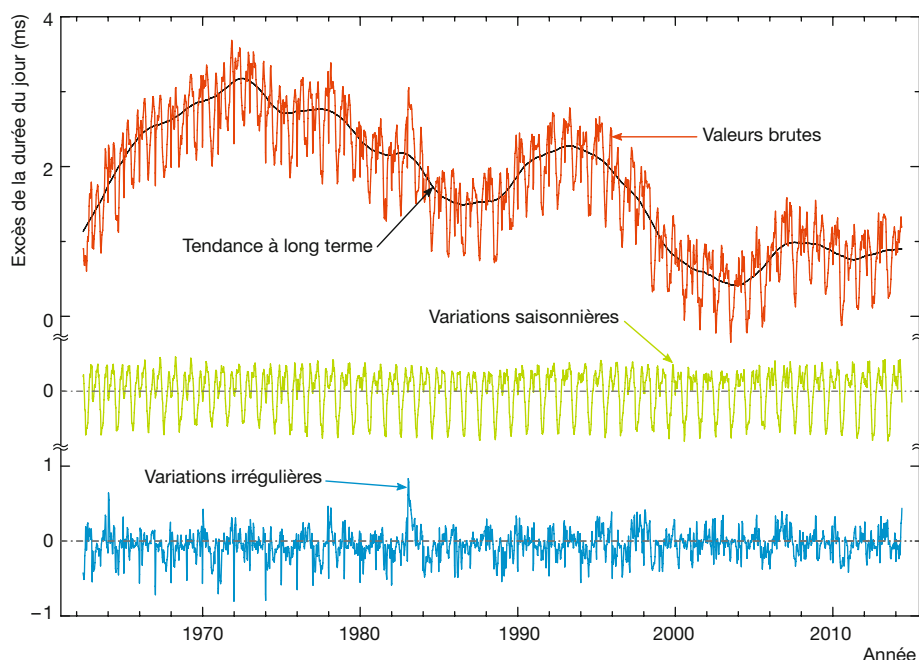


Figure 2.3. Excès de la durée du jour sur 86 400 s de 1962 à 2014. La série temporelle d'observations est filtrée sous forme de diverses composantes : variations décennales attribuées aux interactions entre le noyau et le manteau de la Terre, variations saisonnières dues principalement aux mouvements des masses atmosphériques et variations irrégulières.

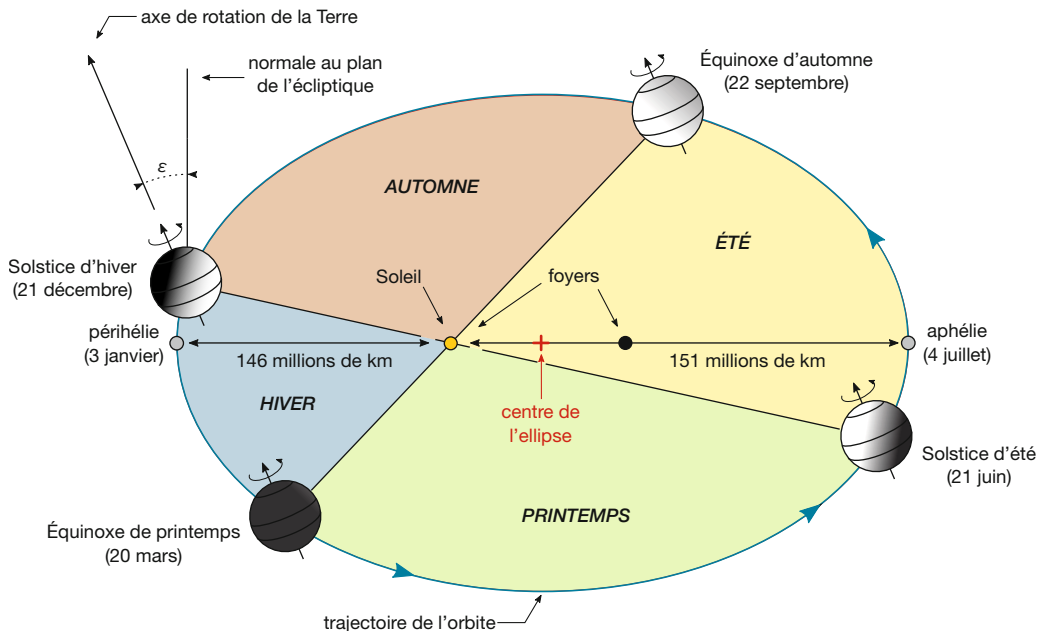


Figure 2.4. Les saisons, solstices et équinoxes. Aux équinoxes, l'axe de rotation de la Terre et la droite Soleil-Terre sont perpendiculaires. Aux solstices, le plan formé par l'axe et la droite est perpendiculaire au plan de l'écliptique.

Au cours de l'année, la latitude de l'endroit le plus ensoleillé, là où les rayons solaires arrivent perpendiculairement, passe du tropique du Capricorne au solstice d'hiver, puis se déplace du sud vers le nord pour atteindre l'équateur à l'équinoxe de printemps, puis le tropique du Cancer au solstice d'été, puis redescend vers le sud, atteint une seconde fois l'équateur à l'équinoxe d'automne, pour revenir au tropique du Capricorne (cf. figures 7.21, p. 416 et 7.24, p. 418).

Les variations annuelles d'ensoleillement sont faibles au niveau de l'équateur et augmentent avec la latitude, provoquant un contraste saisonnier de plus en plus marqué, avec seulement deux saisons, une sèche et une pluvieuse au-dessus des tropiques, puis les quatre saisons que nous connaissons aux latitudes plus tempérées (cf. chapitre 7, §2.3, p. 416). Le contraste saisonnier augmente avec l'obliquité de la Terre. Toute variation, même faible, de celle-ci a des conséquences immédiates sur le climat (cf. §4.5.2, p. 114). La variation de la distance Terre-Soleil joue aussi sur la différence d'ensoleillement entre les deux hémisphères, mais ce rôle reste, à l'époque actuelle, modéré eu égard à la faible excentricité de l'orbite terrestre. La variation saisonnière d'ensoleillement dans l'hémisphère nord est partiellement compensée par le fait que le passage au périhélie a lieu au voisinage du solstice d'hiver (le 4 janvier en moyenne). Dans l'hémisphère sud, les variations saisonnières se font en phase avec les variations de distance au Soleil, mais la présence plus importante de masses océaniques tend à atténuer ces deux effets.

Les différences d'ensoleillement sont à l'origine des principaux déplacements de masses d'air sur notre planète, l'air froid des zones polaires, plus dense, s'écoulant vers les zones plus chaudes. La rotation de la planète modifie *via* la force de Coriolis cette image naïve et l'écoulement des masses d'air se scinde en réalité en plusieurs « cellules », au nombre de trois par hémisphère pour la Terre (cellules de Hadley, de Ferrel, polaire), et dont les interfaces voient en alternance des montées d'air humide accompagnées de précipitation et des descentes d'air froid et sec avec peu de précipitations (cf. figure 7.46, p. 434). C'est l'origine des pluies sur les forêts tropicales et la présence des grands déserts entre 15° et 35° de latitude. Du fait de l'existence de ces cellules, les vents dominants soufflent dans des directions variables en fonction de la latitude. D'autres facteurs, comme la distribution des terres émergées ou la circulation océanique, jouent un rôle important dans les contrastes régionaux des saisons (cf. bilan du chapitre 7, p. 474 et figures 7.93 et 7.97, p. 478 et 480).

Ces mêmes variations annuelles d'ensoleillement sont présentes dans les autres planètes d'obliquité modérée. Celles d'obliquité négligeable telle Jupiter ne connaissent pas de cycle saisonnier, alors que celui-ci est très marqué sur Uranus dont l'obliquité proche de 90° fait que le Soleil passe au zénith de chaque région de la planète à un moment ou à un autre de l'année, alors que le Soleil y reste très bas sur l'horizon à d'autres époques, ce qui a *in fine* pour conséquence que l'ensoleillement moyen y est plus grand

aux pôles qu'à l'équateur. Pour les planètes à forte excentricité comme Mars ou la planète naine Pluton, le contraste entre les deux hémisphères est bien plus marqué, l'un ayant un climat très contrasté quand l'été se produit au périhélie et l'hiver à l'aphélie, l'autre ayant un climat plus constant, les variations saisonnières et orbitales d'ensoleillement se compensant en partie.

3.2.2 LA ROTATION DE LA TERRE DANS L'ESPACE

On sait depuis les observations d'Hipparque que la direction de l'axe de rotation terrestre n'est pas fixe par rapport aux étoiles. En 26 000 ans, l'axe de rotation terrestre décrit dans l'espace un cône d'environ $23^\circ 26'$ d'ouverture (fig. 2.6). Le pôle céleste, actuellement proche de Polaris (l'étoile polaire) était, il y a 3 000 ans, dans la direction de l'étoile α du Dragon (Thuban) et sera, dans 7 000 ans, dans la direction de l'étoile α de la constellation de Céphée (Alderamin). Ce mouvement de précession est la conséquence, d'une part, de l'existence du renflement équatorial de la Terre et, d'autre part, de l'obliquité de $23^\circ 26'$ de l'axe de rotation de la Terre. La Lune, et dans une moindre mesure le Soleil, créent dans le référentiel barycentrique de la Terre un couple qui tend à ramener le plan équatorial terrestre dans le plan de la trajectoire de la Lune autour de la Terre (voisin mais différent de l'écliptique). Ce couple est responsable de la variation du moment cinétique de la Terre et donc de la précession de l'axe de rotation (fig. 2.5). Comme le moment des équinoxes est déterminé par l'instant

où l'axe de rotation terrestre est perpendiculaire au vecteur Terre-Soleil, la précession de l'axe de rotation modifie le point vernal, qui est défini par la direction Terre-Soleil au moment de l'équinoxe de printemps (c'est la demi-droite [Sy] de la figure 1.50, p.70). On parle ainsi de précession des équinoxes. L'axe de rotation terrestre décrit ainsi un cône d'angle $23^\circ 26'$ dans le sens rétrograde de période 26 000 ans. L'année sidérale, correspondant à une révolution complète de la Terre autour du Soleil (déterminée par rapport aux étoiles), est ainsi légèrement plus longue que l'année tropique, sur laquelle sont calés les calendriers, déterminée par l'intervalle entre deux équinoxes de printemps.

Périodiquement, le Soleil et la Lune se trouvent au-dessus, ou en dessous, du plan de l'équateur terrestre. Aussi, en plus de la précession, l'axe de rotation subit un mouvement de nutation dû à la variabilité du couple exercé sur le renflement équatorial. Il y a donc des variations régulières dans le couple exercé sur le renflement. Ces variations conduisent l'axe de rotation à décrire en prime un mouvement elliptique, de demi-grand axe $9,2''$ dirigé vers le pôle de l'écliptique, de demi-petit axe $6,8''$, de période 18,6 ans. Le mouvement résultant de l'axe de rotation est la superposition de la précession et de la nutation. La direction du pôle décrit un cercle dentelé (fig. 2.6) où les dentelures sont très petites par rapport au rayon du cercle :

$$\frac{9,2''}{23^\circ 26'} \simeq 10^{-4}.$$



en + Qu'est-ce qu'une année ?

www.lienmini.fr/24268-cplt2

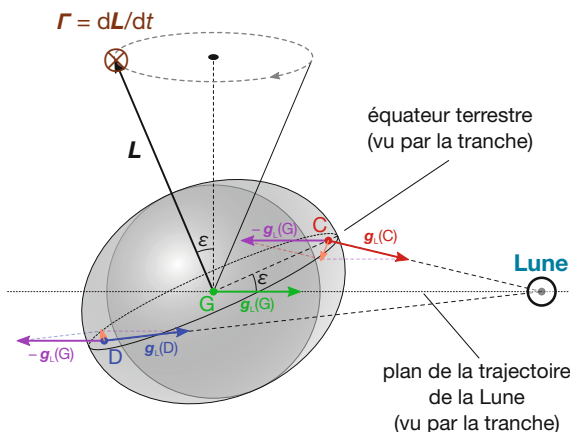


Figure 2.5. Le mouvement de précession de l'axe de rotation de la Terre dans l'espace. Les forces exercées dans le repère géocentrique sur les renflements équatoriaux (flèches orange issues des points C et D) créent un couple Γ normal au moment cinétique terrestre L (et dirigé vers le fond de la figure). $\Gamma = dL/dt$ fait tourner L dans le sens rétrograde. Attention, si le schéma ressemble à la figure 1.52 p. 77, l'orientation et la déformation indiquées sont différentes. On montre ici l'aplatissement de la Terre dû à sa rotation le long de l'axe de son moment cinétique L , les points C et D étant situés sur l'équateur, alors que dans la figure 1.52 il s'agissait d'un allongement le long de l'axe Terre-Lune (avec rétrécissement dans les deux directions orthogonales), et la figure était montrée à la verticale du plan de l'orbite de la Lune.

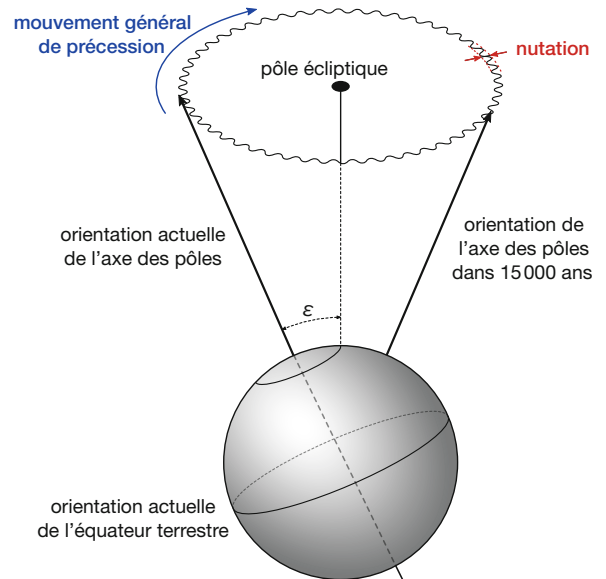


Figure 2.6. Superposition de la précession et de la nutation. Les dentelures de la nutation ont été très exagérées. Leur nombre est en revanche bien plus faible qu'en réalité.

L'étude détaillée de ces mouvements de précession et de nutation donne des informations précieuses sur la réponse de la Terre aux forces perturbatrices et donc sur la répartition de matière à l'intérieur de la Terre, en particulier sur la forme du noyau liquide et sur la rhéologie de la Terre et l'élasticité du manteau terrestre (cf. chapitre 3, § 6.4, p. 228 pour les définitions).

3.2.3 ROTATION DE LA TERRE ET CLIMAT

La distribution des vents et leurs frottements sur la Terre modifient légèrement, mais de manière actuellement mesurable, la rotation terrestre. En conséquence de la distribution inégale des continents entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud, les changements saisonniers du régime des vents et de la position des masses d'air ne sont pas symétriques. Dès les années 1940, Nicolas Stoyko avait mis en évidence que la rotation de la Terre est ralentie durant l'hiver boréal et accélérée en été (fig. 2.7).

On observe des fluctuations de la période de rotation de la Terre d'origine météorologique sur des échelles de temps plus courtes, de l'ordre de deux mois. Le phénomène El Niño, qui se déclenche tous les 2 à 6 ans, renforce de manière imprévisible la décélération hivernale de la vitesse de rotation terrestre (cf. chapitre 7, § 4.2.6b, p. 463). Ce phénomène perturbe à grande échelle les eaux de l'océan Pacifique équatorial en commençant par un affaiblissement des vents alizés dans l'Ouest du Pacifique. Le mouvement des eaux superficielles chaudes est alors inversé. Elles sont repoussées vers les côtes d'Amérique du Sud au lieu de se diriger vers l'ouest. Les vents troposphériques et la pression à la surface des zones équatoriales sont profondément modifiés par ce phénomène. Cet événement climatique majeur est associé à des accroissements épisodiques de la durée du jour atteignant 0,5 ms, visible sur la figure 2.3, notamment pour l'El Niño de l'hiver 1982–1983.

3.2.4 LE MOUVEMENT DU PÔLE

L'axe de rotation de la Terre est décalé de quelques mètres par rapport à son axe d'inertie. En conséquence, le pôle de rotation tourne autour du pôle d'inertie un peu à la façon d'une toupie, avec une période inversement proportionnelle à l'aplatissement de la Terre. Ce mouvement, prévu par Leonhard Euler (1707–1783) et appelé oscillation de Chandler, du nom de son découvreur, est modulé par une oscillation annuelle d'origine géophysique, si bien que le pôle décrit à la surface de la Terre une courbe proche d'une spirale qui se rétrécit et s'agrandit dans un rayon d'une dizaine de mètres autour du pôle géographique. Cela crée une variation dans la latitude des lieux de l'ordre d'au plus 0,5" par an. Depuis les années 2000, la cause de ce mouvement a été identifiée, essentiellement dans les transports de masse dans l'atmosphère et les océans.

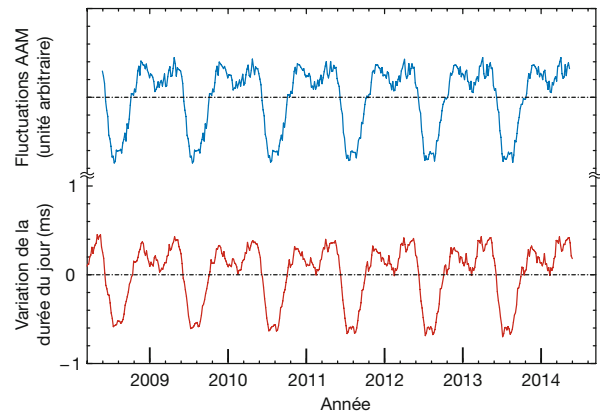


Figure 2.7. Fluctuations saisonnières de la durée du jour et du moment cinétique atmosphérique. La figure montre le très bon accord entre ces deux séries. Le graphique du haut montre les fluctuations du moment cinétique atmosphérique (ou AAM, acronyme anglais de *Atmospheric Angular Momentum*), celui du bas concerne les fluctuations de la durée du jour.

Document IERS

Non seulement le pôle de rotation oscille autour du pôle d'inertie, mais, de plus, il dérive lentement vers le Groenland à une vitesse de 0,4" par siècle environ (dérive séculaire, fig. 2.8). Cette dérive pourrait être liée à la réponse visqueuse de la lithosphère suite à la fonte des calottes glaciaires qui recouvraient l'Europe et l'Amérique du Nord il y a 20 000 ans (phénomène de rebond post-glaciaire).

3.3 LE CHAMP DE GRAVITÉ TERRESTRE ET LA FORME DE LA TERRE

Les premières mesures précises de la courbure terrestre ont révélé au XVIII^e siècle que la Terre était aplatie, conformément aux prédictions de la théorie de Newton. Cet aplatissement résulte de la rotation de la Terre sur elle-même. On retrouve ce phénomène dans le système solaire. Jupiter et Saturne, qui tournent sur elles-mêmes en environ 10 heures, sont très aplaties alors que le Soleil et Mercure qui ont une rotation lente sont sphériques. La différence relative des rayons équatorial et polaire de la Terre est de 1/298,2, ce qui correspond à un écart de 21 km entre la distance des pôles et de l'équateur au centre de la Terre (cf. aussi § 3.1.3, p. 10 du chapitre précédent). En conséquence de cet aplatissement, les plans orbitaux des satellites artificiels connaissent une précession de leur ligne des nœuds, un phénomène bien sûr également observé pour la Lune.

En mesurant le temps d'aller et retour d'un signal laser entre la Terre et un satellite artificiel, on peut mesurer de nos jours la distance entre l'observateur et le satellite avec une précision d'un centimètre et connaître avec une

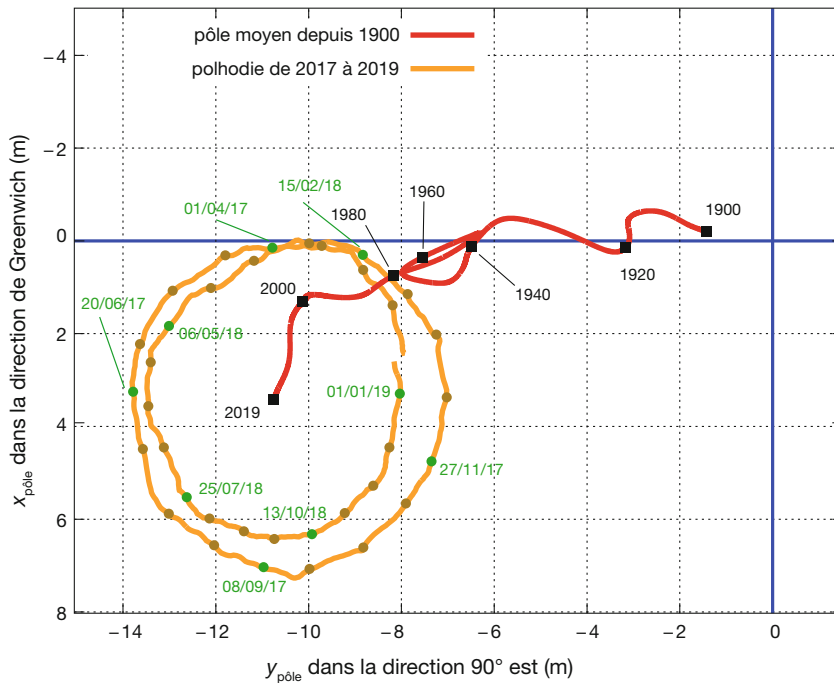


Figure 2.8. Le mouvement du pôle, ou polhodie, entre 2005 et 2019. Ce mouvement, représenté ici en vue de dessus depuis le pôle nord, le méridien de Greenwich partant vers le bas, est la somme de deux termes : (i) le terme de Chandler, mouvement libre d'une période de 433 jours, dont l'entretien résulte de l'excitation atmosphérique et océanique ; (ii) le terme annuel présentant une excitation de même nature correspondant aux redistributions saisonnières dans la couche hydro-atmosphérique, incluant les océans et les eaux douces continentales. Les amplitudes des deux termes varient lentement au cours du temps (sur plusieurs décennies), l'oscillation de Chandler étant à l'heure actuelle d'amplitude quatre fois moindre que celle du terme annuel. Les points montrent l'évolution de la position tous les 20 jours. On a également représenté en rouge le mouvement du pôle moyen attribué au rebond post-glaciaire. Le changement observé au début des années 2000 a été imputé à la fonte accélérée de la couche glaciaire continentale.

Credit : C. Bizouard, IERS

grande précision l'orbite du satellite. Les écarts à l'orbite képlérienne idéale révèlent la répartition des masses à l'intérieur de la Terre, le champ de gravité terrestre et la forme de la Terre (fig.2.9). La recherche spatiale est ainsi devenue un outil puissant de connaissance de l'intérieur de la Terre (cf. chapitre 10, § 1.2.2, p. 616).

Inversement, cette précision permet de déterminer les positions relatives des stations situées au sol et leurs mouvements dus à la tectonique des plaques. L'étude de la Terre ne se limite bien sûr pas à celle de sa surface, et la Terre possède une structure interne très riche, qui résulte de son histoire : aux premiers instants, la Terre et les autres planètes telluriques, formées par collisions de planétésimaux, étaient très chaudes et relativement plastiques. Il s'est donc produit rapidement une différenciation (cf. chapitre 3, § 6.1, p. 222), les éléments les plus lourds tombant au centre et les plus légers étant proches de la surface. C'est ainsi que la Terre possède un noyau de fer et de nickel et que les éléments les moins denses se retrouvent dans la croûte.

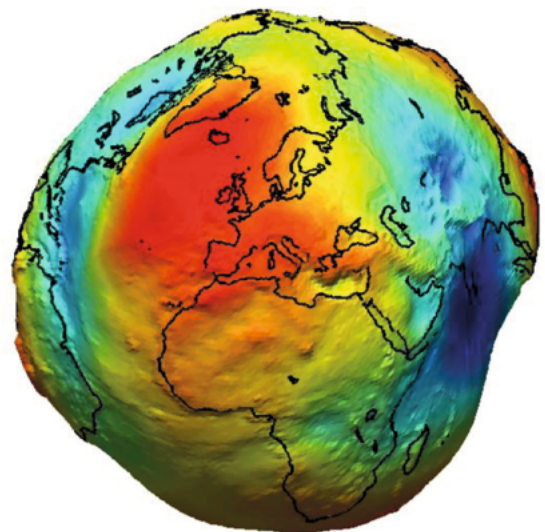


Figure 2.9. Forme théorique du géoïde terrestre en l'absence de continents. Les déformations ont été très exagérées : l'écart à l'ellipsoïde de référence ne dépasse jamais 120 m, soit moins de 2×10^{-5} en valeur relative.

Credit : ESA

4 Le Soleil et ses relations avec la Terre

La Terre n'est pas isolée dans l'espace. Les marées dues à la Lune et au Soleil ont pour effet d'augmenter les durées du jour et du mois (cf. § 8.4 du chapitre 1, p. 75). L'atmosphère et la vie sur Terre sont sous l'influence directe du Soleil. Bien que la Terre intercepte moins d'un milliardième de l'énergie émise par le Soleil, chaque mètre carré de section normale de notre planète reçoit une énergie de 1 361 W (valeur prise à une unité astronomique du Soleil, et qui est bien sûr modulée par l'ellipticité de l'orbite terrestre), une quantité appelée constante solaire (cf. § 4.4.2, p. 111), suffisante pour y permettre le développement de la vie depuis plusieurs milliards d'années.

En 1880, Camille Flammarion (1842–1925) avait, dans sa fameuse *Astronomie populaire*: « *Il n'est pourtant pas impossible d'exprimer cette merveilleuse puissance, mais on peut avouer sans honte qu'il est impossible de la comprendre.* » Ce n'est qu'au cours du ^{xx}e siècle que la source d'énergie du Soleil a été comprise, en particulier grâce aux travaux d'Albert Einstein, d'Arthur Eddington, de Jean Perrin et de Hans Bethe (cf. encart 1.6, p. 52).

Jusqu'à la fin du ^{xix}e siècle, on pensait que la Terre se déplaçait dans un vide parfait traversé par un flot invincible de chaleur et de lumière, mais ça n'est pas le cas en raison de la variabilité du Soleil. Non seulement il envoie en permanence des protons et des électrons très énergétiques, sans oublier un rayonnement important dans les domaines

ultraviolet et X, mais des « orages » éclatent fréquemment à sa surface et envoient des bouffées de particules et de rayonnement énergétiques. La Terre, sans cesse bombardée par ce flot irrégulier, bénéficie de ces excellents boucliers que sont son atmosphère et sa magnétosphère, qui protègent sa surface des humeurs solaires.

Même si Démocrite (–460––370) en –400 et Giordano Bruno (1542–1600), brûlé vif par l'Inquisition, avaient envisagé que les étoiles fussent des soleils lointains, les hommes ont mis longtemps à faire le rapprochement entre le disque brillant du Soleil visible en plein jour et les points de lumière visibles la nuit et apparemment immobiles les uns par rapport aux autres. Ce n'est qu'au ^{xvii}e siècle qu'ils ont compris que le Soleil était une étoile que sa proximité permet d'étudier en détail et en fait une excellente référence pour connaître la physique des étoiles. Aux ^{xvii}e et ^{xx}e siècles, deux progrès majeurs nous ont permis de mieux connaître le Soleil. L'utilisation de lunettes astronomiques à partir de 1610 a en effet permis à Galilée d'observer les taches solaires et d'estimer la période de rotation solaire. L'envoi de fusées et de satellites au-delà de l'atmosphère terrestre a permis l'observation du Soleil dans tous les domaines de longueur d'onde et de comprendre l'essentiel des relations Soleil–Terre.

Les principales caractéristiques du Soleil sont rassemblées dans le tableau 2.1.

Par ailleurs, l'observation de la surface du Soleil permet d'en connaître la structure interne, de la même façon que la sismologie permet de connaître l'intérieur de la Terre.

Rayon $R_{\odot}$	$6,957 \times 10^8 \text{ m}$ ($109 R_{\oplus}$)
Masse $M_{\odot}$	$1,988 \times 10^{30} \text{ kg}$ ($3 \times 10^5 M_{\oplus}$)
Luminosité $L_{\odot}$	$3,854 \times 10^{26} \text{ W}$
Âge	$4,57 \times 10^9 \text{ ans}$
Volume	$1,412 \times 10^{27} \text{ m}^3$ ($1,3 \times 10^6$ volumes terrestres)
Masse volumique moyenne	$1,409 \times 10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$
Abondance globale de l'hélium (en masse)	0,2485 dans la photosphère
Métallicité	0,0134 dans la photosphère
Température au centre	$1,557 \times 10^7 \text{ K}$
Masse volumique au centre	$1,513 \times 10^5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$
Pression au centre	$2,334 \times 10^{16} \text{ Pa}$ ($2,334 \times 10^{11} \text{ bars}$)
Profondeur de la zone de convection	$0,287 R_{\odot}$ (rayon $0,713 R_{\odot} \pm 0,003 R_{\odot}$)
Masse de la zone de convection	$0,022 \pm 0,002 M_{\odot}$
Température à la base de la zone de convection	2,12 à $2,33 \times 10^6 \text{ K}$
Température de la photosphère	5780 K
Pression de la photosphère	10 Pa (10^{-4} bar)
Température de la couronne	2 à $3 \times 10^6 \text{ K}$
Distance moyenne à la Terre (unité astronomique)	$1,4959787 \times 10^{11} \text{ m}$
Diamètre angulaire (à la distance moyenne)	32 minutes d'arc (1920 secondes d'arc)
Échelle angulaire	1 seconde d'arc = 725 km

Tableau 2.1. Caractéristiques physiques du Soleil : **masse, rayon, âge, masse volumique, luminosité, températures, etc.**

Encart 2.2 SONDER L'INTÉRIEUR DU SOLEIL À L'AIDE DE L'HÉLIOSISMOLOGIE

Si en première approximation le Soleil est un astre relativement calme, l'étude de sa surface montre qu'il n'en est rien et que notre étoile est parcourue d'immenses vibrations qui elles-mêmes peuvent être décomposées en une somme de vibrations «élémentaires» appelées modes propres. En surface, ces modes propres quadrillent l'étoile en latitude et longitude en un certain nombre de régions, qui vont alternativement s'élever ou s'affaisser par rapport au niveau moyen, le nombre de parallèles et de méridiens où les modes propres s'annulent étant appelé leur degré (fig. 2.10). Dans l'intérieur de l'étoile, les modes propres connaissent une structure caractérisée par le nombre de nœuds (où ils s'annulent également) le long du rayon de l'étoile. D'un point de vue physique, ces oscillations ont essentiellement deux origines. Pour certaines, appelées modes p , ce sont les forces de pression qui contrebalancent les surdensités. Ce sont donc les parfaites analogues des ondes acoustiques qui se propagent dans l'air ambiant, et leur fréquence typique est, dans le Soleil, de quelques millihertz. Dans d'autres cas, c'est la poussée d'Archimède qui fait office de force de rappel. On parle alors de modes g , ou d'ondes de gravité (rien à voir avec les ondes gravitationnelles!). Leur fréquence est plus faible, inférieure à une valeur critique appelée fréquence de Brunt-Väisälä, qui vaut 0,48 mHz pour le Soleil. Accessoirement, c'est cette même fréquence de Brunt-Väisälä qui, dans l'atmosphère terrestre, dicte la structure des nuages d'ondes consécutifs à un soulèvement orographique (cf. figure 7.58). Les calculs indiquent qu'un mode se propage d'autant plus profondément dans le Soleil que son degré est faible, et que la fréquence des modes dépend de la vitesse du son, et donc des profils de densité et de pression, au sein de la zone où ils se propagent.

D'un point de vue observationnel, seules sont mesurables les oscillations de surface, tant en terme d'amplitude que de fréquence (fig. 2.11). On peut donc fabriquer le spectre de puissance des oscillations observées et en déduire les propriétés de l'intérieur solaire. La théorie indique que seuls les modes p se propagent à la surface du Soleil, mais qu'ils ne pénètrent pas dans son cœur, une situation opposée à celle des modes g , confinés dans la zone radiative et dont l'amplitude est exponentiellement amortie à mesure qu'ils approchent de la surface. Pendant longtemps, ce sont donc les seuls modes p qui ont permis de sonder l'intérieur de notre étoile, sans que la région centrale soit directement accessible. Cependant, on a réussi récemment à mettre en évidence les modes g *via* leur couplage avec certains modes p , permettant enfin d'obtenir une image directe et complète de la structure interne du Soleil. Un des premiers résultats obtenus par ce biais a été la mesure de la rotation d'ensemble de l'intérieur de notre étoile, étonnamment plus rapide (période de $7,04 \pm 0,1$ jours) que ses régions externes (cf. § 4.3, p. 108).

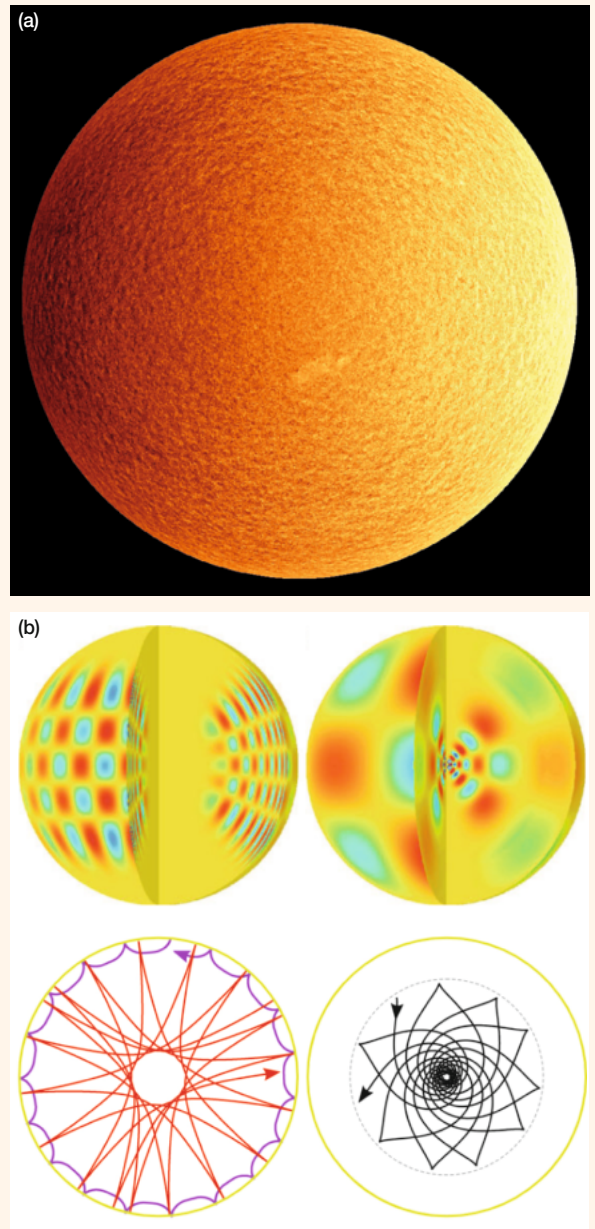


Figure 2.10. Dopplergramme du Soleil, incluant sa rotation d'ensemble et ses oscillations (a), ainsi que la décomposition des oscillations en modes propres (b). L'image (a), en fausses couleurs, représente les mouvements de la surface solaire observés via l'effet Doppler-Fizeau par le satellite *Solar Dynamics Observatory*, les régions sombres étant celles qui s'approchent et les claires celles qui s'éloignent. À grande échelle, le mouvement est bien sûr dominé par la rotation du Soleil. Sur le schéma en (b) est montrée la structure tridimensionnelle des modes propres (en haut). Des ondes existantes, combinaisons de différents modes propres, seules les oscillations de surface sont visibles, mais celles-ci se propagent plus ou moins profondément à l'intérieur du Soleil, permettant de sonder son intérieur (en bas).

Crédit : NASA/SDO & the AIA, EVE, and HMI science teams & National Solar Observatory

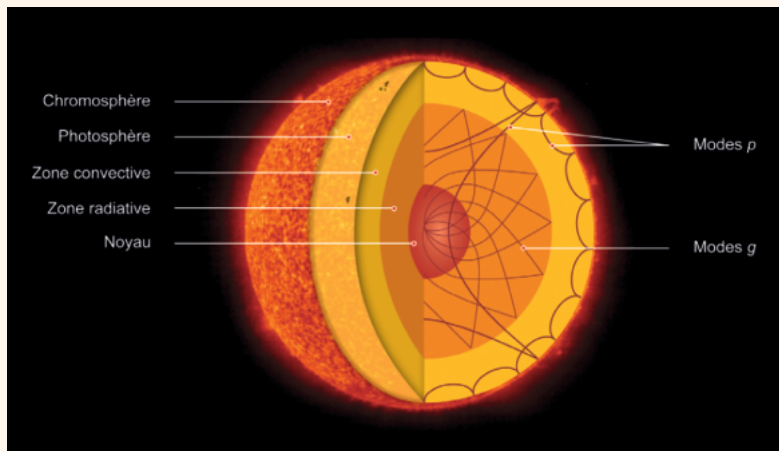
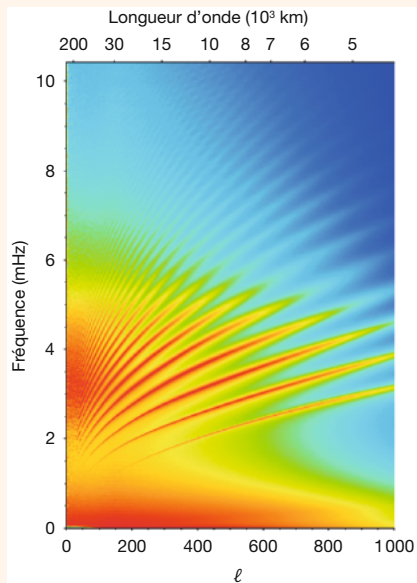


Figure 2.11. Diagramme « ν - ℓ » montrant l'amplitude des oscillations solaires en fonction du degré ℓ des oscillations et de leur fréquence ν (à gauche), et zones de propagation des modes p et g (à droite). Seuls les modes p apparaissent sur le diagramme de gauche, les modes g étant à la fois d'amplitude et de fréquence plus faibles. Sur le schéma de droite sont indiquées les zones de propagation des modes p , depuis la surface mais sans atteindre le centre, et les modes g , limités à la zone radiative et absents de la zone convective.

Crédit : Solar Oscillation Investigation at Stanford & SOHO (ESA & NASA)

4.1 LA COMPOSITION CHIMIQUE DU SOLEIL

La température interne du Soleil est si élevée que tous les atomes contenus dans le Soleil y sont sous forme partiellement ou complètement ionisée. Aucun liquide ou solide ne peut exister dans le Soleil. Sur les 83 éléments chimiques stables (de l'hydrogène au bismuth à l'exception du technétium et du prométhium, plus le thorium et l'uranium), 66 ont été identifiés de manière certaine et leur abondance

déterminée grâce à la spectroscopie (fig. 2.12). Les cinq gaz rares ne produisant pas de raies facilement observables eu égard à leur énergie d'ionisation élevée voient leur abondance estimée par d'autres biais (émission X de la couronne solaire, vent solaire, etc.). On déduit l'abondance des 12 éléments restants *via* l'excellente corrélation constatée entre la composition chimique du Soleil et celle des météorites les plus primitives, les chondrites carbonées (fig. 2.13; cf. chapitre 3, § 3.7, p. 200 pour la définition). Le Soleil

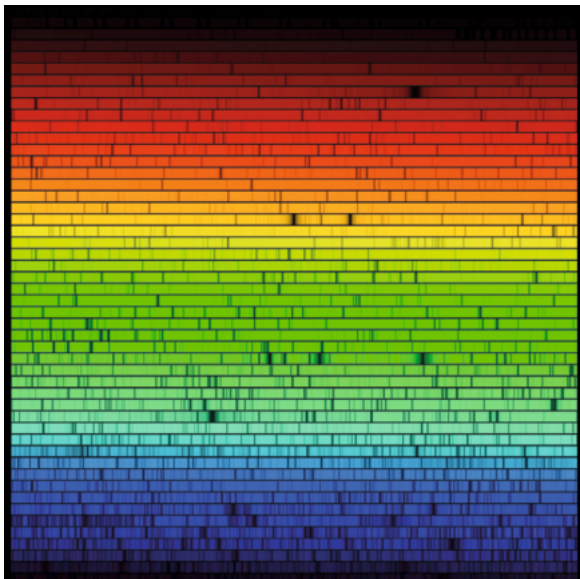


Figure 2.12. Le spectre visible du Soleil. La lumière solaire est étalée du rouge au bleu par un prisme ou par un dispositif équivalent. Ce spectre à haute résolution couvre le domaine compris entre 0,8 (en haut à gauche) et 0,4 μm (en bas à droite). La largeur de la page étant limitée, ce spectre se lit de gauche à droite, puis de haut en bas, l'extrémité droite d'une ligne se prolongeant par l'extrémité gauche de la ligne suivante. Les raies noires correspondent à du gaz situé dans ou au-dessus de l'atmosphère solaire et qui absorbe la lumière émise en dessous. La majorité de ces raies d'absorption a été identifiée, mais certaines sont encore d'origine inconnue. Bien qu'abondant, aucune des raies que l'on voit ici n'est due à l'hélium en raison de son potentiel d'ionisation, très élevé, et de la température trop faible de la photosphère. Il est plus facilement détectable *via* des raies d'émission dans la chromosphère, plus chaude, observable lors des éclipses de Soleil. C'est par ce biais qu'il a été découvert en 1868 par Jules Janssen (1824–1907). Il tire son nom du grec *helios*, signifiant soleil. Il sera par la suite trouvé à l'état de trace dans l'atmosphère terrestre en 1895.

Crédit : N.A. Sharp, NOAO/NSO/Kitt Peak FTS/AURA/NSF

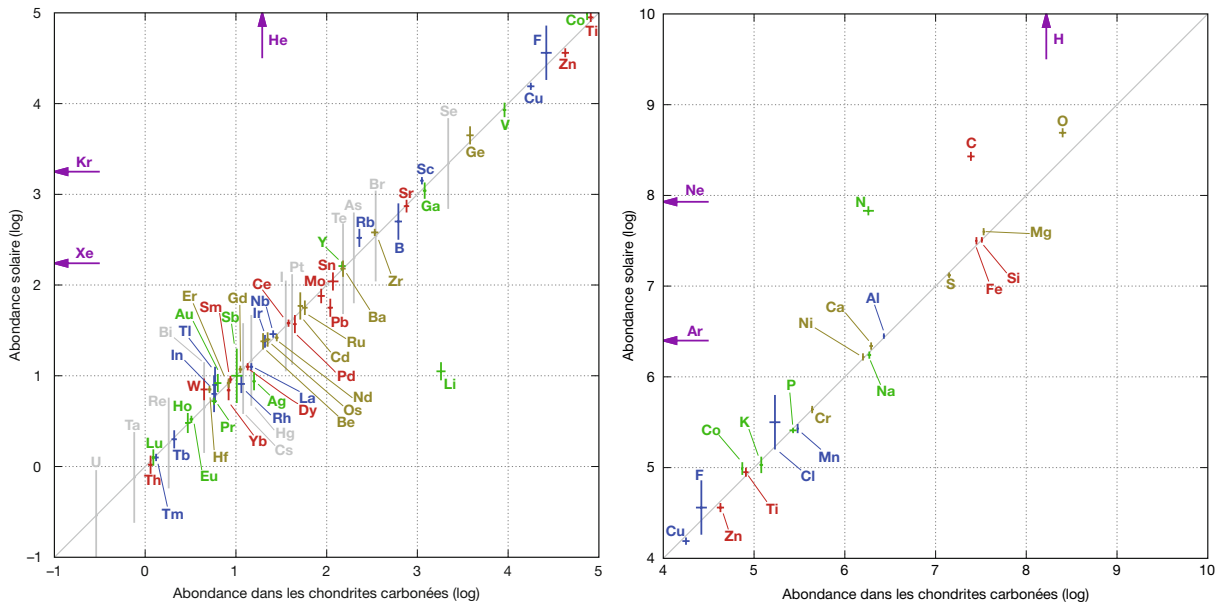


Figure 2.13. La composition du Soleil et des météorites. Ces corps issus du même milieu, la nébuleuse protosolaire, présentent des compositions très similaires, sauf au niveau du lithium, peu abondant dans le Soleil car détruit par les températures élevées de la base de la zone convective, et des éléments volatils (hydrogène et gaz rares, plus, dans une moindre mesure, carbone, azote, oxygène), difficilement piégés dans les météorites. Les éléments ont été représentés par divers codes de couleur pour une meilleure lisibilité. Ceux non identifiés dans le Soleil (As, Se, Br, Te, I, Cs, Ta, Re, Pt, Hg, Bi, U) sont indiqués en gris par des barres verticales indiquant leur abondance météoritique.

Crédit : N. Grevesse, M. Asplund, A.J. Sauval et P. Scott, *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 47, 481–522 (2009)

contient les mêmes éléments que la Terre, mais dans des proportions bien différentes. Environ 74 % de la masse du Soleil sont constitués d'hydrogène et 25 % d'hélium. Tous les autres éléments, les « métaux » selon la terminologie des astronomes, ne contribuent qu'entre 1 et 2 % à la masse du Soleil (cf. tableau 1.7, p. 64 et tableau 2.1, p. 104), ce que l'on appelle la métallicité. Ces abondances sont proches de celles de la figure 1.44, p. 63.

4.2 LES NEUTRINOS SOLAIRES

Il pourrait sembler *a priori* impossible de vérifier directement quels sont les processus nucléaires au centre du Soleil (cycle proton-proton ou cycle CNO, cf. encart 1.6, p. 52). En fait, il existe un moyen d'observer directement le cœur du Soleil. En effet, les réactions thermonucléaires produisent des neutrinos. Ces particules imaginées en 1930 par Wolfgang Pauli (1900–1958) n'ont été mises en évidence qu'en 1956. Elles ont une masse presque nulle, se déplacent quasiment à la vitesse de la lumière et n'interagissent pratiquement jamais avec la matière traversée : chaque centimètre carré de section normale de notre planète est traversé par plusieurs centaines de milliards de neutrinos à chaque seconde, un chiffre qui vaut aussi pour le corps humain... sans que cela ne nous perturbe le moins du monde. Ces neutrinos ont très majoritairement pour origine ceux

produits par la première étape du cycle proton-proton, et, dans une bien moindre mesure, ceux issus des désintégrations β^+ de l'azote-13 et de l'oxygène-15 du cycle CNO (cf. encart 1.6, p. 52).

Pour autant, il est possible de fabriquer des détecteurs de neutrinos, qui sont, sur le principe, d'immenses cuves de liquide parfaitement isolées de tout rayonnement parasite et équipées de détecteurs suffisamment sensibles pour détecter les rares interactions entre un neutrino et un atome du liquide de la cuve (cf. fiche 2, p. 92). Les neutrinos solaires sont ainsi observés depuis le début des années 1960. Pendant près de quarante ans, les flux de neutrinos solaires observés étaient toujours inférieurs aux flux calculés théoriquement, au point que les physiciens des particules se demandaient si les astronomes avaient mal compris la physique de l'intérieur du Soleil ou bien si c'étaient eux qui méconnaissaient la nature des neutrinos. La solution était trouvée à la fin des années 1990 : les neutrinos sont dotés d'une masse minuscule, ce qui, pour des raisons complexes, a pour conséquence que les neutrinos d'une famille donnée (cf. encart 1.3, p. 38) se transforment périodiquement, ou « oscillent » suivant la terminologie de la physique des particules, en neutrinos d'une autre famille. Les premières méthodes de détection ne captaient qu'une seule famille de neutrino, ratant ceux qui avaient oscillé dans l'intervalle.

4.3 L'ATMOSPHÈRE DU SOLEIL

Le Soleil n'a évidemment pas de surface solide et on appelle atmosphère la partie directement accessible à l'observation dans le domaine visible. Par abus de langage, on appelle «surface» cette partie visible du Soleil. On distingue traditionnellement trois zones dans l'atmosphère du Soleil : la photosphère, la chromosphère et la couronne.

L'énergie produite au centre du Soleil est d'abord transportée du centre vers la surface par rayonnement. Immédiatement en dessous de l'atmosphère solaire, l'énergie est transportée par la convection, c'est-à-dire qu'un flux constant de plasma chaud monte vers la surface, transfère de l'énergie en montant, se refroidit et repart vers l'intérieur (cf. fig. 2.11 droite). C'est le même type de phénomène que l'on observe avec une casserole d'eau bouillante. Le sommet des cellules de convection qui viennent mourir à la base de l'atmosphère solaire est directement observé sous forme de granules qui ont entre 700 et 1 000 km de diamètre, correspondant à des vitesses ascendantes de matière de l'ordre d'un kilomètre par seconde. Chacun apparaît comme une zone claire entourée par des régions plus sombres, donc plus froides d'environ 300 K, et persiste pendant 10 minutes environ (fig. 2.14). L'existence de la granulation est une des preuves que l'intérieur du Soleil fournit de l'énergie aux couches superficielles. Il existe même, se superposant à la granulation, des cellules de mésogranulation et de supergranulation de dimensions (5 000 et 32 000 km) et de durées de vie (3 et 20 heures) plus grandes, et dotées de mouvements de matière différents (mouvements verticaux de $60 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour la mésogranulation et horizontaux de $400 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour la supergranulation).

4.3.1 LA PHOTOSPHÈRE ET LES TACHES SOLAIRES

Les photons émis à l'intérieur du Soleil interagissent avec le milieu traversé : ils sont absorbés, diffusés, réémis... Seuls ceux émis à la périphérie du Soleil nous parviennent directement. La zone d'où sont émis ces photons qui nous arrivent directement sans interaction est appelée la photosphère (la sphère que l'on peut photographier directement en lumière visible). Elle est transparente à notre regard. Cette zone est très mince, elle n'a que 500 km d'épaisseur. Immédiatement au-dessous, le Soleil est opaque. Plus on regarde la photosphère en incidence normale, plus les photons observés ont des chances de venir de régions plus profondes, donc plus chaudes, de la photosphère. On observe ainsi un assombrissement centre-bord de la surface du Soleil (visible fig. 2.15 et 2.16 en haut).

En un endroit typique de l'atmosphère solaire, les conditions sont très différentes des conditions terrestres qui nous sont familières : la pression est de l'ordre de 10 % de celle de l'air sur Terre au niveau de la mer et la densité n'est que d'un dix-millième de celle de l'air, par contre du fait de la loi des gaz parfaits, la température est beaucoup plus élevée.

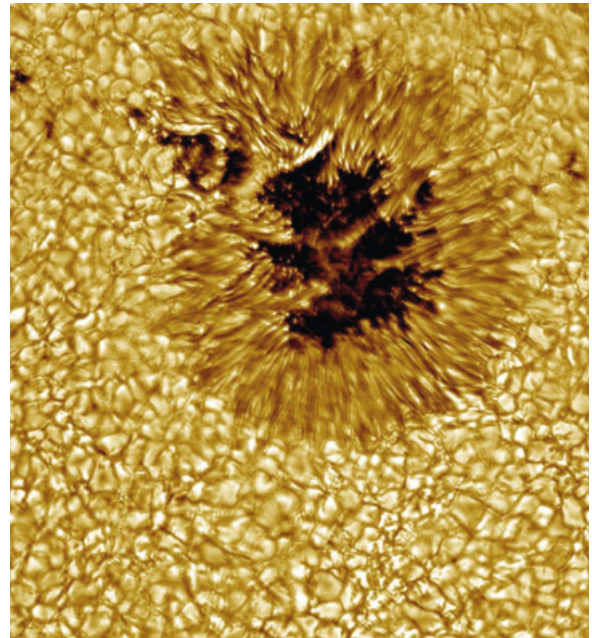


Figure 2.14. Granulation solaire et tache solaire. Une tache solaire (au centre) est une dépression plus froide et moins lumineuse que l'environnement. De telles taches sont typiquement plus grandes que la Terre et survivent quelques jours. Le champ magnétique solaire empêche le matériau chaud de pénétrer dans la tache. La granulation solaire est clairement visible sur les côtés, elle est due aux cellules de convection qui atteignent la surface du Soleil. Ces cellules, appelées granules, ont des tailles de l'ordre du millier de kilomètres et perdurent une dizaine de minutes.

Crédit : T. Rimmele (NSO), M. Hanna (NOAO)/AURA/NSF

Du fait que les probabilités de diffusion dépendent de l'énergie des photons, en observant à différentes longueurs d'onde, on voit plus ou moins profondément dans la photosphère. La surface du Soleil apparaît granuleuse et elle est parsemée de taches noires (taches solaires) qui peuvent persister quelques heures ou quelques mois. Les plus petites ont la taille de la Terre et les plus importantes sont plus de dix fois plus grosses en diamètre. L'observation de ces taches, qui sont de véritables marques à la surface, nous permet de mesurer la période de rotation du Soleil (fig. 2.15). Cette période n'a pas varié depuis 1610. Vu depuis la Terre, l'équateur du Soleil tourne en 26,2 jours (période synodique, cf. fiche 3, § 6, lien en p. 94). À 30° de latitude, la période de rotation est de 28,3 jours, et aux pôles elle dépasse les 40 jours. Cette rotation différentielle, qui commence également à être détectée sur d'autres étoiles, dépend de la profondeur et ne concerne que la zone convective de notre étoile. L'héliosismologie révèle que l'intérieur du Soleil connaît une rotation solide, significativement plus rapide qu'en surface (cf. encart 2.2 plus haut).



Figure 2.15. Le Soleil en lumière visible. En lumière visible, des taches apparaissent dans la photosphère solaire.

Crédit : NASA/SDO, AIA, EVE & HMI science teams

4.3.2 LA CHROMOSPHERE

En interposant à l'intérieur d'un télescope un petit disque de façon à masquer l'essentiel de la lumière en provenance de la photosphère, Bernard Lyot (1897–1952) a inventé dans les années 1930 le coronographe, qui permet d'observer la couche immédiatement au-dessus de la photosphère. Cette couche est appelée la chromosphère. On peut observer à l'aide du coronographe des protubérances, des spicules, c'est-à-dire des jets de matière (fig. 2.16) qui s'élèvent à plus de 10 000 km au-dessus de la photosphère et se déplacent à plus de $30 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$. La chromosphère elle-même a une épaisseur de l'ordre de 3 000 km.

On observe un phénomène intéressant au sommet de la photosphère. La température de la matière, en quantité de plus en plus ténue, décroît au fur et à mesure que l'on s'élève dans le Soleil comme on peut s'y attendre quand on est de plus en plus loin de la source de chaleur. Mais elle se met à croître au sommet de la photosphère et dans la chromosphère pour atteindre 15 000 K. D'un point de vue énergétique, cette observation n'est pas incohérente : le rayonnement intense issu de la photosphère est largement suffisant pour déposer l'énergie nécessaire au chauffage de la chromosphère car la densité y est très faible et la quantité de chaleur à déposer limitée. Pour autant, le mécanisme détaillé du processus n'est pas bien compris. L'énergie mécanique transportée par la zone convective ainsi que le champ magnétique jouent probablement un rôle important.

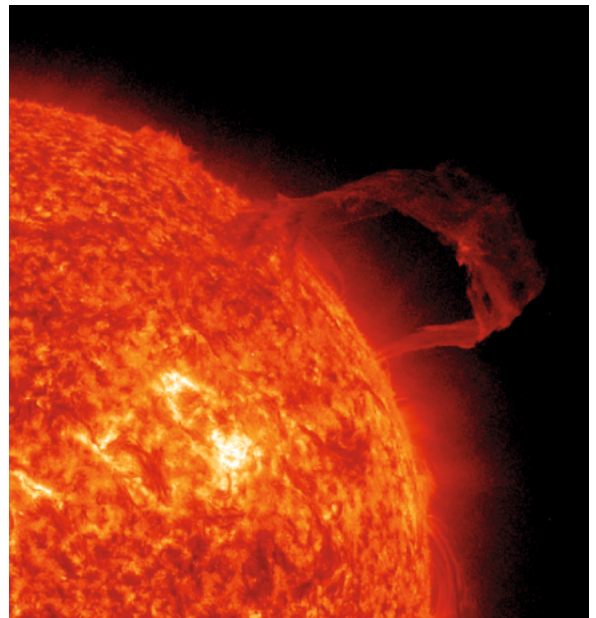


Figure 2.16. La chromosphère solaire: filaments et protubérances. La chromosphère solaire étant plus chaude que la photosphère, on l'observe plus facilement en filtrant la lumière correspondant à l'atome d'hydrogène excité (raie H α , à 656,3 nm). La surface solaire prend un aspect filandreux du fait que la matière ionisée est canalisée par le champ magnétique de surface de l'étoile. S'y superposent quelques filaments sombres qui correspondent à de la matière maintenue en suspension au-dessus de la photosphère en raison du champ magnétique. Vus sur le limbe du Soleil, ces filaments s'avèrent s'élever parfois à une altitude non négligeable par rapport au rayon de l'étoile. On parle alors de protubérance solaire. Bien que spectaculaires, ces protubérances ne contiennent que très peu de matière, qui n'est par ailleurs aucunement en mesure d'échapper à l'attraction gravitationnelle de notre étoile, quand bien même elles s'en éloignent à une fraction significative de son rayon.

Crédit : Olivier Hardy; NASA/SDO, AIA, EVE & HMI science teams

4.3.3 LA COURONNE SOLAIRE

Malgré tous les perfectionnements apportés au coronographe, quelques photons en provenance de la photosphère sont diffusés par l'atmosphère terrestre et perturbent un peu l'observation des couches superficielles du Soleil. Le seul moyen d'observer l'environnement immédiat du Soleil est d'interposer un obstacle hors de l'atmosphère terrestre. Ceci est réalisé naturellement lors d'une éclipse de Soleil. Le disque de la Lune masque alors exactement le disque solaire et on voit apparaître une zone diffuse et étendue, appelée la couronne solaire (fig. 2.17).

La couronne est un plasma très chaud. Sa température atteint 2 à 3 millions de degrés, là encore émanant d'un milieu extraordinairement peu dense, de sorte que sa contribution au flux d'énergie reçu sur Terre est négligeable (de l'ordre de 0,0001 %). Sa densité est très faible, de l'ordre d'un milliardième de la densité de l'air sur Terre, du même ordre que celle qui règne au sein d'une excellente cuve à vide dans un laboratoire terrestre. La couronne solaire est ainsi un excellent laboratoire d'étude des plasmas dans un milieu très raréfié. Le champ magnétique solaire joue un rôle essentiel pour expliquer la structure de la couronne solaire qui apparaît emprisonnée dans une cage magnétique (fig. 2.18).

4.3.4 LE VENT SOLAIRE

La température de la couronne solaire est si élevée qu'un grand nombre de particules ont une vitesse d'agitation largement supérieure à la vitesse d'évasion. En raison



Figure 2.17. La couronne solaire en lumière visible. Cette image a été prise en lumière visible lors d'une éclipse de Soleil. Plusieurs temps de pose ont été combinés ici pour voir la couronne elle-même et le disque lunaire faiblement éclairé par la « pleine Terre », phénomène appelé lumière cendrée.

Crédit : M.S. Adler, Wikimedia Commons

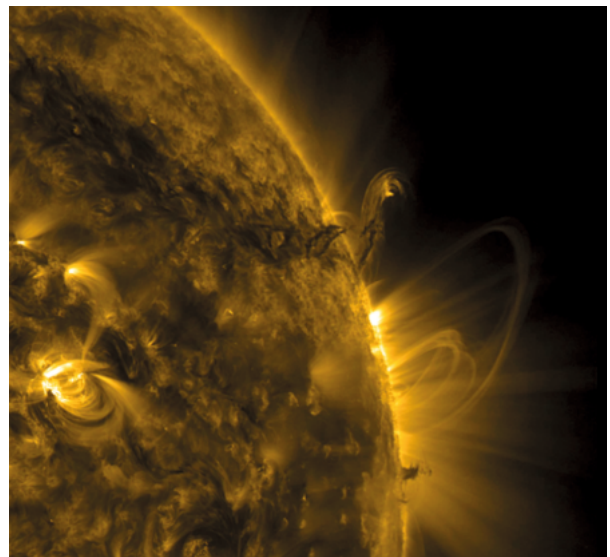
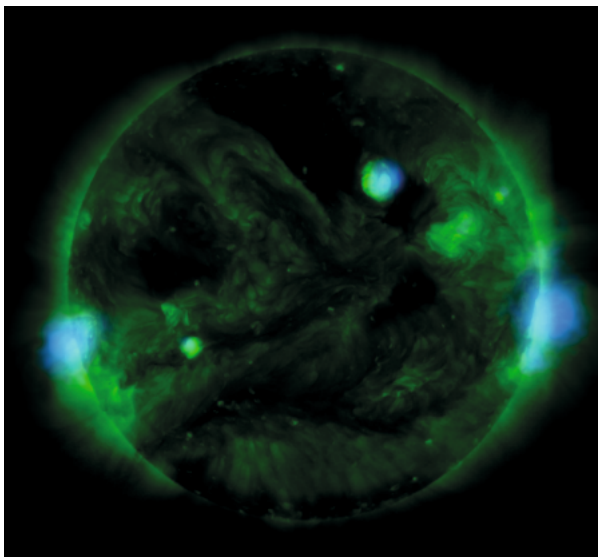


Figure 2.18. La couronne solaire en X et en ultraviolet. L'image de gauche montre le Soleil vu dans le domaine des rayons X, avec en vert des photons d'énergie allant de 0,2 à 2,4 keV et en bleu de 2 à 6 keV. Seules certaines parties de la couronne émettent suffisamment, notamment dans le domaine X le plus énergétique, le reste du disque solaire étant sombre. L'image à droite a une bien meilleure résolution, car prise dans l'ultraviolet lointain, à 171 angströms (17,1 nm), qui correspond à une raie d'émission du fer huit fois ionisé (fer IX dans la notation des spectroscopistes, puisque le chiffre romain I correspond à l'élément non ionisé), typiquement émise par de la matière à 600 000 K. Elle montre la partie calme de la couronne et les boucles coronales de matière emprisonnée par les lignes du champ magnétique solaire. On observe aussi au centre de l'image des nuages de matière de la chromosphère, bien plus froids et plus denses, et donc sombres à ces longueurs d'onde.

Crédit : NASA/JPL-Caltech/GSFC/JAXA; NASA/SDO, AIA, EVE & HMI science teams

de cette température élevée, un flux important de particules, essentiellement des protons et des électrons, s'évade sans cesse du Soleil à des vitesses de l'ordre de $400 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, soit environ 1,5 million de kilomètres par heure, et vient heurter toutes les planètes au bout de quelques jours. C'est le vent solaire.

De plus, au-dessus des taches, des éruptions solaires ont fréquemment lieu. Des bouffées de particules sont éjectées à cette occasion vers la couronne. Tout ceci concourt à l'existence du vent solaire, dont une des manifestations spectaculaires est la direction des queues de comètes qui se développent dans la direction opposée au Soleil. La magnétosphère terrestre protège la surface de notre planète de ce flux énergétique, potentiellement délétère pour les organismes vivants... ainsi que les composants électroniques.

Dans certains cas, les éruptions peuvent créer d'importantes éjections de masse coronale qui vont elles aussi alimenter le vent solaire en particules plus rapides et plus énergétiques que d'ordinaire.

4.4 L'ACTIVITÉ SOLAIRE

Le cycle incessant des levers et des couchers du Soleil nous paraît immuable et nous avons l'impression que le Soleil nous envoie chaque jour la même quantité d'énergie, au point que le flux d'énergie reçu chaque jour par unité de surface sur Terre a été appelé la constante solaire. Une étude approfondie nous montre que le Soleil est en fait plus actif et plus inconstant qu'on le soupçonnait, notamment aux hautes fréquences (cf. fig. 2.19 et § 4.4.2 ci-après).

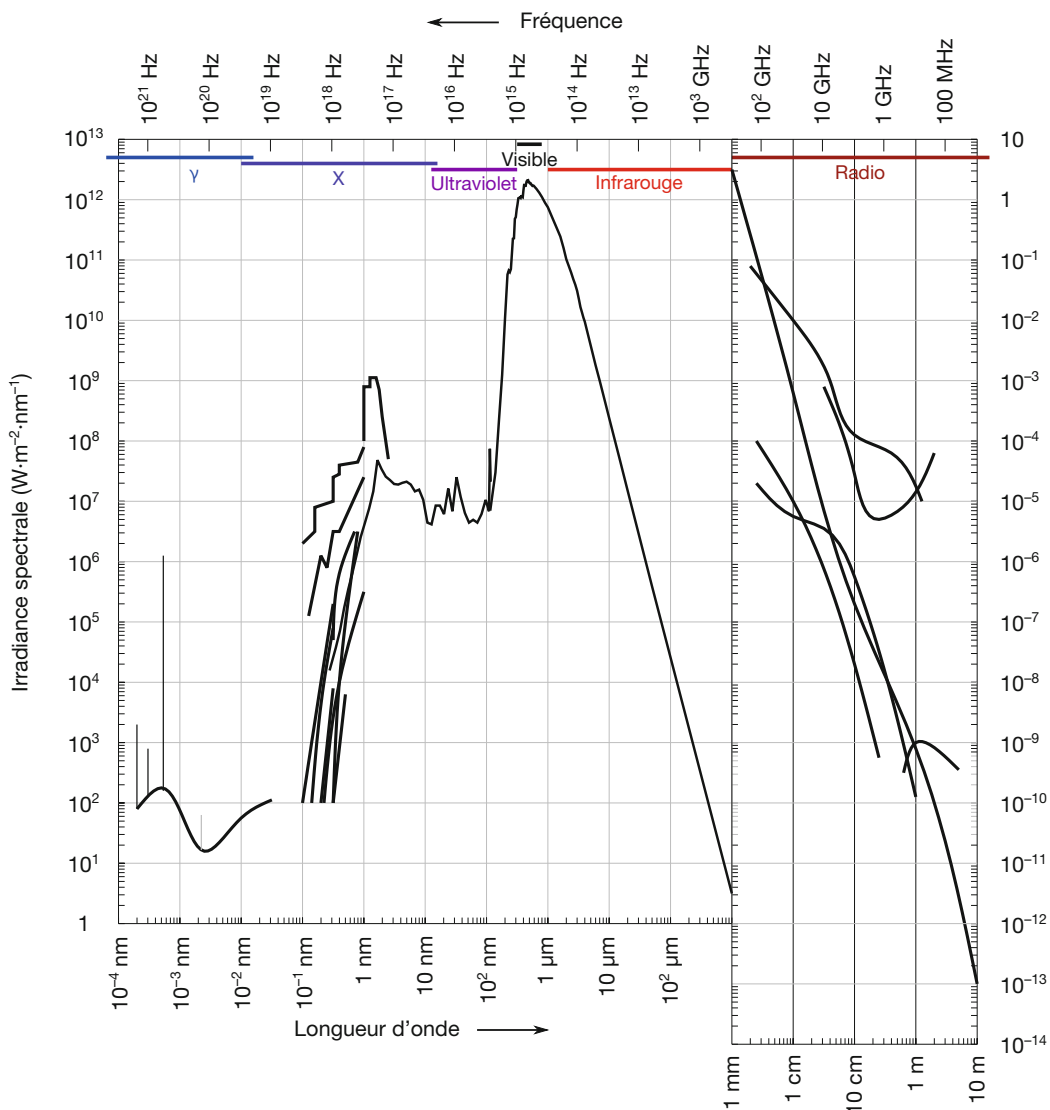


Figure 2.19. Le spectre solaire lissé à toutes les longueurs d'onde. On remarque l'allure de corps noir dans le visible et l'infrarouge. Aux grandes et petites fréquences ou longueurs d'onde, les différents traits reflètent les différences d'émission du fait de l'activité solaire.

Crédit : H. Malitson, NASA/NSSDC

4.4.1 LE CYCLE SOLAIRE

Depuis l'époque de Galilée, les taches observées sur le disque brillant du Soleil ont été étudiées et on s'est aperçu au XIX^e siècle que le nombre de taches variait de manière cyclique avec une période moyenne de l'ordre de 11,1 ans. Au maximum, on peut voir une centaine de taches simultanées et, au minimum, on ne voit que quelques taches et quelquefois aucune. L'intervalle entre deux maxima peut varier entre 8 et 16 ans (fig. 2.20 et fig. 2.21).

Au cœur des taches solaires, la température est de l'ordre de 3500 K alors qu'elle est de l'ordre de 5700 K dans le reste de la photosphère. Cette activité solaire est étroitement liée au champ magnétique. Celui-ci est en effet bien plus fort (de plusieurs milliers de fois) au sein des taches. En présence d'un fort champ magnétique, les raies spectrales sont subdivisées en une série de raies d'autant plus espacées que le champ est plus fort. Cet effet découvert par Pieter Zeeman (1865–1943) permet de mesurer les variations du

champ magnétique solaire au cours d'un cycle. La polarité des taches s'inverse d'un cycle à l'autre. On peut donc considérer qu'un cycle solaire a, du point de vue magnétique, une durée moyenne de 22 ans. En plus des taches solaires, on peut aussi observer, souvent dans leur voisinage, des régions plus brillantes que la moyenne, appelées facules.

Le premier cycle à avoir démarré au XXI^e siècle porte le numéro 24. Il a commencé en décembre 2008 et atteint son maximum début 2014. Il s'est terminé en décembre 2024. Le cycle 25 n'avait pas encore atteint son maximum fin 2023.

4.4.2 LA CONSTANTE SOLAIRE

Jusqu'au début des années 1980, on considérait que la valeur de la constante solaire, flux reçu du Soleil en incidence normale à une unité astronomique, était, comme son nom le suggérait, constante. En plaçant des détecteurs sensibles à bord de satellites artificiels, on a découvert que l'énergie totale rayonnée par le Soleil variait sans cesse avec

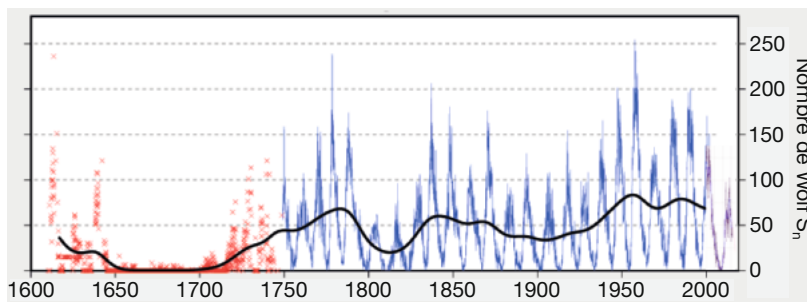


Figure 2.20. Le cycle solaire depuis 1610. Mentionnées par quelques auteurs antiques, les taches solaires ont été redécouvertes en 1610 quoique leur observation soit restée fragmentaire jusqu'en 1740. Cela n'empêche pas de constater de 1645 à 1745 le minimum de Maunder, caractérisé par une quasi-absence de taches, et ce n'est qu'à partir de 1715 que l'on peut estimer à nouveau les variations de l'activité solaire. Les cycles solaires sont numérotés à partir du premier observé en détail dans son intégralité, entre 1755 et 1766. La faible activité solaire du début du XIX^e siècle est dénommée minimum de Dalton, et l'époque actuelle, particulièrement active, est appelée maximum moderne.

Crédit : R.A. Rohde, Wikimedia Commons

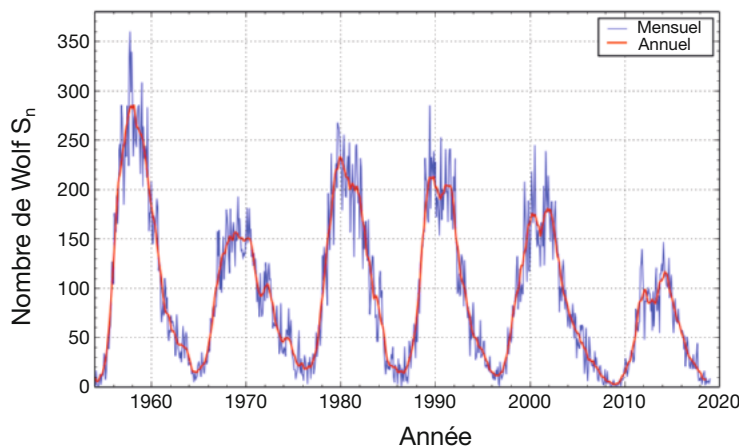


Figure 2.21. Nombre moyen de taches solaires des six derniers cycles (66 ans). Sur ce graphique, est représenté le nombre de Wolf, obtenu par comptage des taches individuelles et groupes de taches. On observe des variations à l'échelle de la semaine qui rendent les données mensuelles assez bruitées. Moyennées sur treize mois, elles donnent une courbe plus lisse.

Crédit : SILSO, Observatoire Royal de Belgique

des fluctuations de l'ordre de 0,1 à 0,2% et des échelles temporelles allant d'une seconde à dix ans. La luminosité du Soleil augmente et diminue en fonction de son niveau d'activité. Le champ magnétique intense au sein des taches bloque l'émission d'énergie en agissant comme un clapet et peut provoquer des diminutions de la constante solaire pouvant aller jusqu'à 0,3% pendant quelques jours. Mais, à plus long terme, contrairement à ce qu'on aurait pu imaginer, le Soleil est d'autant plus lumineux que le nombre de taches augmente. En effet, les facules augmentent elles aussi et leur surplus de brillance ainsi que leur plus grande durée de vie l'emportent sur les pertes dues aux taches (cf. fig. 2.16 haut).

Rappelons au passage que la constante solaire ne correspond pas au flux d'énergie moyen reçu sur Terre. D'une part, 30% de l'énergie solaire sont renvoyés dans l'espace après réflexion sur les nuages, l'eau des océans, la neige, les surfaces glacées, les poussières et les déserts arides. On dit ainsi que la Terre possède un albédo de 0,3. Les 70% restants de la constante solaire sont donc interceptés par un disque de surface πR^2 , où R est le rayon de la Terre, et distribués à la surface d'une sphère (la surface terrestre) de rayon R , c'est-à-dire une surface de $4\pi R^2$. Le flux moyen reçu par la surface terrestre est donc¹ de $0,7 \times 1370/4 = 238 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, avec d'importantes variations en fonction de la saison et de la latitude (cf. figure 7.21, p.416).

4.5 LES RELATIONS SOLEIL–TERRE

On sait depuis le XVII^e siècle que, par son attraction gravitationnelle, le Soleil commande le mouvement de la Terre et qu'il provoque sur Terre un effet de marée seulement deux fois moins intense que celui de la Lune (cf. §8.4 du chapitre précédent, p.75). Ces deux effets s'additionnent quand le Soleil et la Lune sont dans la même direction et se contrarient quand ces deux astres sont dans des directions perpendiculaires. Mais ces effets gravitationnels sont loin d'être les seuls qui lient notre planète à notre étoile, et les interactions dynamiques entre le Soleil et la Terre sont à la fois riches et complexes et forment un domaine de recherche à part entière.

4.5.1 L'IRRADIATION ET LE BOMBARDEMENT COSMIQUE

C'est seulement au XX^e siècle qu'ont commencé à être comprises les relations complexes entre le Soleil, la Terre et la vie. Le Soleil bombarde sans cesse notre planète de particules énergétiques, mais le champ magnétique terrestre écarte le vent solaire et creuse, à l'intérieur, une cavité qui

est un cocon protecteur autour de la Terre (voir fig.2.107, p.174).

La magnétosphère terrestre, où les particules électrisées sont sous l'influence du champ magnétique de la planète, nous protège donc, avec l'atmosphère, de cette activité solaire. Pour ceux qui restent sur Terre, les éruptions solaires ont pour effet d'interrompre les communications radio sur ondes courtes. Seules des activités hautement techniques liées aux communications, à la production d'électricité ou encore à certaines industries de pointe peuvent être perturbées. Il n'en va pas de même dans l'espace. Les effets du Soleil peuvent être rudes sur les sondes spatiales et sur les cosmo/astro/spatio/taïkonautes. En particulier, les orages solaires s'accompagnent de bouffées de particules de haute énergie. Ces rayons cosmiques soumettent l'électronique de bord à rude épreuve et sont particulièrement dangereux pour la santé des voyageurs de l'espace. Cancer de la peau, modifications génétiques, cataractes, irradiation mortelle, etc., les guettent... et il est préférable qu'ils aient eu leurs enfants avant de voler. Une éruption solaire importante serait mortelle pour un astronaute situé hors de la magnétosphère terrestre. Par chance, aucune n'a eu lieu pendant les vols lunaires. L'éruption d'août 1972 a heureusement eu lieu entre les missions *Apollo 16* (avril 1972) et *Apollo 17* (décembre 1972). Un vol vers Mars, d'une durée totale de 6 mois à 3 ans, présenterait des risques considérables au cours du vol vers la planète rouge. Un quart à un tiers des cellules du corps pourraient être détruites. On pourrait imaginer de ne voler qu'au cours des minima solaires, mais les rayons cosmiques extrasolaires, tout aussi dangereux que ceux provenant du Soleil, sont moins déviés par le champ magnétique interplanétaire et nous arrivent plus nombreux.

À un niveau intermédiaire, celui de l'aviation, le risque lié à l'activité solaire est ponctuel mais s'ajoute à celui des rayons cosmiques cumulés sur une carrière de navigant. Le flux de particules de haute énergie en provenance du Soleil est le plus dangereux pour les passagers des vols polaires, là où le champ terrestre n'arrête pas les particules solaires. Par exemple, une dizaine d'allers-retours entre Paris et le Japon représentent une exposition comparable à l'exposition annuelle au radon, gaz radioactif issu de la chaîne de désintégration de l'uranium et du thorium. Le risque de cancer pour un membre d'équipage qui aurait régulièrement volé sur de telles routes pendant vingt ans est légèrement augmenté, mais reste nettement moindre que celui d'un fumeur modéré. De même, l'équipement électronique de plus en plus sophistiqué installé à bord doit être protégé.

Pour les satellites artificiels de la Terre, les éruptions endommagent les panneaux solaires et peuvent raccourcir l'existence de ces satellites en freinant leur mouvement et en provoquant leur chute. Ce fut le cas des missions *Skylab* et *Solar Maximum Mission*. Le matériel embarqué à bord

1. Il n'est sans doute pas inutile de détailler le calcul ci-dessus, bien qu'il soit assez élémentaire. De tristement célèbres climatologistes français se sont illustrés en n'étant pas capables de le faire correctement...

des satellites peut être détruit par les particules émises lors des éruptions. C'est ainsi que plusieurs satellites météorologiques et de communication ont été mis hors service. Les sondes spatiales qui voyagent dans des milieux très hostiles, comme la magnétosphère de Jupiter, doivent être munies de composants électroniques particulièrement résistants.

La plus forte éruption solaire connue ayant touché la Terre a eu lieu à l'été 1859. Le vent solaire qui d'ordinaire met environ quatre jours pour atteindre la Terre n'a mis cette fois que 17 heures, et a été la cause d'aurores polaires visibles jusque dans des régions tropicales, voire équatoriales. Et, surtout, ont eu lieu d'importantes perturbations dans les réseaux de télégraphie, les variations du champ magnétique de la magnétosphère terrestre (on parle de tempête magnétique) comprimée par l'afflux du vent solaire ayant provoqué, d'après la loi d'induction de Faraday, des courants telluriques (ou courants géomagnétiques induits) s'étant propagés entre autres *via* les câbles de télécommunication. En 1989, une autre éruption solaire, de moindre ampleur, a été à l'origine de l'effondrement du réseau électrique du Québec pendant plusieurs heures.

4.5.2 LES RELATIONS SOLEIL-CLIMAT

C'est une banalité de dire que le Soleil joue un rôle essentiel dans la météorologie. Les zones tropicales, là où chaque jour de l'année les rayons du Soleil sont pratiquement perpendiculaires au sol à midi, reçoivent une plus grande quantité d'énergie qu'elles n'en renvoient. Au contraire, les zones polaires, là où les rayons solaires ont pratiquement une incidence rasante, reçoivent peu d'énergie et en renvoient plus dans l'espace qu'elles n'en ont reçu. La chaleur est transportée d'une latitude à l'autre par les vents et les courants océaniques. Il s'établit une circulation globale, qui dépend de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et de la répartition des terres, des océans et des régions glacées.

En 1842, le mathématicien français Joseph-Alphonse Adhémar (1797–1862) émit l'idée d'un lien entre le mouvement de la Terre et le climat. En effet, en une année l'orbite de la Terre ne décrit pas tout à fait une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers (lois de Kepler, §8.1, p.71). Cette ellipse se déplace et se déforme en fait sous l'influence des perturbations séculaires de très longue période produites par les autres planètes, perturbations qui à l'échelle de quelques millions d'années peuvent être approximées par une somme de termes pseudo-périodiques. En 1941, le mathématicien serbe Milutin Milankovitch (1879–1958) publia une étude montrant que la succession des âges glaciaires pourrait être due à la combinaison de certaines perturbations séculaires affectant l'orbite terrestre (cf. chapitre 1, §8.2) :

- l'excentricité (définie tableau 1.8, p.74), qui mesure le degré d'aplatissement de l'orbite terrestre autour du Soleil, n'est pas constante au cours du temps. Elle

fluctue entre une valeur nulle (orbite circulaire) et une valeur maximale d'environ 0,07 (ellipse légèrement aplatie) selon plusieurs périodes, les principales étant de 405 000 (parfois appelée «grande excentricité»), 95 000 («petite excentricité») et 124 000 ans ;

- l'obliquité, inclinaison de l'axe de rotation terrestre par rapport à la normale au plan de l'écliptique, varie entre 22°02' et 24°32' selon une période de 41 000 ans. Bien que faible et de longue période, l'existence d'une variation était déjà connue des astronomes médiévaux du monde arabe, notamment Al-Battani considéré comme le plus grand astronome de l'époque, qui en avait mesuré une valeur différente de celle rapportée par Claude Ptolémée près de 1 000 ans auparavant. Sur le plus long terme, l'amplitude de cette oscillation est elle-même modulée sur des périodes de 54 000 ans et 9,6 Ma ;
- l'axe de rotation de la Terre n'est pas fixe dans le référentiel de Copernic, mais tourne dans le sens rétrograde autour d'un axe perpendiculaire à l'écliptique sous l'effet de l'attraction exercée par le Soleil et la Lune sur le bourrelet équatorial de la Terre, en faisant décrire au pôle Nord céleste un cercle en 26 000 ans (cf. fig.2.5), c'est le phénomène de précession des équinoxes, connu depuis l'Antiquité grecque (cf. chapitre 1, §2.1). Ce mouvement, cumulé avec le mouvement de rotation direct (quoique non uniforme dans le temps) du grand axe de l'ellipse terrestre pris lui aussi dans le référentiel de Copernic – mouvement de la ligne des apsides, observé par Al-Biruni (973–1048/1052?) –, de période 112 000 ans, crée une précession de la longitude du périastre ϖ (aussi appelée par abus de langage «précession climatique», cf. chapitre 1, §8.2) de période 21 500 ans en moyenne².

L'obliquité et les phénomènes de précession ne changent rien à l'ensoleillement global reçu sur Terre, mais affectent la répartition géographique de celui-ci. En revanche, les variations d'excentricité modulent l'ensoleillement annuel global (cf. exercice 1, p.189). Le cumul de toutes ces variations astronomiques semble bien être la cause principale des variations de climat et de températures enregistrées au cours des derniers millions d'années (fig.2.22). Mais si ce phénomène de forçage climatique est bien identifié, la façon dont y réagit la machine climatique planétaire est bien plus complexe. Bien sûr, certaines rétroactions sont relativement simples à deviner. Pendant un âge glaciaire, les glaces particulièrement nombreuses réfléchissent bien la lumière solaire et le pouvoir réflecteur de la Terre augmente : moins de chaleur solaire est absorbée et le refroidissement est accentué, tout comme le réchauffement est augmenté quand, lors d'une

2. La relation entre ces trois périodes est la même que celle qui relie les périodes synodiques et sidérales, voir fiche 3, §6, lien en p.94.

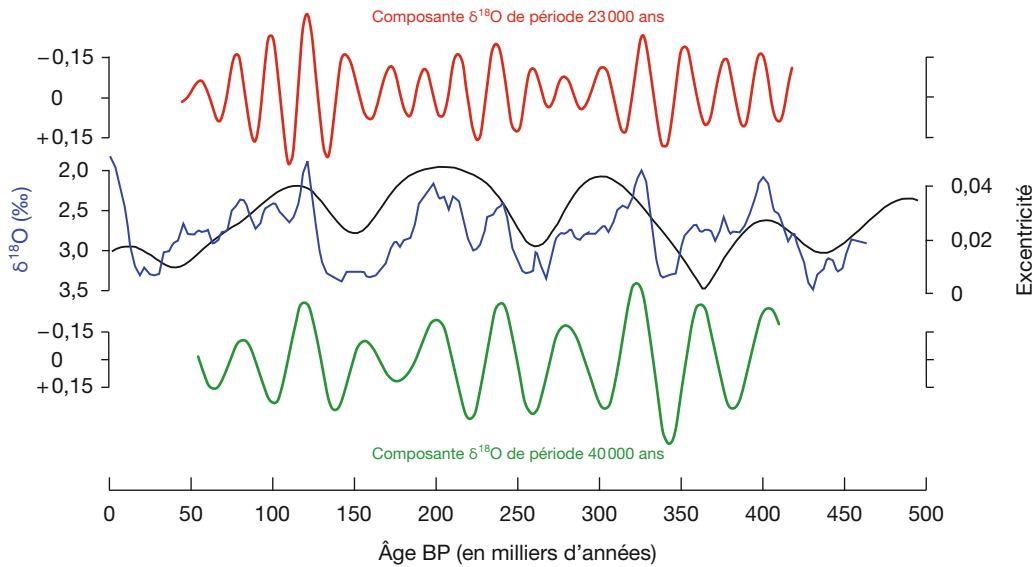


Figure 2.22. Variations dans le climat au cours des 500 000 dernières années. Obtenues d'après les mesures de variation $\delta^{18}\text{O}$ de l'isotope 18 de l'oxygène des glaces antarctiques (cf. chapitre 8, figure 8.33). Elles correspondent à la courbe centrale bleue. La courbe noire représente les variations de l'excentricité terrestre prédites par la mécanique céleste, qui y est visiblement corrélée, les deux présentant une pseudo-période de 100 000 ans environ. Par analyse de Fourier, on extrait également une composante de période 23 000 ans (courbe du haut, en rouge) et 40 000 ans (courbe du bas, en vert) dans la courbe de $\delta^{18}\text{O}$, proches de périodes associées à la précession de la longitude du périastre et à l'obliquité. L'intervention des variations des paramètres astronomiques dans la machine climatique terrestre est ainsi avérée (cf. chapitre 6, §9.5.2, p.384 ou chapitre 8, §3.2.2b).

D'après J.D. Hays, J. Imbrie et N.J. Shackleton, *Science*, 194, 1121–1132 (1976)

période chaude, la fonte des glaces diminue l'albédo de la Terre. Mais l'estimation quantitative précise de ces effets est difficile, et il existe de (très) nombreux autres phénomènes plus complexes à modéliser (cf. chapitre 8, §3.2.2b, p.549).

Sur le plus court terme, il semble désormais avéré que l'irradiation par le rayonnement cosmique joue un rôle dans la machine climatique, *via* le fait que les ions produits par ce rayonnement favorisent l'efficacité qu'ont les vapeurs organiques à créer des particules d'aérosol qui favorisent la formation de nuages, influant sur la pluviométrie locale et l'albédo global de la Terre. Or, on observe que cette irradiation est modulée par l'activité du Soleil, suivant un processus qualitativement bien compris (cf. §9.3, p.169). Il n'est donc pas surprenant que l'on observe une corrélation entre certains événements climatiques des derniers milliers d'années et l'activité du Soleil reconstituée *via* les abondances en carbone-14 produit par le mécanisme de spallation des atomes de l'atmosphère par les rayons cosmiques (cf. chapitre 1, §7.5, p.62), puisque leur flux est modulé par l'activité solaire (cf. chapitre 6, §5.3.4, p.366).

4.5.3 LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DES PLANÈTES ET L'EFFET DE SERRE

Si la surface de la Terre ou d'une autre planète absorbait intégralement le rayonnement solaire, sa surface aurait une température moyenne uniquement dépendante de

sa distance au Soleil. En pratique, deux effets modifient de façon considérable ce raisonnement naïf. D'une part l'albédo (cf. §4.4.2 ci-dessus) fait que seule une fraction de l'énergie solaire est effectivement reçue par la surface de la planète, d'autre part le rayonnement absorbé à la surface se transforme en rayonnement infrarouge qui est partiellement retenu par la basse atmosphère si celle-ci contient certains composés dont les plus connus sont le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau. L'augmentation de cette densité de rayonnement provoque une élévation de la température. C'est le fameux effet de serre qui tire son nom, un peu abusivement, de ce qu'il se passe dans la serre d'un jardinier.

Dans une serre de jardinier ou dans une voiture placée vitres fermées au Soleil, le verre permet à la lumière visible du Soleil d'entrer et de chauffer l'intérieur. Les objets chauffés à l'intérieur rayonnent en infrarouge ainsi que la paroi de verre comme le sol terrestre quand il est chauffé, mais le verre est en grande partie opaque au rayonnement infrarouge interne, ne laissant passer que le rayonnement visible. Comme l'essentiel de la chaleur ne peut pas s'échapper, la température augmente à l'intérieur jusqu'à ce que suffisamment de rayonnement infrarouge émis par le verre ait tout de même pu s'échapper pour contrebalancer l'énergie venant de l'extérieur. Le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau de l'atmosphère terrestre jouent le même rôle que le verre de la serre ou la vitre de la voiture en laissant passer le

rayonnement visible et en étant en grande partie opaques aux rayonnements infrarouges qu'ils absorbent, en en réémettant d'autres ensuite vers le sol et vers l'espace. Il y a tout de même une différence essentielle : les vitres de la voiture ou le verre de la serre limitent la convection de l'air chauffé à l'intérieur du volume fermé, tandis que la circulation de l'air n'est pas limitée dans l'atmosphère d'une planète. À l'intérieur de la troposphère, la température décroît avec l'altitude, alors qu'elle est pratiquement uniforme dans une serre ou une voiture.

L'effet de serre se manifeste sur toutes les planètes qui contiennent une atmosphère importante et dans laquelle cohabitent des molécules telles que CH_4 , CO_2 , NH_3 , H_2O , NO_2 , etc. Si l'atmosphère terrestre contenait exclusivement du diazote, du dioxygène et de l'argon, ce qui correspond à 99,9 % de sa composition sèche, la température moyenne serait de -20°C (cf. exercice 3, p. 189). Le 0,1 % restant, plus la vapeur d'eau, permettent une élévation substantielle de la température, de plus de 30°C .

Cet effet qui réchauffe l'atmosphère de la Terre est particulièrement efficace dans le cas de l'atmosphère de Vénus, qui est portée à plus de 400°C (tableau 2.2). Incidemment, en l'absence d'effet de serre, Vénus serait une planète notablement plus froide que la Terre en raison de son albédo particulièrement élevé (0,75), qui fait que l'énergie du Soleil atteignant effectivement sa surface n'est guère supérieure à celle de Mars, pourtant située deux fois plus loin.

	Vénus	Terre	Mars
Température de surface approximative à albédo nul et en l'absence de gaz à effet de serre	54°C	5°C	-48°C
Température de surface approximative en l'absence de gaz à effet de serre	-47°C	-19°C	-63°C
Température de surface réelle	462°C	15°C	-55°C
Réchauffement dû à l'effet de serre	509°C	34°C	8°C

Tableau 2.2. Le refroidissement dû à l'albédo et le réchauffement dû à l'effet de serre pour les planètes telluriques.

Le détail des processus radiatifs au sein de l'atmosphère terrestre est bien sûr complexe et nécessite un traitement spécifique qui sera développé avec bien plus de détails plus tard dans cet ouvrage (cf. chapitre 7, §2.2, p. 408 et chapitre 9, §3, p. 583).

5 Les planètes

5.1 CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES PLANÈTES

Les figures 2.23 et 2.24 résument les tailles et les distances relatives des planètes.

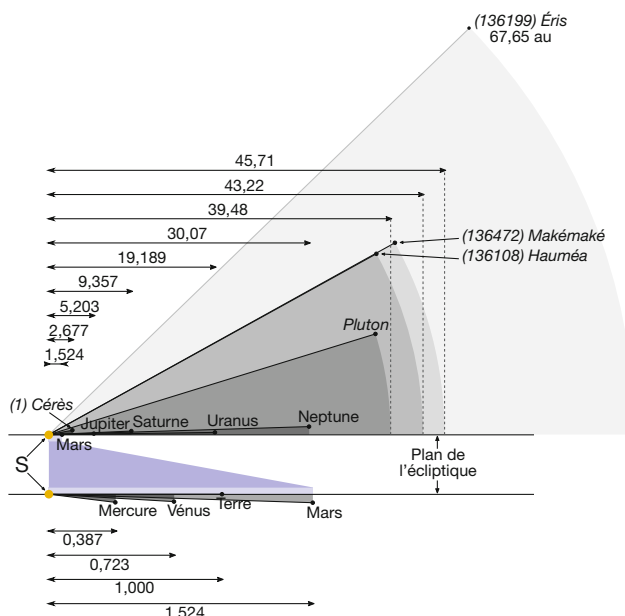
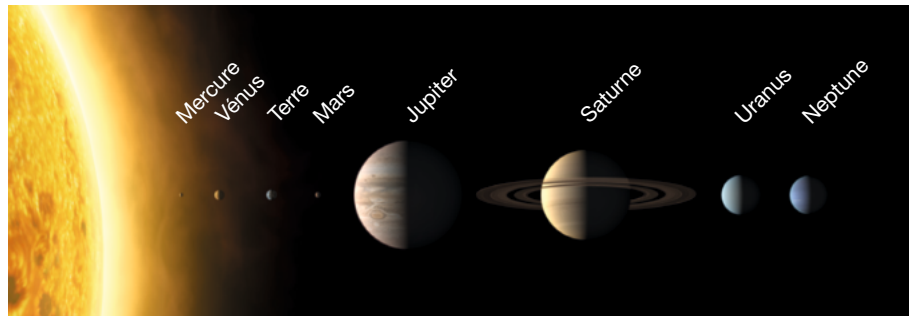


Figure 2.23. Distances et inclinaisons relatives des planètes. Toutes les planètes se déplacent sur des orbites pratiquement circulaires et peu inclinées par rapport au plan de l'écliptique. Ce n'est pas le cas des planètes naines, bien plus fortement inclinées. Les distances sont données en unités astronomiques.

Les Anciens avaient remarqué que sept corps dans le ciel avaient un mouvement apparent différent de celui des étoiles : le Soleil, la Lune, Mercure, Vénus, Mars, Jupiter et Saturne. Les Grecs les ont appelés « vagabonds », qui se dit *planétés* en grec. Ce nombre sept avait un sens magique dans l'Antiquité : c'est pour cela qu'il y a sept jours dans une semaine (dont les noms gardent trace de cette filiation) et que l'on parlait des sept merveilles du monde. Peu à peu, il fut établi que de ces sept vagabonds, deux, la Lune et le Soleil, étaient distincts des autres planètes. Deux autres furent découvertes par la suite (Uranus au XVIII^e et Neptune au XIX^e siècle), et nous savons maintenant que la Terre est elle-même une planète. Le fait que Pluton soit un corps beaucoup plus petit que ce que les astronomes avaient imaginé lors de sa découverte en 1930 et la découverte de (136199) Éris, un corps plus massif que Pluton en 2003, ont conduit les astronomes à proposer en 2006 une nouvelle définition du mot « planète » (cf. fiche 4, p. 190) et à introduire le concept de planète naine, dont Pluton fait désormais partie.

Figure 2.24. Les tailles relatives des planètes.

Crédit : UAI/M. Kormmesser



Nom	Distance moyenne au Soleil		Période sidérale (en années terrestres)	Période synodique (en jours terrestres)	Excentricité	Inclinaison de l'orbite par rapport à l'écliptique (en degrés)
	En millions de km	En unités astronomiques				
Mercure	57,9	0,387	0,24	115,9	0,2056	7,01
Vénus	108,2	0,723	0,62	583,9	0,0068	3,39
Terre	149,6	1,000	1	–	0,0167	0
Mars	227,9	1,524	1,88	780,0	0,0934	1,85
(1) Cérès	414,1	2,766	4,61	466,4	0,0791	10,58
Jupiter	778,3	5,203	11,87	398,9	0,0484	1,3
Saturne	1 426,7	9,537	29,45	378,1	0,0539	2,49
Uranus	2 870,6	19,189	84,06	369,7	0,0473	0,77
Neptune	4 498,4	30,07	164,89	367,5	0,0086	1,77
Pluton	5 906,4	39,48	248,09	366,7	0,2488	17,14
(136108) Hauméa	6 465	43,22	284,12	~ 366	0,191	28,19
(136472) Makémaké	6 846	45,71	309,1	~ 366	0,156	29,01
(136199) Éris	10 120	67,65	556,4	~ 366	0,441	44,04

Tableau 2.3. Principales caractéristiques orbitales des planètes. Pour la définition de la période synodique, voir la fiche 3 en complément numérique, lien p.94.

Source : https://ssd.jpl.nasa.gov/txt/p_elem_t1.txt

Nom	Diamètre équatorial moyen (en km)	Masse (en masses terrestres)	Masse volumique moyenne (g·cm ⁻³)	Aplatissement	Gravité de surface à l'équateur (m·s ⁻²)	Période de rotation sidérale	Vitesse de libération à l'équateur (en km·s ⁻¹)	Obliquité de l'équateur sur le plan de l'orbite (en degrés)
Mercure	4879	0,055	5,43	$0,1 \times 10^{-2}$	3,70	58,646 d	4,25	0,034
Vénus	12 104	0,815	5,24	$< 10^{-3}$	8,77	243,02 d <i>R</i>	10,36	177,36
Terre	12 756	1	5,52	$0,3 \times 10^{-2}$	9,81	23 h 56 min	11,19	23,44
Mars	6 792	0,107	3,93	$0,6 \times 10^{-2}$	3,71	24 h 37 min	5,03	25,19
(1) Cérès	965	$1,59 \times 10^{-4}$	2,09	$6,7 \times 10^{-2}$	0,28	9 h 04	0,515	3
Jupiter	142 984	318	1,33	$6,5 \times 10^{-2}$	24,79	9 h 55 min	60,20	3,13
Saturne	120 536	95,1	0,69	$9,8 \times 10^{-2}$	10,44	10 h 39 min	36,09	26,73
Uranus	51 118	14,5	1,27	$2,3 \times 10^{-2}$	8,87	17 h 14 min <i>R</i>	21,38	97,77
Neptune	49 528	17,1	1,64	$1,7 \times 10^{-2}$	11,15	16 h 07 min	23,56	28,32
Pluton	2 376	$2,2 \times 10^{-3}$	1,85	$< 10^{-2}$	0,62	6 d 9 h 18 min <i>R</i>	1,21	122,53
(136108) Hauméa	2 322 <i>V</i>	$6,7 \times 10^{-4}$	~ 1,8	0,7 et 0,5 <i>V</i>	~ 0,4 <i>V</i>	3 h 55 min	~ 0,8 <i>V</i>	?
(136472) Makémaké	~ 1 430	$(3,5 - 8,0) \times 10^{-4}$	1,4 à 3,2	~ 0,05	0,28 – 0,64	7 d 30 h 30 min	0,63 – 0,95	> 60
(136199) Éris	2 326	$2,77 \times 10^{-3}$	2,5	< 0,1	0,82	~ 1 j	1,38	?

Tableau 2.4. Principales caractéristiques physiques des planètes et planètes naines (en italiques). La masse terrestre est $m_{\oplus} = 5,972 \times 10^{24}$ kg. *R*: rétrograde. *V*: variable, l'objet n'étant pas un ellipsoïde de révolution mais un ellipsoïde triaxial en raison de sa rotation très rapide.

Source : https://ssd.jpl.nasa.gov/?planet_phys_par

Toutes les planètes ont été explorées par au moins une sonde spatiale entre 1970 et 1989. La distance Terre–Soleil, environ égale à 150 millions de kilomètres, est souvent prise pour unité de longueur dans le système solaire et est appelée unité astronomique (symbole au). La plus grosse planète, Jupiter, est située cinq fois plus loin. La plus lointaine est Neptune qui est située à 31 unités astronomiques du Soleil. Toutes les planètes se déplacent sur une orbite quasi circulaire dans le plan de l'équateur du Soleil ou dans son voisinage immédiat. Ce plan est appelé plan de l'écliptique (ou, plus simplement, écliptique).

Les principales caractéristiques orbitales (tableau 2.3) et physiques (tableau 2.4) des huit planètes ainsi que des planètes naines connues sont rassemblées plus haut.

Comme pour une étoile, les propriétés d'une planète et son évolution dépendent essentiellement de sa masse. D'autres paramètres tels que la densité ou la composition chimique jouent aussi un rôle, mais à un degré moindre. Les différences entre les planètes s'expliquent essentiellement par leurs masses différentes. La masse détermine les conditions physiques au centre et donc le flux de chaleur dégagé. L'évolution et l'état des couches extérieures dépendent bien entendu de ce flux de chaleur. Un corps comme la Terre possède une surface qui est géologiquement active. Tout cratère formé par l'impact d'un gros corps est effacé par l'érosion. Par contre, Mercure a actuellement une surface inactive qui subit un bombardement constant et les cratères s'accumulent avec le temps.

On peut se demander de quoi sont faites les planètes. Si l'énergie noire influence l'expansion de l'Univers et que la matière noire structure les galaxies (cf. chapitre 1, § 5.4, p. 32), les étoiles, planètes et corps de plus petite taille ne sont aucunement affectés par elles. Tous sont composés d'atomes, qu'il s'agisse de cailloux dans le système solaire ou de planètes dans une galaxie lointaine.

La mesure de la densité permet d'obtenir d'excellentes informations sur la composition chimique d'un astre avant même une analyse spectroscopique détaillée ou une mission sur place grâce aux sondes spatiales. La masse d'une planète est mesurée avec beaucoup de précision en observant le mouvement de ses satellites naturels ou artificiels et en appliquant les lois de Kepler. Connaissant sa distance à la Terre et mesurant son diamètre apparent, on déduit aisément la taille de la planète. En divisant la masse d'un corps céleste par son volume, on aboutit à sa densité. On peut s'attendre au fait que la Terre soit au moins aussi dense que les roches trouvées à sa surface. En réalité, la densité de notre planète est pratiquement deux fois plus grande et ceci pour deux raisons : d'une part, le noyau central de la Terre est composé de fer et de nickel, beaucoup plus denses que les roches, et, d'autre part, ces métaux sont comprimés par les très hautes pressions exercées par le poids des couches

situées au-dessus. En conséquence, la densité moyenne de la Terre est de 5,52. Une planète de même composition mais moins massive sera moins comprimée au centre et donc moins dense. L'inverse sera vrai pour une planète plus massive. Tout comportement différent témoigne de compositions chimiques différentes. Mars, plus petite que la Terre, a une partie centrale moins comprimée et donc une densité moindre (3,93 contre 5,52). Par contre, Mercure, plus petite mais aussi dense que la Terre (5,43), doit avoir une composition chimique différente : elle possède un noyau de fer et de nickel qui relativement à sa taille est beaucoup plus gros que celui de la Terre. Les planètes géantes, beaucoup plus grosses que les planètes de type terrestre, sont moins denses. Elles ne peuvent donc pas être faites de roches et de métal, elles sont essentiellement composées des deux éléments les plus légers : l'hydrogène et l'hélium. Leur composition est, en première approximation, proche de celle du Soleil et des étoiles.

On peut ainsi distinguer plusieurs catégories de corps : les planètes terrestres dites telluriques, les planètes géantes, les astres comme Pluton situés aux confins du système solaire, les satellites des planètes et les petits corps (astéroïdes et comètes).

Notre système solaire s'est formé à partir d'un immense nuage de gaz et de poussières dont le centre est devenu le Soleil et dont la périphérie s'est condensée en planètes. Ce nuage est appelé la nébuleuse primitive (ou nébuleuse protosolaire ; cf. chapitre 3, § 2, p. 194). Au moment de la naissance du Soleil puis de son cortège de planètes, il y a 4,57 milliards d'années, la nébuleuse primitive contenait essentiellement de l'hydrogène et de l'hélium. Un peu plus de 1 % du matériau disponible était composé d'atomes plus lourds. Ces atomes se sont rassemblés sous forme de molécules comme l'eau, le dioxyde de carbone (CO_2) ou le monoxyde de carbone (CO). Selon la température et la pression, ces molécules sont à l'état solide, liquide ou gazeux. L'état liquide est le plus rare puisqu'il requiert un domaine restreint de température et de pression. Ainsi, à pression ambiante, l'eau n'est liquide qu'entre 0 °C et 100 °C et l'ammoniac entre – 78 °C et – 33 °C.

Les philosophes grecs de l'Antiquité avaient pour coutume de diviser la matière en quatre catégories : la terre, l'air, l'eau et le feu. Par un amusant clin d'œil de l'Histoire, les atomes qui composent le système solaire se regroupent eux aussi sous quatre formes communes et bien différentes : les gaz, les plasmas, les glaces et les roches.

- L'atmosphère d'une planète est un exemple typique de gaz. Nous en parlerons abondamment plus loin (§ 9).
- Un plasma est un gaz dans lequel les atomes et les molécules ont perdu un ou plusieurs électrons. On dit qu'il est ionisé. Il interagit avec le champ électrique, le champ magnétique environnant et avec d'autres plasmas.

L'environnement de la Terre appelé la magnétosphère est un plasma. Il en est de même en partie de la queue d'une comète. Le Soleil expulse en permanence des atomes ionisés et des électrons. Tout ceci constitue un plasma dans lequel baignent les planètes qui orbitent autour du Soleil. On peut considérer que le milieu interplanétaire est un plasma de très faible densité.

- Les glaces sont très abondantes dans le système solaire, surtout dans la partie extérieure, là où il fait le plus froid. Les satellites des planètes géantes (par exemple Europe autour de Jupiter, Encelade autour de Saturne ou encore Triton autour de Neptune), ainsi que les noyaux de comètes ou les particules des anneaux de Saturne, sont couverts de glaces. Sur Terre, nous sommes familiarisés avec différentes formes de glaces d'eau: neige, givre, grêle, lacs gelés, banquise, icebergs, mais cette diversité ne suffit pas à regrouper tous les types de glaces que l'on peut rencontrer en astrophysique. On retrouve à la surface des corps éloignés du Soleil, ou d'une autre étoile, des glaces d'autres éléments volatils. Les quatre formes de glaces les plus fréquentes aux confins du système solaire sont, outre la glace d'eau (H_2O), les glaces d'ammoniac (NH_3), de méthane (CH_4) et de dioxyde de carbone.
- Les roches sont des composés formés de minéraux. La principale différence entre une roche et un minéral est son homogénéité. Un minéral est formé d'une seule substance tandis qu'une roche peut être faite de plusieurs minéraux. Les transformations chimiques ont été si nombreuses sur Terre que très peu d'éléments sont à l'état natif. L'or et l'argent sont des exemples de minéraux faits d'un seul élément. Leur rareté en fait le prix. Le carbone, sous forme de graphite ou de diamant, de même que le soufre ou le cuivre à l'état pur, sont aussi très rares sur Terre. Les minéraux composés de molécules simples sont beaucoup plus communs.

Les roches sont classées en fonction des minéraux qu'elles contiennent. Le quartz (SiO_2), l'hématite (Fe_2O_3), la pyrite de fer (FeS_2) et la calcite (CaCO_3) sont quatre exemples des quatre types de minéraux les plus communs sur Terre, soit respectivement les silicates (sels composés de silice et d'oxydes métalliques), les oxydes, les sulfures (combinaisons d'un métal et d'un ou plusieurs atomes de soufre) et les carbonates (contenant un ou plusieurs radicaux CO_3^{2-}).

Les roches sont aussi classées en fonction de leur origine. On distingue alors trois grandes catégories: les roches magmatiques, les roches sédimentaires et les roches métamorphiques. Les premières sont obtenues directement par refroidissement d'un magma en fusion, comme les roches ramassées sur les pentes d'un volcan. Deux tiers de la croûte terrestre sont formés de roches magmatiques. Les roches sédimentaires proviennent de l'agglomération de fragments

d'autres roches cassées par l'érosion tandis que les roches métamorphiques sont produites à partir de roches ignées ou sédimentaires qui ont été enfouies à de grandes profondeurs sous la surface terrestre, modifiées par les hautes pressions et températures rencontrées, et qui sont remontées à la surface. Ce processus cyclique de montée et de descente des roches s'appelle cycle sédimentaire et sera discuté dans la prochaine partie (chapitre 5, § 1, p. 283). La remontée des roches sédimentaires se fait soit par l'érosion en surface de la roche qui s'y trouve, soit par les mouvements des plaques continentales terrestres. Les autres planètes ne présentent plus de tectonique des plaques. Les possibilités de remontée des roches métamorphiques y sont plus limitées. On pense cependant que, sur Mars, des phénomènes de métamorphisme peuvent avoir lieu. Ils concerneraient uniquement des roches ignées (l'absence de subduction empêche l'enfouissement de roches sédimentaires) qui subiraient une altération aqueuse et que l'impactisme pourrait faire remonter à la surface.

Il existe un quatrième type de roches, qui n'ont jamais été en fusion et n'ont subi que très peu de modifications depuis la formation du système solaire. De telles roches primitives se trouvent dans les météorites qui tombent sur la Terre, mais aucune roche de ce type n'a été conservée sur Terre depuis sa formation il y a 4,5 milliards d'années (cf. chapitre 3, § 3.7, p. 231). Les roches les plus vieilles qui ont été trouvées sur Terre ont un âge de l'ordre de 4 milliards d'années. Cela indique que la Terre primitive était très chaude et que de nombreux processus géologiques se sont développés à la surface de cette Terre jeune grâce à l'abondance d'énergie thermique disponible (cf. chapitre 3, § 6, p. 222). À l'exception des météorites, qui viennent d'ailleurs et dont seulement quelques milliers ont été retrouvées à la surface de la Terre, les roches qui se trouvent sur Terre sont le résultat d'une succession de transformations. Grâce à une activité géologique et à une érosion intenses, le premier milliard d'années de notre histoire géologique a été presque entièrement effacé sur Terre. Pour sonder cette période, nous devons nous rendre en d'autres endroits, comme la Lune, Mars ou encore les astéroïdes, là où les conditions initiales ont été beaucoup moins altérées.

5.2 LES DEUX TYPES DE PLANÈTES

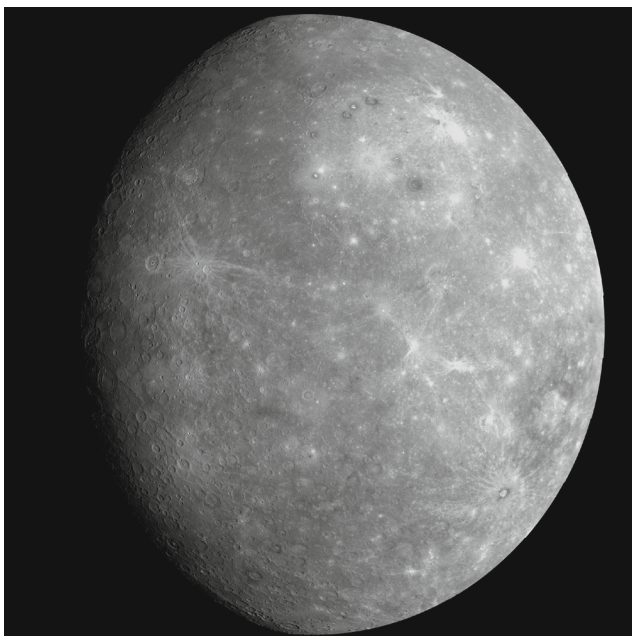
Parmi les huit planètes découvertes avant 1900, on peut distinguer deux types bien différents: les planètes terrestres, dites intérieures ou telluriques (Mercure, Vénus, la Terre et Mars), et les planètes géantes dites extérieures (Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune).

Cette répartition entre planètes telluriques et planètes géantes est simple à expliquer. À une température donnée, la vitesse d'agitation des atomes et des molécules est d'autant plus faible que ces particules sont plus massives. Les éléments les plus légers comme l'hydrogène et l'hélium sont

animés de mouvements d'agitation d'autant plus rapides que la température est plus élevée. Quand on s'approche du Soleil, la température augmente et les éléments légers peuvent atteindre des vitesses supérieures à la vitesse d'évasion (cf. chapitre 1, §8.3, p.75).

Près du Soleil, là où il fait chaud (quelques centaines de kelvins), l'hydrogène et l'hélium se sont évadés avant même que les planètes n'aient été formées. Celles-ci se sont donc agglomérées à partir de matériaux dépourvus de ces deux éléments légers. Par contre, loin du Soleil, il fait plus froid (de 30 à 120 K), la composition des planètes est proche de celle de la nébuleuse primitive, qui est l'ancêtre commun du Soleil et des planètes. L'hydrogène et l'hélium, qui sont les éléments les plus abondants dans l'Univers, dominent.

Les planètes telluriques étaient donc initialement défectueuses en hydrogène et en hélium. Elles ont été formées à partir d'éléments plus lourds tels que (liste non exhaustive) le silicium, le magnésium, l'aluminium, le soufre, le calcium, le fer et le nickel qui, combinés avec l'oxygène, forment les minéraux et les roches. On comprend donc bien pourquoi les compositions des planètes géantes et telluriques sont si différentes. On comprend aussi pourquoi la Terre est tellement moins massive que Jupiter, puisque 98 % de la matière de l'Univers est composée d'hydrogène et d'hélium et que les planètes telluriques ont été formées à partir de résidus de la nébuleuse primitive quand 98 % de la matière en est partie. En multipliant les masses des planètes telluriques par un facteur 50 ou 100, représentatif du rapport d'abondance entre l'hydrogène et l'hélium d'une part, et les autres éléments d'autre part, on retrouve les ordres de grandeur de masse des planètes géantes.



5.3 LES PLANÈTES TELLURIQUES

Les planètes telluriques sont relativement proches du Soleil et plutôt petites. La plus grosse d'entre elles, la Terre, a un rayon équatorial de 6 378 km. Sa taille est dix fois plus petite que celle de Jupiter et plus de cent fois plus petite que celle du Soleil. Ces planètes telluriques ont une croûte solide à la surface et contiennent des roches. Elles ne possèdent pas d'anneaux. Elles ne possèdent pratiquement pas de satellites (zéro pour Mercure et Vénus, un pour la Terre et deux pour Mars). Elles contiennent peu d'hydrogène et d'hélium, elles sont assez denses (densité proche de 4 pour Mars et supérieure à 5 pour les autres).

En dépit de leur composition chimique semblable, ces planètes sont très différentes les unes des autres. Mercure (fig.2.25) met deux mois et Vénus (fig.2.26) huit mois à tourner sur elles-mêmes, là où la Terre et Mars (fig.2.27) tournent en environ 24h. Fait rare dans le système solaire, la rotation de Vénus se fait dans le sens opposé à son mouvement de révolution. Contrairement à ses consœurs, Mercure ne possède pas d'atmosphère. La Terre possède le champ magnétique le plus important alors que Vénus en est totalement dépourvue. La Terre est la seule à posséder de grandes quantités d'eau liquide; l'eau est actuellement présente à la surface de Mars uniquement sous forme de glaces et de vapeur tandis que Vénus et Mercure en sont dépourvues.

La Terre présente quelques propriétés uniques dans le système solaire : la présence d'eau liquide, d'oxygène libre, de vie et une activité tectonique. Ceci est une conséquence directe de la taille de la Terre et de sa distance au Soleil. La Terre est assez grosse pour avoir retenu son eau et son atmosphère. Elle est à la bonne distance du Soleil pour qu'une température de l'ordre de -20°C à 40°C règne à sa surface. Les organismes vivants peuvent survivre et se développer à de telles températures. La Terre tournant sur une orbite quasi circulaire autour du Soleil et possédant un axe de rotation proche de la perpendiculaire à son plan orbital, sa température varie peu, que ce soit de façon globale au cours d'une année, ou de façon plus locale. Des fluctuations importantes de température détruiraient en effet l'équilibre délicat qui maintient la vie sur Terre. Pour que nous existions, la Terre devait être ce corps « idéal », placé au bon endroit au bon moment et remplissant nécessairement toutes ces conditions.

en + Ce qui distingue Mars de la Terre
www.lienmini.fr/24268-cplt3



Figure 2.25. Mercure. Cette image de la sonde *Messenger* révèle un astre criblé de cratères.

Crédit : NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/
 Carnegie Institution of Washington, PIA13840

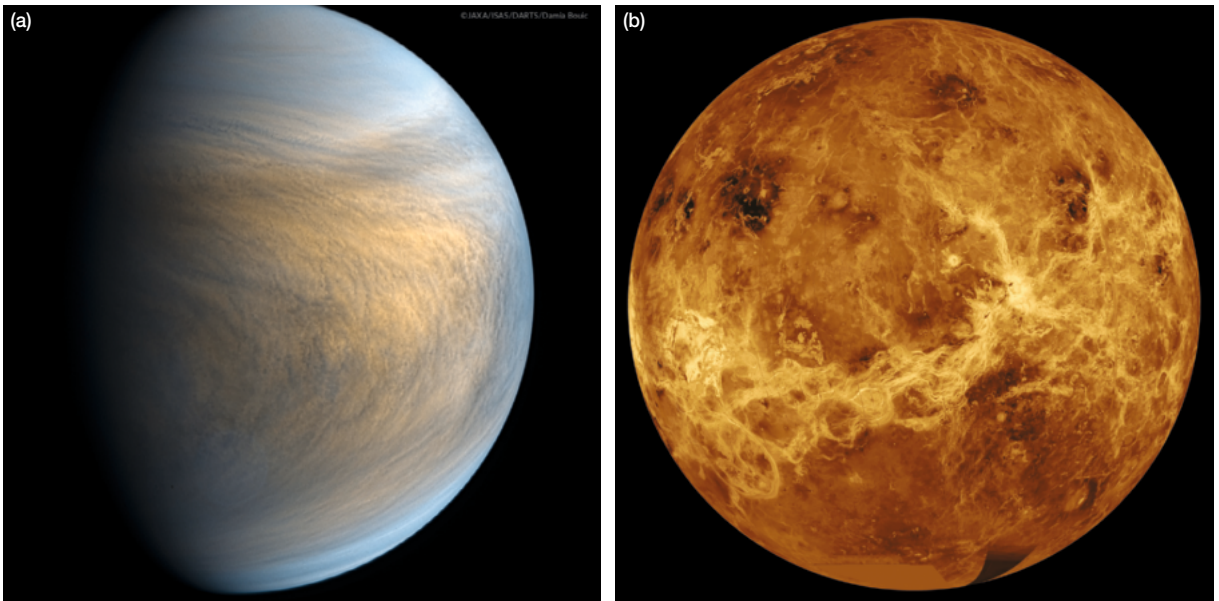


Figure 2.26. Vénus. La photographie (a) montre la planète couverte d'une épaisse couche de nuages. Ceux-ci présentent très peu de contraste en lumière visible, une situation qui change dans le domaine ultraviolet. Sur l'image (b), réalisée grâce aux observations du radar de la sonde *Magellan*, on peut voir la surface de Vénus. Les différences de couleurs correspondent à des différences dans les échos radars reçus par la sonde et la teinte générale correspond à celles observées par les atterrisseurs soviétiques *Venera*.

Crédit : JAXA/ISAS/DARTS/D. Bouic ; NASA/JPL, PIA00104

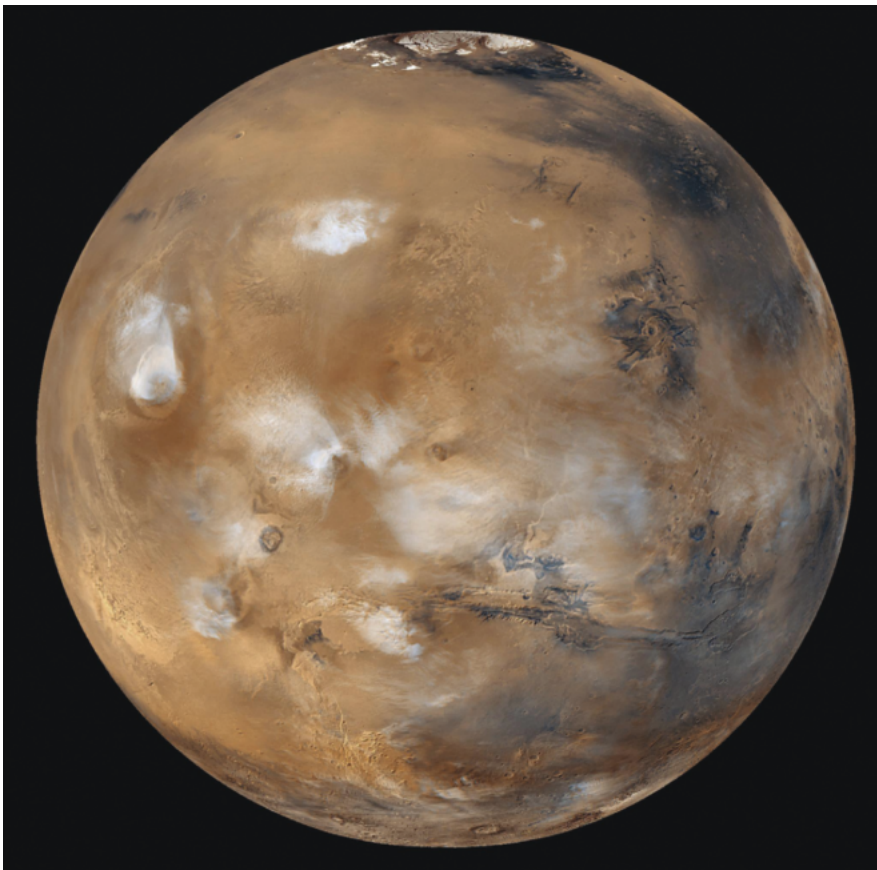


Figure 2.27. Mars. On reconnaît notamment la calotte polaire nord, le canyon de Valles Marineris (un peu en dessous du milieu, à droite) et la plaine sombre de Chryse Planitia (en haut à droite). Quelques nuages orographiques sont présents, notamment au niveau des plus hauts reliefs de la planète, tels Olympus Mons (à gauche) et les principaux volcans de la chaîne de Tharsis, Alba Mons (le plus au nord), et en dessous l'alignement de Ascraeus Mons, Pavonis Mons et Arsia Mons (de haut en bas, suivant un axe nord-est-sud-ouest).

Crédit : NASA/JPL/MSSS, PIA02653

5.4 LES PLANÈTES GÉANTES

Jupiter (fig. 2.28), Saturne (fig. 2.29), Uranus (fig. 2.30) et Neptune (fig. 2.31) sont les planètes géantes, ou planètes extérieures du système solaire. Elles sont, comme l'indiquent leurs qualificatifs, éloignées du Soleil, de grande taille (Jupiter et Saturne ont plus de 60 000 km de rayon), et aussi de faible densité (0,7 pour Saturne et un peu plus de 1 pour les autres). Ce sont d'immenses boules de gaz dont la densité, la pression et la température augmentent considérablement quand on s'enfonce à l'intérieur. Elles ne possèdent pas de surface solide, à l'exception d'un noyau rocheux bien plus petit que leur enveloppe gazeuse. La plus grosse d'entre elles, Jupiter, est mille fois moins massive que le Soleil mais trois cents fois plus massive que la Terre. Situées entre 750 millions et 4,5 milliards de kilomètres du Soleil, ces planètes mettent de 12 à 165 ans pour effectuer une révolution autour du Soleil et tournent sur elles-mêmes plutôt rapidement, en 10 heures pour Jupiter et Saturne, et en 17 heures pour Uranus et Neptune.

Les planètes géantes ont été formées loin du Soleil dans les parties froides de la nébuleuse primitive. Contrairement aux planètes telluriques, elles ont conservé tous les gaz

légers et toutes les glaces présentes initialement. Elles sont gazeuses : au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans leur atmosphère, la pression et la température augmentent mais on ne rencontre pas de croûte solide comme pour les planètes telluriques. On passe progressivement d'un état gazeux à un état de fluide supercritique (cf. chapitre 1, § 7.7.3, p. 69). Ce sont plutôt les satellites des planètes géantes qui pourraient être comparés, par leur taille et leur structure, aux planètes telluriques.

Nous ne voyons de ces planètes que la couche supérieure de leur atmosphère, qui présente une structure en bandes parallèles. Ces bandes sont souvent séparées par des zones très turbulentes. Du point de vue chimique, on a détecté dans l'atmosphère de ces planètes, outre du dihydrogène et de l'hélium largement majoritaires, de l'eau, du méthane, de l'ammoniac, du dioxyde de carbone, du sulfure d'hydrogène (H_2S), ainsi que divers autres composés en moindre abondance comme l'acétylène (C_2H_2) et la phosphine (PH_3). Comme sur Terre avec la vapeur d'eau, des phénomènes de condensation se produisent quand certains composés se refroidissent en haut de l'atmosphère, formant des nuages de couleurs variées et plus ou moins contrastées. Les planètes géantes se sont probablement formées à partir d'un noyau solide avant d'accréter du gaz. Elles ont donc des compositions proches de celle du Soleil, d'autant plus que l'accrétion a été efficace et donc que la planète est massive. Leur métallicité, déduite de l'abondance des espèces chimiques présentes sous forme de molécules hydrogénées dans l'atmosphère (eau pour l'oxygène, méthane pour le carbone, etc.), est ainsi estimée à 3 à 5 fois celle du Soleil pour Jupiter, une dizaine pour Saturne et plusieurs dizaines pour Uranus et Neptune. Les planètes géantes sont entourées d'anneaux et possèdent un système complet de satellites : plus de cent soixante-dix gravitent autour de ces planètes, la plupart ayant été découverts depuis 1979. Ces satellites sont des corps célestes à part entière, ils se distinguent par une grande diversité, ils possèdent chacun leur géologie propre et même quelquefois une météorologie unique. La figure 2.32 présente leur taille relative.



Figure 2.28. Jupiter. 320 fois plus massive que la Terre, cette planète possède une atmosphère très active qui exhibe sans cesse une grande variété de phénomènes météorologiques.

Crédit : NASA/JPL/Space Science Institute, PIA04866

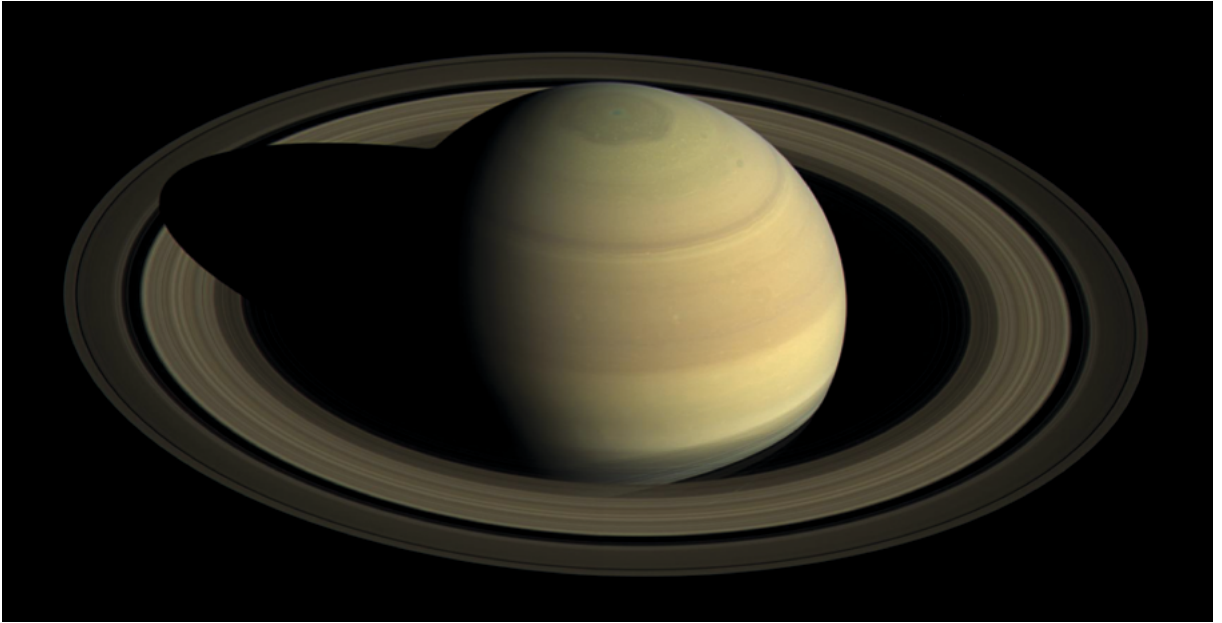


Figure 2.29. Saturne. Presque aussi grande que Jupiter (voire plus grande si on considère l'extension de ses anneaux), Saturne est nettement moins dense et donc moins massive. Ses nuages offrent une moins grande variété de couleurs, mais ses spectaculaires anneaux lui confèrent un relief unique dans le système solaire.

Crédit : NASA/JPL-Caltech/Space Science Institute, PIA21046

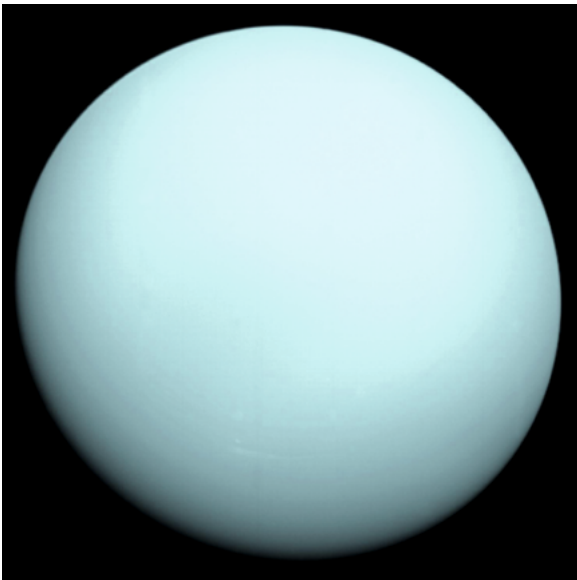


Figure 2.30. Uranus. Survolée en janvier 1986 par la sonde *Voyager 2*, cette planète a un axe de rotation dans le plan de son orbite. Sa couleur bleue est due à la présence de méthane, qui absorbe la lumière rouge. Le peu de composés différents de son atmosphère lui confère cet aspect très uniforme dans les longueurs d'onde visibles.

Crédit : NASA/JPL-Caltech, PIA18182

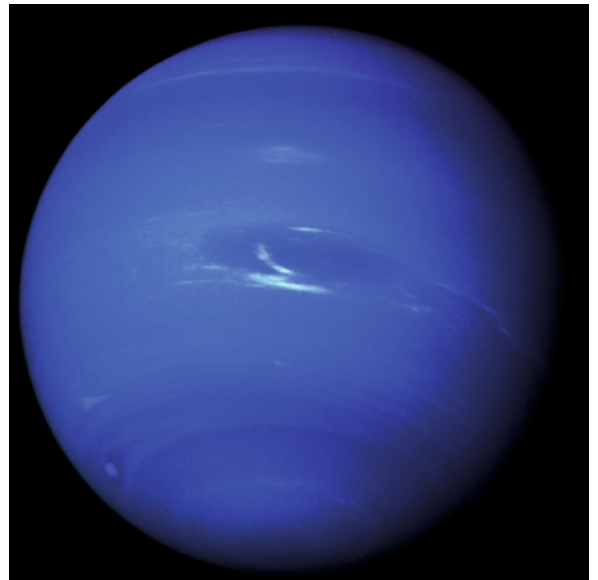


Figure 2.31. Neptune. Survolée en août 1989 par la sonde *Voyager 2*, cette planète est le siège d'une météorologie active. On distingue sur cette photographie un anticyclone de la taille de la Terre appelé la Grande Tache sombre, par analogie avec son alter ego jovien rouge. En bas à gauche, se trouve un autre anticyclone surnommé l'Œil du Sorcier et au-dessus une tache claire surnommée «le Scooter» parce qu'elle passe son temps à changer de file et à doubler tout le monde. Ces trois formations ont eu une durée de vie de plus de six mois pendant l'approche de la sonde mais n'étaient plus visibles cinq ans plus tard quand le télescope spatial *Hubble* tenta de les observer.

Crédit : NASA/JPL, PIA01492

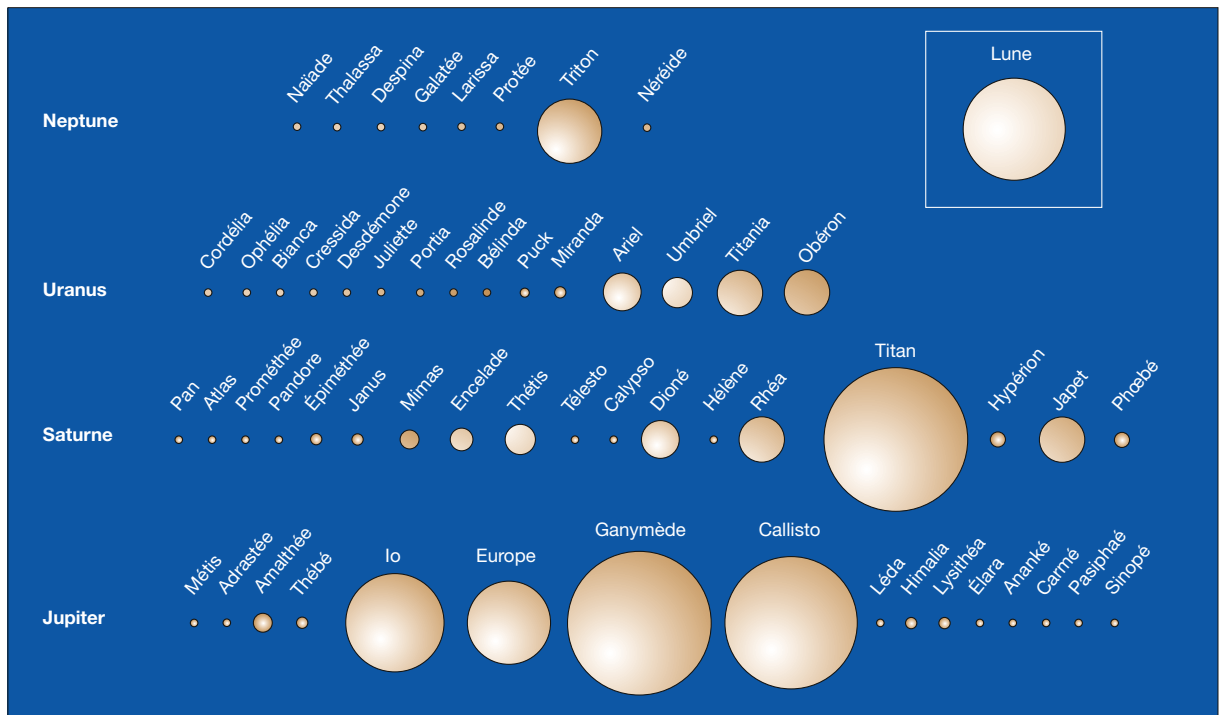


Figure 2.32. Tailles relatives des satellites des planètes géantes. Les satellites principaux sont indiqués par ordre croissant de distance à leur planète.

Du point de vue dynamique, on observe des cyclones, des anticyclones et des vents violents qui parcourent l'atmosphère de ces planètes. Les plus violents de ces vents soufflent à l'équateur de Saturne et sur Neptune. Les atmosphères de Jupiter et de Saturne tournent plus vite à l'équateur que dans les zones de latitude plus élevée. C'est l'inverse qui se produit dans le cas d'Uranus et de Neptune. Une des manifestations spectaculaires de ces processus est la Grande Tache rouge de Jupiter observée depuis deux siècles : on sait maintenant que c'est un immense anticyclone³. De nombreuses autres taches semblables ont été observées sur Saturne et sur Neptune. Enfin, de spectaculaires aurores polaires, des éclairs et des phénomènes lumineux illuminent les nuits de ces planètes.

Jupiter, Saturne et Neptune rayonnent plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent du Soleil, mais pour des raisons différentes (nous en reparlerons au chapitre 3, § 6.5, p. 228). En revanche, Uranus ne semble pas rayonner plus de 1,06 fois l'énergie reçue du Soleil. Cette caractéristique est très différente de Neptune qui rayonne près de 2,5 fois l'énergie reçue du Soleil. Elle pourrait éventuellement être liée à l'autre particularité majeure de cette planète : son obliquité, quasi-

ment égale à 90°, dont l'explication la plus plausible est celle d'un impact rasant géant l'ayant complètement fait basculer sur son axe et ayant suffisamment altéré sa structure interne pour qu'elle ait atteint un état d'équilibre bien plus rapidement que sa consœur Neptune.

6 Les satellites et anneaux planétaires

En 1970, on ne connaissait que trente-deux satellites naturels dans le système solaire. Grâce à l'exploration spatiale, on en connaît désormais plus de 240 autour des huit planètes et des petits corps. Ils sont tous très petits par rapport à la planète autour de laquelle ils gravitent, à l'exception notable de la Lune et de Charon. Les couples Terre-Lune et Pluton-Charon ressemblent plutôt à des planètes doubles. La grande majorité des satellites se déplacent dans le plan équatorial de leur planète.

Les planètes telluriques possèdent très peu de satellites naturels, à l'inverse des planètes géantes. Pour ces dernières, on distribue le plus souvent les satellites en trois classes : les satellites internes, situés proches de ou dans les anneaux, les satellites principaux, et les satellites extérieurs ou irréguliers, situés à bien plus grande distance et aux orbites souvent inclinées, excentriques et parfois rétrogrades, autant de signes d'une origine différente des autres satellites (cf. chapitre 3, § 4.9, p. 218).

3. En effet, les vents tournent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de la Grande Tache rouge, alors qu'elle est située dans l'hémisphère sud de la planète, où les courants sont déviés sur leur gauche par l'effet Coriolis (cf. chapitre 1, § 3.1.1). C'est donc qu'ils s'éloignent du centre de l'anticyclone avant d'être déviés sur leur gauche.

Le tableau 2.5 en page suivante donne les caractéristiques physiques et orbitales de certains satellites (plusieurs dizaines de petits satellites des planètes géantes ont été omis).

Jusqu'à la fin des années 1970, les satellites n'étaient, à l'exception de la Lune, que de pâles points de lumière. Grâce aux sondes *Voyager*, *Galileo* et *Cassini*, ils ont révélé en moins de trente ans une variété inattendue de phénomènes. Alors que l'on s'attendait à trouver des corps plus ou moins cratérisés et relativement semblables à la Lune, on a eu la

grande surprise de constater qu'ils étaient tous très différents. Leur diamètre varie de plus de 5 000 km à moins de 10 km et leur densité de 3,53 pour Io à 0,57 pour Hypérion. Plusieurs présentent des caractéristiques étonnantes : Io, Titan, Hypérion, Japet, Encelade et Triton.

Les petits satellites qui ont moins de 400 km de dimension ont tous des formes irrégulières. Deux satellites, Titan et Triton, ont une atmosphère de diazote, celle de Titan étant même d'épaisseur et de densité comparables à celles de la Terre (fig. 2.39). Io est couvert de volcans en activité (cf. figure 3.42, p. 238). Triton possède à sa surface des geysers actifs (fig. 2.33). Callisto (cf. figure 3.58 b, p. 247), bombardé depuis 4,5 milliards d'années sans que sa surface ait été remodelée par des processus géologiques, est saturé de cratères à sa surface. Par contre, Ganymède (fig. 2.34) a une surface couverte de failles, plissements de terrain, montagnes, vallées et de multiples autres formations géologiques. Europe, quant à lui, est présenté comme la plus belle « boule de billard » du système solaire. Il est entièrement recouvert de glace et ne montre que très peu de relief (fig. 2.35). Hypérion (fig. 2.36), qui a une forme très irrégulière, est animé d'un mouvement chaotique, sa période de rotation varie sans cesse et son axe de rotation pointe

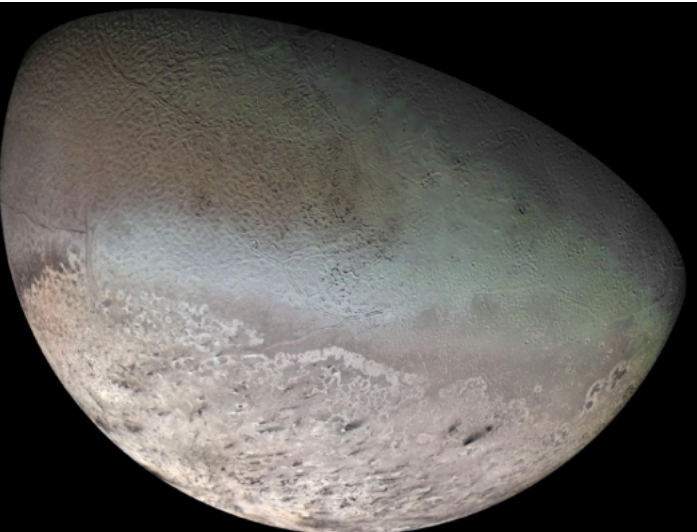


Figure 2.33. Triton, satellite de Neptune. Triton possède une atmosphère très ténue de diazote. Des geysers sont en activité dans l'hémisphère sud et des traces de cryovolcanisme sont visibles à sa surface.

Crédit : NASA/JPL/USGS, PIA00317



Figure 2.34. Ganymède, satellite de Jupiter. La surface de ce corps présente des terrains anciens assez cratérisés et des terrains plus jeunes de couleur plus claire qui montrent les traces d'une activité géologique récente.

Crédit : NASA/JPL-CalTech/SwRI/MSSS/Kevin M. Gill



Figure 2.35. Europe, satellite de Jupiter. Extrêmement lisse et quasiment vierge de cratères, la surface d'Europe se caractérise par des structures rectilignes ou légèrement courbées de couleur marron.

Crédit : NASA/JPL-CalTech/SwRI/MSSS/Jason Perry

Nom	Diamètre ou dimensions (en km)	Masse (en 10^{20} kg)	Densité	Demi-grand axe (en 10^3 km)	Période de révolution sidérale (en jours)	Excentricité	Inclinaison (en °)	Année de découverte
Terre								
Lune	3477	734,9	3,34	384,4	27,322 S	0,055	5,145	Préhistoire
Mars								
Phobos	26 × 23 × 18	$1,08 \times 10^{-4}$	1,90	9,377	0,318 S	0,0151	1,082	1877
Déimos	15 × 12 × 10	$1,80 \times 10^{-5}$	1,76	23,463	1,263 S	0,0003	1,791	1877
Jupiter								
Métis	60 × 40 × 34	?	?	127,96	0,294 S	< 0,004	~ 0	1979
Adrastée	20 × 16 × 14	?	?	128,98	0,298 S	~ 0	~ 0	1979
Amalthée	250 × 146 × 128	$2,0 \times 10^{-2}$	~ 0,9	181,3	0,498 S	0,003	0,40	1892
Thébée	116 × 98 × 84	?	?	221,9	0,675 S	0,015	0,8	1979
Io	3642	893,3	3,53	421,769	1,769 S	0,004	0,036	1610
Europe	3130	479,7	2,99	671,079	3,552 S	0,010	0,464	1610
Ganymède	5268	1482,0	1,94	1070,043	7,155 S	0,001	0,186	1610
Callisto	4806	1076,0	1,85	1883	16,689 S	0,007	0,287	1610
Saturne								
Pan	34 × 31 × 21	$4,9 \times 10^{-5}$	0,42	133,58	0,575	0,000	0,000	1990
Daphnis	9	$7,7 \times 10^{-7}$	0,34	135,50	0,594	0,000	0,004	2005
Atlas	41 × 35 × 19	$6,6 \times 10^{-5}$	0,46	137,63	0,602	0,001	0,003	1980
Prométhée	136 × 79 × 59	$1,59 \times 10^{-3}$	0,48	139,35	0,613	0,002	0,0	1980
Pandore	104 × 81 × 64	$1,37 \times 10^{-3}$	0,49	141,72	0,629	0,004	0,050	1980
Épiméthée	130 × 114 × 106	$5,23 \times 10^{-3}$	0,64	151,41 V	0,694	0,009	0,3	1980
Janus	203 × 185 × 153	$1,90 \times 10^{-2}$	0,63	151,46 V	0,694	0,007	0,163	1966
Égéon	~ 2	?	?	167,49	0,8081	0,000	0,001	2008
Mimas	398	0,375	1,15	185,5	0,942 S	0,020	1,572	1789
Méthone	3	?	?	194,44	1,01	0,0001	0,003–0,02 V	2004
Anthée	2	?	?	197,70	1,04	0,0011	0,1	2007
Pallène	6 × 6 × 4	?	?	211	1,14	0,002–0,006 V	0,181	2004
Encelade	505	1,08	1,61	238,0 S	1,370 S	0,005	0,009	1789
Téthys	1073	6,17	0,96	294,7 S	1,888 S	0,000	1,091	1684
Télesto	33 × 23 × 20	$7,2 \times 10^{-4}$	1,0	294,7 (L_2)	1,888	0,000	1,180	1980
Calypso	30 × 23 × 14	$3,6 \times 10^{-4}$	1,0	294,7 (L_2)	1,888	0,001	1,499	1980
Dioné	1125	10,96	1,47	377,4	2,737 S	0,002	0,028	1684
Hélène	43 × 38 × 26	$2,55 \times 10^{-4}$	1,5	377,4 (L_2)	2,737	0,007	0,213	1980
Pollux	3 × 2 × 2	?	?	377,4 (L_2)	2,737	0,019	0,177	2004
Rhée	1529	23,1	1,23	527,1	4,518 S	0,001	0,331	1672
Titan	5151	1345,6	1,88	1221,9	15,945 S	0,029	0,28	1655
Hypérion	360 × 266 × 205	0,108	0,57	1500,1	21,277 C	0,027	0,630	1848
Japet	1439	18,06	1,09	3560,8	79,33 S	0,028	7,489	1671
Phœbé	213,2	0,0829	1,63	12948	550,31 R	0,163	175,986	1898
Uranus								
Puck	154	$2,9 \times 10^{-2}$?	1,3 ?	86,01	0,762	0,000	0,319	1985
Miranda	472	0,65	1,20	129,39	1,413 S	0,001	4,232	1948
Ariel	1158	13,5	1,59	191,02	2,520 S	0,001	0,260	1851
Umbriel	1169	11,7	1,39	266,30	4,144 S	0,004	0,205	1851
Titania	1577	35,2	1,71	435,91	8,706 S	0,001	0,340	1787
Obéron	1523	30,1	1,63	583,52	13,463 S	0,001	0,058	1787
Neptune								
Naiade	96 /	$1,9 \times 10^{-4}$?	1,3 ?	48,22	0,294	0,000	4,691	1989
Thalassa	108 /	$3,5 \times 10^{-4}$?	1,3 ?	50,07	0,311	0,000	0,135	1989
Despina	150 /	$2,1 \times 10^{-3}$?	1,3 ?	52,53	0,335	0,000	0,068	1989
Galatée	204 /	$3,7 \times 10^{-3}$?	1,3 ?	61,95	0,429	0,000	0,034	1989
Larissa	216 /	$4,9 \times 10^{-3}$?	1,3 ?	73,55	0,555	0,001	0,205	1989
Protée	436 × 416 × 402	$5,0 \times 10^{-2}$?	1,3 ?	117,65	1,122 S	0,000	0,075	1989
Triton	2705	214	2,06	354,76	5,877 RS	0,000	156,83	1846
Néréide	340 /	$2,7 \times 10^{-2}$?	1,3 ?	5514	360,136	0,751	27,4	1949
Pluton								
Charon	1210	15,3	1,65	19,596	6,387 S	0,000	0,080	1978
Styx	16 × 9 × 8	$\sim 10^{-5}$?	?	42,393	20,16 C	0,006	0,809	2012
Nix	53 × 41 × 36	$\sim 4,0 \times 10^{-4}$?	?	48,671	24,85 C	0,000	0,000	2005
Kerberos	19 × 10 × 9	$\sim 10^{-5}$?	?	57,729	32,17	0,003	0,389	2011
Hydra	65 × 45 × 25	$\sim 4,5 \times 10^{-4}$?	?	64,738	38,20 C	0,006	0,304	2005
(136108) Hauméa								
Namaka	85 ?	$\sim 2 \times 10^{-2}$?	1 ?	25,6	18,28	0,25 V	113	2005
Hi'iaka	160 ?	$\sim 2 \times 10^{-1}$?	1 ?	49,9	49,12	0,05	126	2005
(136472) Makémaké								
S/2015 (136472) 1	88 ?	?	?	21–300 ?	12–660 ?	?	?	2015
(136199) Éris								
Dysnomia	350 ± 60	~ 1 ?	?	37,350	15,774	< 0,013	142	2005

Tableau 2.5. Caractéristiques physiques et orbitales des satellites des planètes et planètes naines (liste non exhaustive). *I*: forme mal connue, probablement irrégulière; *R*: orbite rétrograde; *S*: rotation synchrone; *C*: rotation chaotique non synchronisée sur la période de révolution; *V*: variable au cours du temps en raison de perturbations exercées par des satellites plus gros. *L*₁: situé à un point de Lagrange du satellite plus massif situé à même distance de la planète. Pour les satellites de dimension inférieure ou égale à 400 km, il n'y a plus sphéricité et on a indiqué leur plus grande dimension. Les satellites sont classés par distance croissante à la planète. La densité des petits satellites est incertaine du fait de leur forme irrégulière rendant difficile l'estimation de leur volume exact. La majeure partie des satellites irréguliers ne sont pas indiqués. Mis à part Triton, la masse des satellites de Neptune est inconnue, et estimée à partir d'une possible densité de 1,3.

Source : JPL, <https://ssd.jpl.nasa.gov/horizons.cgi>; P.C. Thomas (2010)

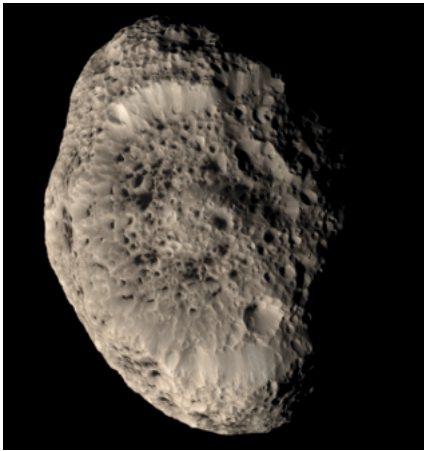
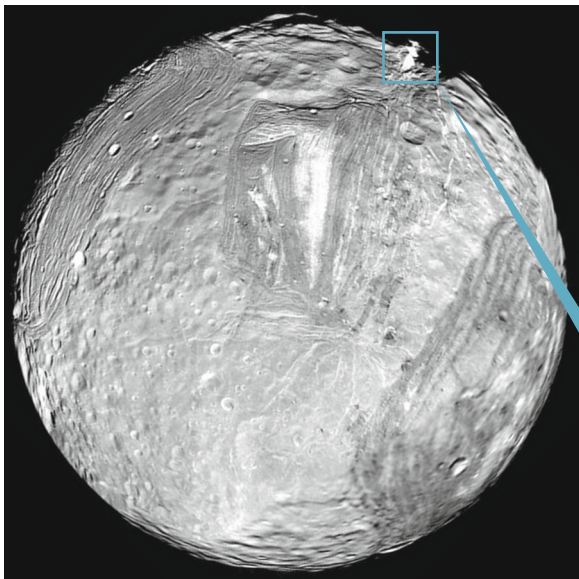


Figure 2.36. Hypérior, satellite de Saturne. Ce corps de 250 km a un mouvement de rotation chaotique, une forme irrégulière et des cratères uniques dans le système solaire.

Crédit : NASA/JPL/Space Science Institute, PIA07761 & G. Ugarkovic, Wikimedia Commons



sans arrêt dans des directions différentes (mouvement à la Poincaré, cf. fiche 3, §3, lien en p.94). Encelade et ses geysers (fig.2.37), Miranda et ses failles (fig.2.38), sont de petits satellites d'environ 500 km de diamètre. Ils sont tous deux le siège d'une activité géologique à leur surface dont l'origine est difficile à comprendre eu égard à leur petite taille. Japet possède une face très brillante et une face très sombre. Plus généralement, beaucoup de satellites sont dissymétriques (on parle de dichotomie crustale), à commencer par la Lune dont la face située de l'autre côté de la Terre est beaucoup plus cratérisée que la face tournée vers nous (fig.2.40).

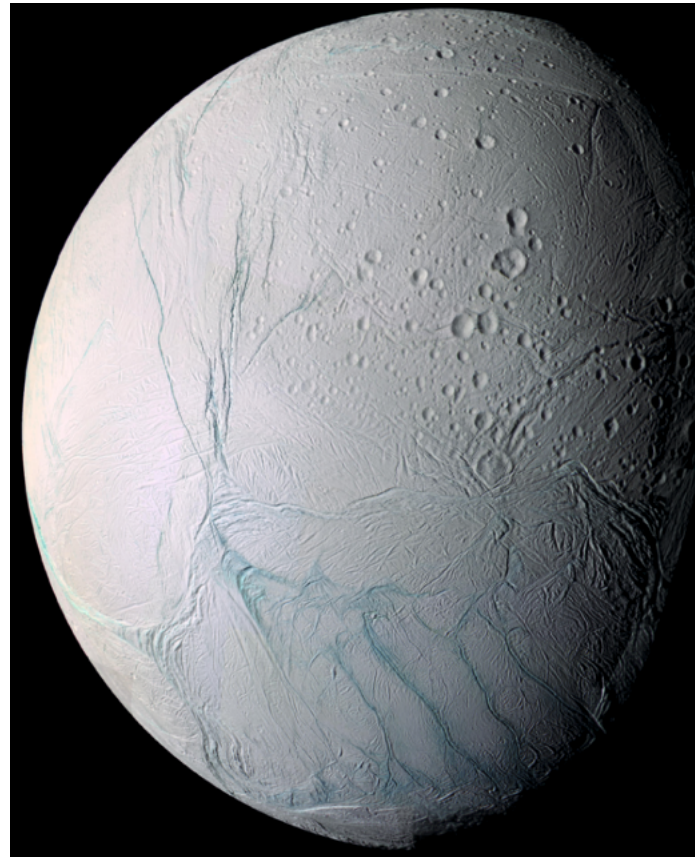


Figure 2.37. Encelade, satellite de Saturne. Ce petit corps est très actif. Une activité volcanique se manifeste de nos jours dans l'hémisphère sud, au niveau des zones bleutées (image en fausses couleurs).

Crédit : NASA/JPL/Space Science Institute, PIA06254

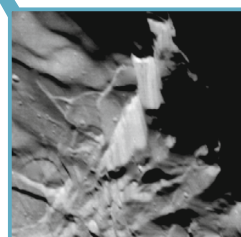


Figure 2.38. Miranda, satellite d'Uranus. Sa surface semble résulter du collage de plusieurs blocs distincts. On peut voir sur le zoom ci-contre une falaise de plus de 20 km de haut.

Crédit : NASA/JPL-Caltech, PIA18185, PIA00044

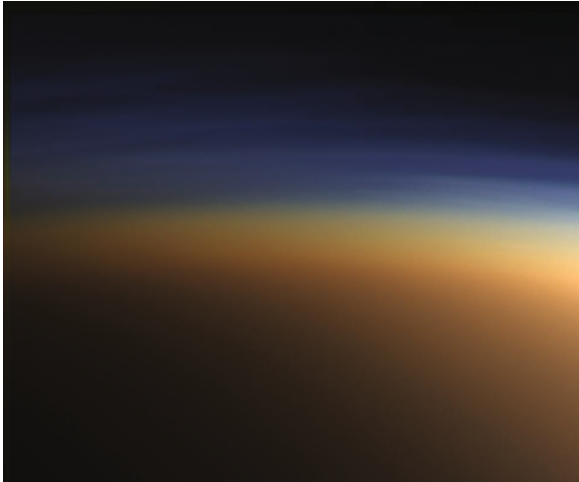
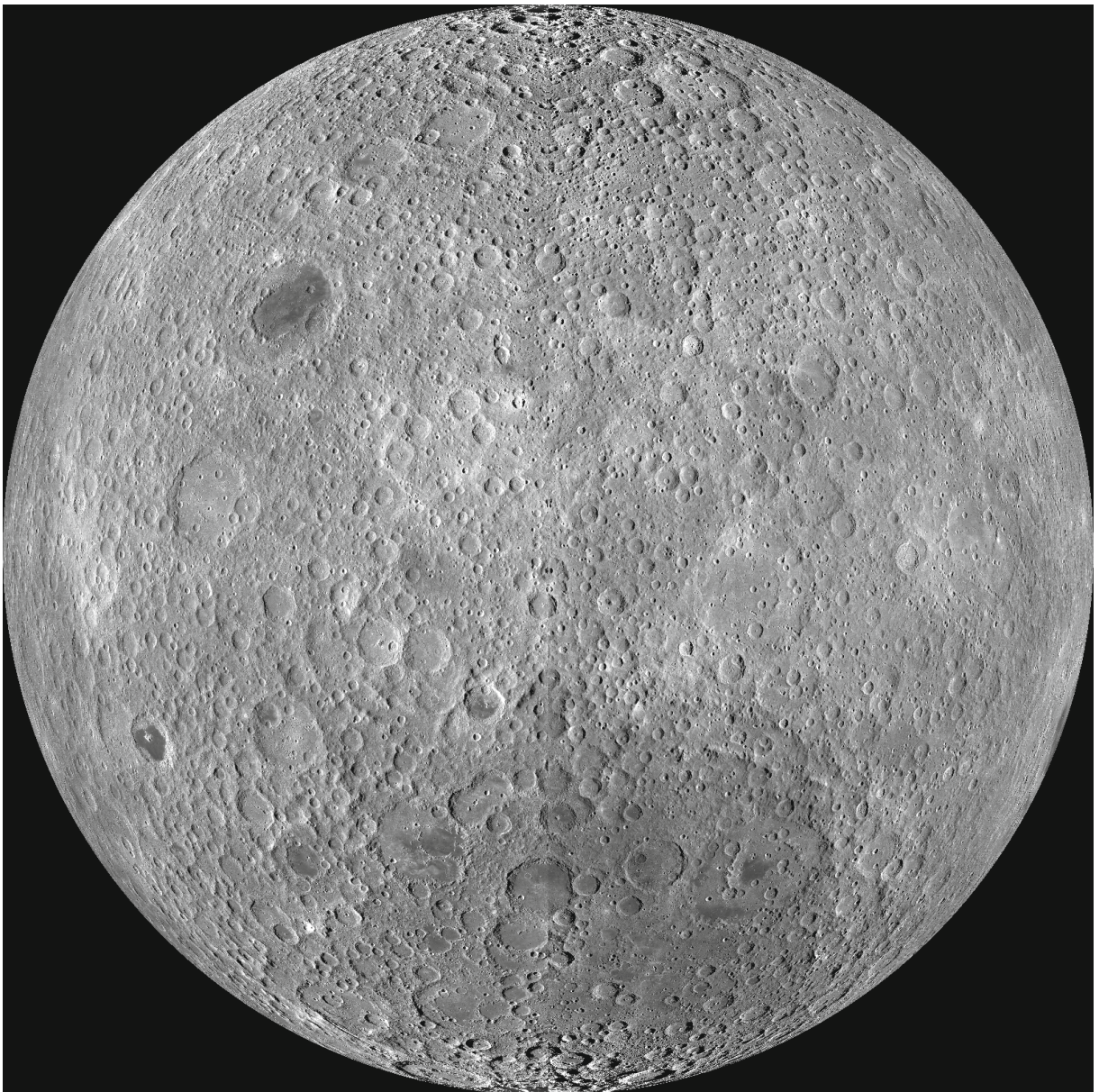


Figure 2.39. La haute atmosphère de Titan en couleurs naturelles. Cette image a été prise par la sonde *Cassini* le 31 mars 2005 alors qu'elle était à 9500 km de Titan. À haute altitude, les molécules de méthane sont cassées par le rayonnement ultraviolet du Soleil. Les sous-produits se combinent pour former des composés tels que l'éthane ou l'acétylène. La brume diffuse mieux la lumière bleue et ultraviolette que la lumière rouge. C'est donc aux courtes longueurs d'onde que l'on observe la dynamique de l'atmosphère.

Crédit : NASA/JPL/Space Science Institute, PIA06236

Figure 2.40. La face cachée de la Lune. Photographiée ici par la sonde *Lunar Reconnaissance Orbiter*, elle est fortement cratérisée et très différente de la face visible. Comme pratiquement tous les satellites du système solaire, la Lune présente une forte dissymétrie entre deux hémisphères (génériquement appelée dichotomie crustale). L'image ici a été composée à partir de plusieurs clichés pris en incidence oblique afin de mieux faire ressortir les reliefs des cratères, au prix d'une légère discontinuité au niveau du méridien central.

Crédit : NASA/GSFC/Arizona State University



EXERCICES

(SOLUTIONS p.1047)

1. *Ensoleillement et ellipticité*

Calculez en quoi la variation d'excentricité de l'orbite terrestre affecte directement son ensoleillement annuel. On utilisera avec profit la deuxième loi de Kepler.

2. *Pression des planètes telluriques*

En supposant que les planètes sont en équilibre hydrostatique et que la pression à leur surface est nulle, estimez leur pression centrale. Trouvez une valeur approximative des pressions centrales de Mercure, de Vénus, de Mars et de la Terre, et comparez-les.

3. *Température de surface d'une planète*

On veut estimer la température effective de la Terre, c'est-à-dire la température qu'aurait la Terre, considérée comme un corps noir et sans atmosphère, pour laquelle il y a équilibre entre l'énergie d'origine thermique émise et l'énergie solaire absorbée. La Terre renvoie dans l'espace 30 % de cette énergie solaire (albédo de 0,3). On rappelle qu'un corps noir émet par unité de surface une puissance égale à σT^4 . La température réelle étant de 288 K, estimez la variation de température due à l'effet de serre.

4. *Source d'énergie des planètes géantes*

Jupiter absorbe 55 % de la lumière solaire incidente, alors que la Terre en absorbe 70 %. Si Jupiter n'avait pas de source de chaleur interne, quelle devrait être la température effective de la couche supérieure de l'atmosphère de Jupiter? En fait, la valeur observée est de 134 K. En déduire le rapport entre l'énergie interne de Jupiter et l'énergie reçue du Soleil. En quoi ce résultat permet-il de contraindre les propriétés d'une éventuelle neuvième planète dans le système solaire?

5. *Des montagnes de hauteur limitée*

Comment estimer grossièrement la hauteur maximale d'une montagne sur une planète comme la Terre? En déduire la dimension des objets astronomiques à partir de laquelle ceux-ci adoptent une forme sphérique.

6. *Satellites et collisions*

Les satellites internes d'une planète sont-ils plus ou moins vulnérables aux collisions que les satellites extérieurs? Pourquoi? Pourquoi les petits satellites sont-ils plus facilement brisés après un impact?

7. *Estimer la rotation des planètes géantes*

Sachant que la vitesse de rotation de l'atmosphère des planètes géantes varie avec la latitude, comment peuvent être établies les périodes de rotation de ces planètes?

Données numériques

Rayon du Soleil: $R_{\odot} = 696\,000$ km.

Masses et distances des planètes: cf. tableaux 2.3 et 2.4, p. 117.

Chaleur de fusion typique d'un solide terrestre (quartz): $Q = 250$ J·g⁻¹.

Masse volumique typique d'une planète tellurique: environ 4 g·cm⁻³.

Accélération de la pesanteur à la surface de la Terre: $g = 9,81$ m·s⁻².

Luminosité du Soleil: $L_{\odot} \simeq 4 \times 10^{26}$ W.

Fiche 4 DÉFINITION D'UNE PLANÈTE

1 Contexte

Le mot planète a été défini le 24 août 2006, à Prague, lors de la XXVI^e assemblée générale de l'Union Astronomique Internationale (UAI). L'UAI rassemble tous les astronomes professionnels du monde entier et compte environ 10 000 membres. Elle se réunit tous les trois ans pour échanger des informations scientifiques, faire le point sur toutes les questions qui concernent l'astronomie, donner des noms aux nouveaux territoires découverts et adopter des résolutions préparées au cours des années précédant l'assemblée.

Pourquoi s'est posée la question de la définition du mot « planète » ? Tout est venu de la mesure précise de la masse de Pluton en 1978 et de la découverte de (136199) Éris, plus massif que Pluton, en 2003. Lors de sa découverte par Clyde Tombaugh en 1930, la masse de Pluton avait été totalement surestimée. Alors qu'on le croyait plus gros que la Terre, Pluton est en fait six fois plus petit en taille et près de 500 fois moins massif. Il est amusant de constater que, si on extrapole la valeur estimée de la masse de Pluton entre 1930 et 1978, on trouve une masse nulle en 2006. Cette erreur initiale avait engendré une certaine confusion dans les livres, certains parlant des neuf planètes du système solaire et d'autres de huit. Si Pluton devait être considéré comme une planète, alors Éris méritait le même qualificatif et, avec la succession de découvertes de petits corps au-delà de Neptune, il semblait plausible que le système solaire s'enrichisse de dizaines de nouvelles planètes dans quelques années. La nomenclature n'étant pas la même pour une planète ou pour un astéroïde, il était nécessaire de clarifier la situation. Il est à noter que les astronomes n'ont pas manqué d'humour en donnant au nouveau corps, par qui le problème est arrivé, le nom d'Éris, déesse de la discorde dans l'Antiquité, et qu'ils ont enfoncé le clou en choisissant de baptiser le satellite d'Éris, découvert en 2005, du nom de... Dysnomia, déesse de l'anarchie.

La démarche des astronomes a été exemplaire. Depuis 2003, les différents comités de l'UAI ont été réunis et tous les astronomes ont eu l'occasion d'exposer leurs points de vue sans qu'une solution claire n'émerge avant la fin du mois de juin 2006. Certains souhaitaient définir une planète à partir de sa masse ou de sa taille, d'autres à partir de sa trajectoire, d'autres encore à partir de sa formation, d'autres enfin faisaient intervenir la tradition. En fait, les opinions ont évolué au cours des siècles en fonction des avancées scientifiques. Pendant plus de 2 000 ans, le Soleil et la Lune ont été considérés comme des planètes alors que la Terre n'en était pas une. Pendant près de 50 ans, (1) Cérès, (2) Pallas, (3) Junon ou (4) Vesta avaient le qualificatif de planète avant qu'il ne leur fût retiré suite à la découverte des

onze astéroïdes suivants entre 1845 et 1851. L'évolution des connaissances impose de faire évoluer le vocabulaire, ce qui fut le cas pour ces objets rebaptisés astéroïdes. Mis à part en mathématiques, où une démonstration qui était valable pour Euclide le restera encore vingt ou trente siècles plus tard, un texte scientifique n'est pas écrit pour 2 000 ans : il aura été critiqué, amendé, amélioré bien avant.

En juin 2006, l'UAI a mis en place un comité de six personnes¹ chargées de trouver une solution acceptable par tout le monde. Une nouvelle résolution a été adoptée par ce comité à Paris le 1^{er} juillet 2006 et présentée à la communauté astronomique le 14 août à Prague. Pendant dix jours, toutes les opinions ont été confrontées. Le texte final, voté à une quasi-unanimité, est très proche du texte proposé.

Les limites entre les huit planètes historiques, découvertes avant 1900, qui ont une masse suffisante pour avoir « fait le ménage » autour d'elles, les planètes naines, qui sont assez grosses pour avoir atteint une forme quasi sphérique, et les petits corps irréguliers sont objectives et très bien définies. Le mot « naine » est courant en astronomie et s'applique aussi bien aux galaxies qu'aux étoiles. Il n'est en rien péjoratif. Au contraire, Pluton n'a pas été rétrogradé, mais promu : au lieu d'être la neuvième planète, il est devenu le premier représentant d'une nouvelle catégorie.

Il reste maintenant à élargir la définition aux planètes extrasolaires dont la plus grande diversité pourra éventuellement amener à aménager la définition initiale.

À propos des planètes, il est important de noter que les astronomes sont unanimes sur trois points :

1. Ces astres sont passionnants et doivent être intensivement étudiés.
2. L'étude des planètes est un excellent moyen de mieux connaître la Terre en la comparant à ces corps.
3. Les planètes n'ont strictement aucune influence sur le caractère ou le futur d'un individu.

2 La définition

Les corps du système solaire sont répartis en trois catégories distinctes :

1. Une planète est un corps céleste qui :
 - (a) est en orbite autour du Soleil ;
 - (b) a une masse suffisante pour que son attraction propre l'emporte sur ses forces de cohésion interne de telle manière qu'il soit en équilibre hydrostatique ;
 - (c) a « nettoyé » le voisinage de son orbite.

1. Trois Américains : Owen Gingerich, Dava Sobel et Richard Binzel, un Anglais : Iwan Williams, un Japonais : Junichi Watanabe et un Français : André Brahic.

2. Une planète naine est un corps céleste qui remplit les conditions (a) et (b) ci-dessus, mais qui ne remplit pas la condition (c), et qui n'est pas un satellite.
3. Tous les autres corps en orbite autour du Soleil sont appelés «petits corps du système solaire».

Le point (b) implique que le corps doit être pratiquement sphérique ou légèrement aplati s'il a une vitesse de rotation rapide. Le point (c) signifie qu'un corps passant au voisinage de la planète est soit capturé, soit chassé, soit placé en résonance, et qu'il n'existe aucun autre corps semblable se déplaçant sur une orbite voisine.

D'après la définition ci-dessus, le système solaire comporte huit planètes connues : Mercure, Vénus, Mars, la Terre, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune. Pluton est une planète naine et peut être considéré comme le prototype d'une nouvelle catégorie d'objets transneptuniens. Nous connaissons pour l'instant cinq planètes naines : (1) Cérès, Pluton, (136199) Éris, (136108) Hauméa et (136472) Makémaké (fig. F4.1), mais la liste n'est pas définitive, et à mesure qu'un nombre croissant d'objets transneptuniens voit ses paramètres physiques déterminés, le nombre

de candidats au statut de planète naine augmente. Des objets tels (50000) Quaoar, (90377) Sedna ou (90482) Orcus, dotés d'un diamètre de plus de 900 km, ont ainsi de fortes chances de se voir promus au rang de planète naine. Hormis (1) Cérès, déjà catégorisé, les plus gros astéroïdes connus, soit (4) Vesta, (2) Pallas et (10) Hygie, sont suffisamment gros (diamètre supérieur à 400 km) pour être susceptibles d'avoir été différenciés, mais il n'est pas clair que ce soit encore le cas, des impacts ultérieurs les ayant éventuellement déformés sans que leur champ de gravité propre et leur chaleur résiduelle leur aient par la suite permis de se réajuster.

Enfin, la définition de petits corps du système solaire est telle qu'elle inclut la majorité des astéroïdes et des objets transneptuniens, les comètes et les autres petits corps.

Deux ans après cette résolution, l'UAI a également défini le terme de plutoïde comme étant une planète naine située au-delà de l'orbite de Neptune, ce qui correspond à toutes les planètes naines connues à l'exception de (1) Cérès, et à la majorité des candidats au statut de planète naine.

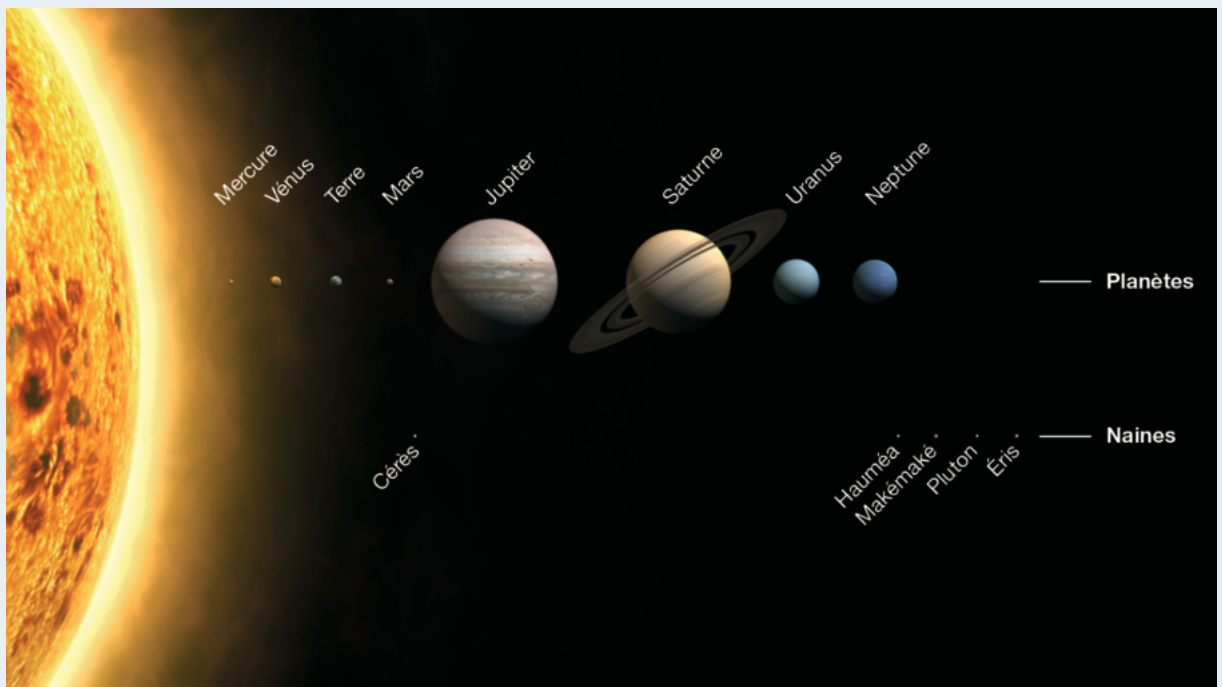


Figure F4.1. Le nouveau système solaire. Les tailles relatives des planètes et du Soleil ont été représentées ici et l'échelle des distances n'a évidemment pas été respectée. Quelques astéroïdes et plusieurs objets transneptuniens pourraient rejoindre cette catégorie dans les années à venir.

Crédit : UAI/M. Kormmesser

La Terre et ses climats : la dynamique des enveloppes fluides

Avant-propos

D'où viennent les nuages ? Pourquoi y a-t-il du vent ? Comment se forment les cyclones ? Pourquoi y a-t-il des déserts et des zones humides sur Terre ?

Voici autant de questions que tout un chacun s'est probablement déjà posées et auxquelles cette partie se propose de répondre.

Au-delà de la simple curiosité et d'un aspect fondamental associé à la compréhension de ces mécanismes, la recherche des réponses à ces questions constitue un enjeu majeur actuellement. Cela permet par exemple de développer et d'améliorer la prévision météorologique qui conditionne de nombreux aspects de la vie courante. Ensuite, la majeure partie des catastrophes naturelles (inondations, sécheresses mettant en danger la production agricole, tempêtes, cyclones, etc.) est liée à ces phénomènes climatiques (le reste étant lié aux phénomènes internes comme le volcanisme ou les séismes). Par exemple, aux États-Unis en 2017, les trois cyclones Harvey, Irma et Maria ont été responsables de 265 milliards de dollars de dommages sur un total de 306 milliards de dollars générés par les catastrophes naturelles. On comprend donc facilement l'enjeu de la compréhension et de la prévision de ces phénomènes pour minimiser les risques qu'ils constituent pour les populations.

À plus long terme, les médias nous parlent de changement climatique d'origine anthropique. Même si nous sommes inondés d'un flot d'informations sur ce sujet médiatisé, nous oublions souvent les fondements scientifiques de ce phénomène et nous retenons davantage les affirmations péremptoires que les faits et arguments sur lesquels elles sont censées reposer. Cette partie se propose donc de faire le point sur l'état actuel de notre connaissance des causes et des conséquences prévues du changement climatique.

Cependant, comment prévoir l'évolution d'un système aussi complexe que celui qui contrôle le climat ? Le climat résulte en effet de très nombreuses interactions entre l'énergie solaire, l'atmosphère, les océans terrestres, les calottes de glace et la biosphère. Pour prévoir l'évolution du climat, il faut comprendre son fonctionnement et donc ces interactions. En biologie, le scientifique qui veut comprendre le fonctionnement d'un organisme complexe peut très bien perturber le fonctionnement d'un gène, d'un type de cellule ou d'un organe pour voir son effet sur l'organisme. En sciences du climat, il n'est non seulement pas souhaitable de perturber l'océan et l'atmosphère pour voir leurs effets respectifs sur le climat, mais ce n'est également pas réalisable en raison des échelles de temps et d'espace impliquées. Les seules « expériences climatiques » dont le climatologue dispose lui proviennent de l'étude des variations climatiques naturelles qu'a subies la Terre au cours de son histoire. On comprend ainsi qu'il est indispensable de s'intéresser aux climats anciens avant de tenter toute projection de l'évolution future du climat.

L'auteur

• Agrégé en Sciences de la Vie, Sciences de la Terre et de l'Univers, **Quentin Boesch** est PRAG en Sciences de la Terre à l'EOST (École et observatoire des sciences de la Terre, université de Strasbourg). Il y forme principalement les étudiants préparant les concours de l'enseignement et de futurs ingénieurs en géophysique. Il intervient pour la formation continue des enseignants déjà en poste et réalise également des conférences de vulgarisation à destination des élèves de l'école primaire, des collégiens, des lycéens et du grand public. Il participe à des missions de recherche en sédimentologie et en paléontologie et est enseignant invité dans une université étrangère.

Remerciements

Cette partie a bénéficié de la relecture attentive et des conseils avisés de :

- Jean-Yves Daniel, astrophysicien ;
- François Labolle, PRAG en Sciences de la Vie, université de Strasbourg ;
- Marine Hinderer, professeur agrégée, lycée Albert-Schweitzer, Mulhouse ;
- Alain Riazuelo, astrophysicien, chargé de recherche au CNRS, Institut d'astrophysique de Paris ;
- Armelle Baldeyrou-Bailly, PRAG en Sciences de la Terre, université de Strasbourg.

8

Les paléoclimats

1 Introduction

Depuis plusieurs siècles, les habitants des Alpes et les savants de passage en montagne ont repéré des parois de roches striées et d'énormes blocs de roches isolés. Ces objets, analogues à ceux laissés par les glaciers, se trouvaient pourtant dans des zones actuellement dépourvues de glace. Ces marqueurs ont alors été interprétés comme résultant du passage d'anciens glaciers aujourd'hui disparus. Au XIX^e siècle, Louis Agassiz s'est appuyé sur ces indices pour proposer l'existence d'un «âge de glace» au cours duquel les glaciers auraient été plus étendus. Il a ainsi popularisé la notion de *variation climatique*, c'est-à-dire d'une modification durable des paramètres statistiques du climat (moyenne de température, de pluviométrie...) d'une région donnée ou de l'ensemble du globe. L'étude des climats anciens s'est depuis beaucoup développée. Elle permet de déterminer les causes des variations climatiques et donc de comprendre le fonctionnement complexe du climat terrestre. En cernant ainsi les mécanismes de la «machine climatique», il devient possible de prévoir plus précisément l'évolution future du climat.

Deux questions vont servir de guide à cette partie : Comment reconstituer les climats du passé ? Quelles sont les causes des variations climatiques ?

2 La reconstitution des paléoclimats

Avant de vouloir comprendre les mécanismes à l'origine des variations climatiques, il est indispensable de reconstituer l'évolution des climats. Pour cela, il est possible de se fonder sur différents types d'enregistrements des climats du passé. Ces enregistrements doivent être datés, à la fois pour corréler les indices entre eux et pour caler l'évolution climatique dans le temps. Le but de cette partie sera de voir quelques indices couramment utilisés en paléoclimatologie.

2.1 LES INDICES HISTORIQUES

Les premières mesures continues de températures datent de 1850 environ (fig. 8.1). Elles permettent un suivi **précis** de l'évolution de la température, mais ces **données instrumentales directes** sont **limitées dans le temps**.

D'autres archives permettent de reconstituer les climats plus anciens, mais, n'étant pas des mesures directes des paramètres climatiques, elles n'ont pas la même valeur et les informations qu'elles nous livrent devront être **interprétées avec prudence**.

La **date des vendanges** est par exemple bien corrélée à la température durant la période de maturation du raisin, c'est-à-dire en été. Plus les étés sont chauds et plus les vendanges sont précoces. Cette corrélation est bien vérifiée à l'actuel, puisque la date de vendange a été avancée d'environ 3 semaines à Châteauneuf-du-Pape en raison du réchauffement

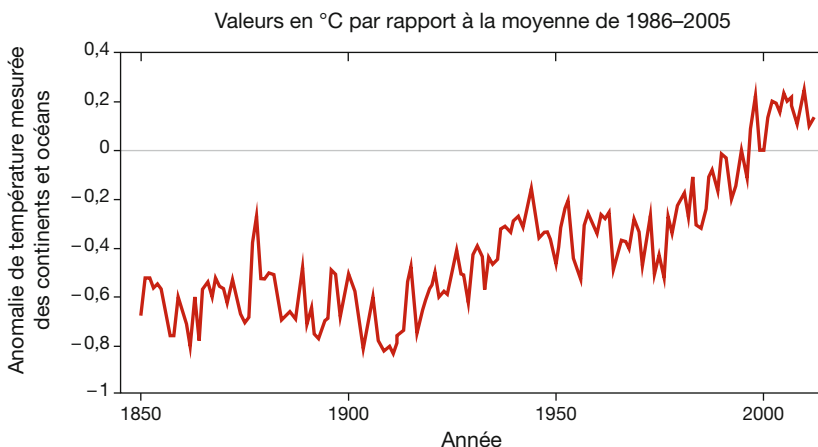


Figure 8.1. L'évolution des températures du globe d'après les mesures instrumentales. Crédit : Q. Boesch, d'après GIEC, AR5, 2014

climatique (cf. chapitre 9, §5.2.1, p.599). Comme cette date de vendange est bien archivée depuis le ^{xv}^e siècle au moins, elle permet d'estimer la température estivale. Cette analyse peut cependant être légèrement biaisée par la modification des pratiques culturelles et le degré de maturité auquel le raisin est récolté. Les archives nous renseignent aussi sur la **durée d'emprise de la banquise** sur les côtes islandaises ou le **nombre de jours de gel des canaux** hollandais et permettent d'estimer la rigueur des hivers passés.

Plus loin dans le temps, on peut trouver des peintures rupestres comme celles de la grotte Cosquer près de Marseille, où figure un Grand Pingouin (fig.8.2), animal que l'on assimile volontiers aux eaux froides de l'Atlantique nord et qui se baignait pourtant dans la Méditerranée il y a environ 20 000 ans (c'est-à-dire vers 20 000 BP pour **Before Present**, sachant que l'année de référence du présent est fixée à 1950, cela correspond à environ 18 000 av. J.-C.). Ces peintures peuvent notamment être datées par la technique du carbone 14 réalisée sur les pigments à base de charbon de bois (cf. chapitre 6, §5.3.4, p.366).



Figure 8.2. Le pingouin de la grotte Cosquer près de Marseille, vers 20 000 BP. Source : © DRAC Paca - SRA / Luc Vanrell 2000-2011

2.2 LES INDICES GÉOMORPHOLOGIQUES ET SÉDIMENTAIRES

2.2.1 LES INDICES GÉOLOGIQUES EN DOMAINE CONTINENTAL

a) Les indices d'un climat froid

► Diversité des indices de climat froid

Les indices paléoclimatiques les plus évidents et faciles à interpréter sont ceux laissés par le passage d'un glacier. L'observation des glaciers actuels montre qu'ils laissent de nombreuses traces de leur existence (fig.8.3). Les glaciers se forment à partir des chutes de neige dans un **cirque glaciaire**, sorte de collecteur de neige qui prend la forme d'un amphithéâtre. À mesure que la neige s'y accumule, la pression augmente dans les couches sous-jacentes, ce qui tasse la neige car l'air est en grande partie expulsé. La glace ainsi formée flue car c'est un solide ductile et glisse à sa base sur son substrat grâce à une pellicule d'eau liquide. Elle s'écoule suivant la gravité en empruntant les points bas de la topographie comme les vallées. Elle peut avancer de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres par an. Le glacier transporte également des blocs de roche qui sont arrivés dans la glace *via* les avalanches qui se produisent dans le cirque glaciaire ou des blocs qui ont été arrachés aux parois de la vallée. Si un bloc de roche transporté par la glace est en contact avec le substratum de la vallée, il va **générer** une forte **abrasion**, à l'image d'un burin qui polirait et strierait la roche. Cette abrasion induit la formation de roches arrondies appelée **roches moutonnées** dont la surface est fréquemment couverte de **stries glaciaires** (fig.8.4). Ces stries sont parallèles à la direction d'écoulement du glacier. Les blocs transportés par le glacier subissent également l'abrasion par contact entre eux ou avec le substratum, ce qui les polit en leur donnant des facettes et les stries, formant des **galets striés** (fig.8.10). L'abrasion réduit certaines roches en poudre, formant la **farine glaciaire** (silt argileux). Si le

Encart 8.1 LE PRINCIPE D'ACTUALISME : UNE CLÉ POUR DÉCRYPTER LES INDICES PALÉOCLIMATIQUES

Comme les données paléoclimatiques directes sont limitées, le géologue est contraint d'utiliser des **indices paléoclimatiques indirects** comme des restes d'organismes ou des dépôts sédimentaires typiques d'un climat donné. Cependant, comment interpréter ces indices ? Il faut pour cela s'appuyer sur l'observation de la nature actuelle qui montre par exemple que les coraux sont associés aux eaux chaudes et que les moraines sont formées par les glaciers. **Le présent est donc la clé pour comprendre le passé**, c'est le **principe d'actualisme** : « *the present is the key to the past* » (cf. chapitre 4, §5, p.274). Ce principe stipule que les phénomènes géologiques passés ont les mêmes causes que les actuels.

Attention toutefois à ne pas utiliser ce principe à tout va ! Certains phénomènes géologiques n'ont pas d'équivalent actuel (atmosphère dépourvue de dioxygène, Terre entièrement englacée...). De la même façon, certaines espèces ont disparu, ce qui empêche toute détermination de leur milieu de vie par comparaison avec les espèces actuelles. Certains groupes ont même pu changer de milieu de vie au cours des temps géologiques. En fait, ce principe fonctionne d'autant mieux que l'on est proche du présent !

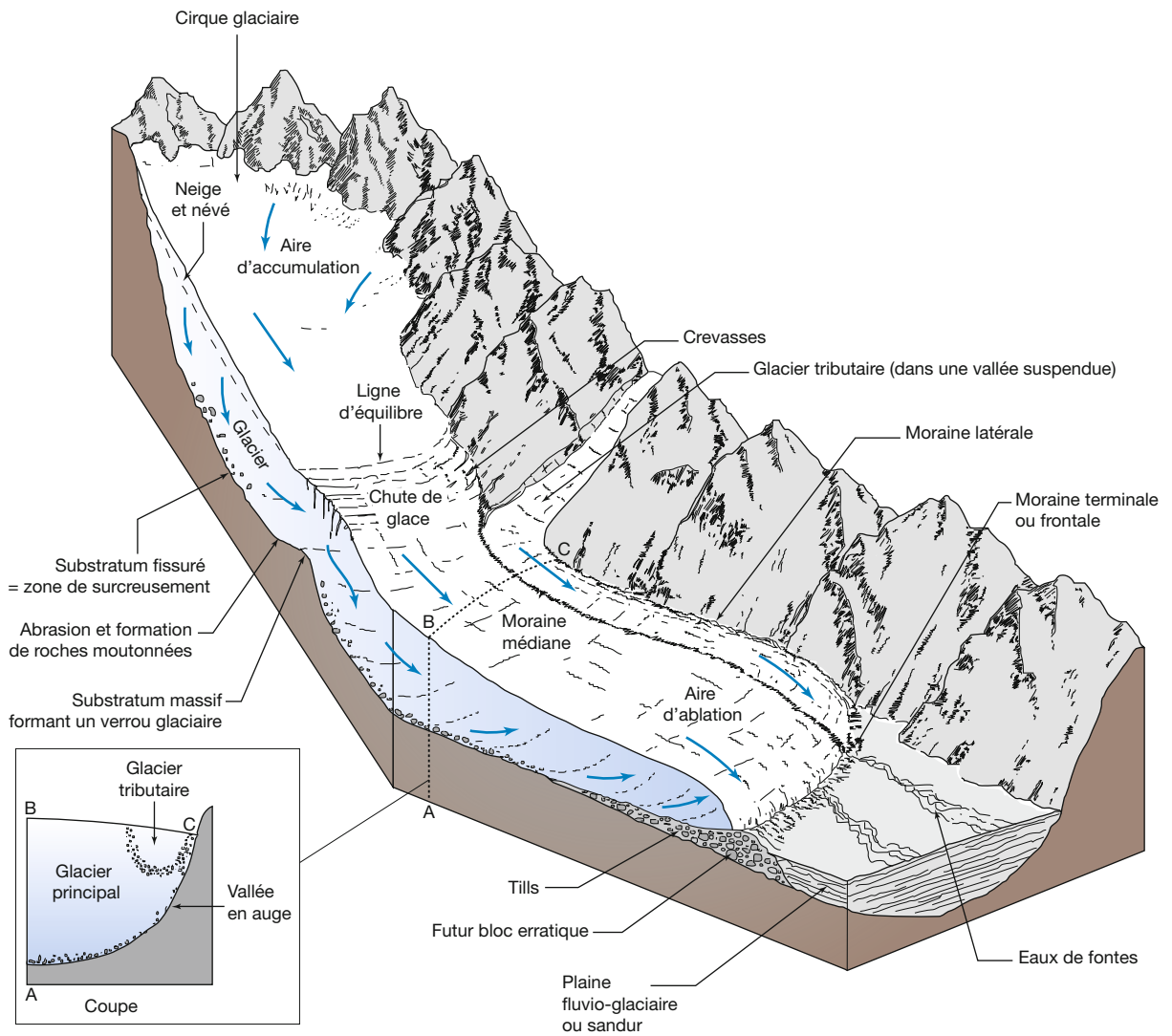


Figure 8.3. Schéma d'un glacier de vallée actuel et marqueurs géomorphologiques et sédimentaires associés.



Figure 8.4. Une roche moutonnée du Quaternaire avec détail des stries glaciaires.

Massif des Vosges.

Photographies Q. Boesch

glacier séjourne assez longtemps dans sa vallée, l'abrasion importante qu'il génère sur ses flancs élargit la vallée, qui prend une forme en **auge** ou en U (vallée à flancs plus ou moins verticaux, fig. 8.5). Cette forme la distingue des vallées creusées par les fleuves et rivières, qui ont un profil en V.



Figure 8.5. Une ancienne vallée glaciaire du Quaternaire avec sa forme typique en auge.

Alpes.

Photographie Q. Boesch

Au moment de la fonte du glacier, l'ensemble des éléments qu'il transporte est relargué et s'accumule en une zone donnée, formant un relief appelé **moraine** (fig. 8.8). Cette moraine peut se trouver à l'avant du glacier (moraine frontale, de forme arquée, concave vers l'amont, qui marque l'avancée maximale du glacier), latéralement à la vallée glaciaire (moraine latérale) ou sur le fond de la vallée (moraine de fond). La moraine est typiquement constituée de dépôts appelés **tills** (ou **tillite** une fois ces dépôts consolidés). Les tills se reconnaissent au fait qu'ils sont constitués d'un mélange de **matériaux très hétérométriques** car, lorsque la glace fond, tous les fragments de roches qu'elle contient sont déposés en masse, sans aucun tri granulométrique (fig. 8.9). La taille des fragments de roches va de quelques micromètres (farine glaciaire) aux blocs de roches de parfois plusieurs mètres de diamètre et de plusieurs dizaines de tonnes. Les tills comportent également une matrice argileuse et silteuse abondante entre des blocs qui sont fréquemment striés.

Des blocs de roche peuvent être transportés par les glaciers sur de très grandes distances (plusieurs dizaines de kilomètres). Ils se retrouvent alors dans un contexte géologique totalement différent de celui de leur aire d'origine. On peut alors retrouver des blocs de roches métamorphiques ou plutoniques de plusieurs dizaines de tonnes posées au beau milieu d'un terrain constitué de roches sédimentaires ! Ces roches sont alors qualifiées de **blocs erratiques** (c'est-à-dire « errants »), car ils ne sont pas cohérents avec la nature des roches de la zone (fig. 8.6). De tels blocs erratiques



Figure 8.6. Blocs de roche transportés par la glace.

Ce bloc formera certainement un futur bloc erratique. Glacier de Falljökull, Islande.

Photographie M. Hinderer



Figure 8.7. Le « Gros Caillou » à Lyon.

Bloc erratique provenant des Alpes et témoignant de l'extension des glaciers alpins jusqu'à Lyon au cours de la période glaciaire du Riss, l'avant-dernière glaciation du Quaternaire.

Photographie M. Hinderer



Figure 8.8. Dépôts de tills au front d'un glacier.

En fondant, la glace présente au premier plan induit l'accumulation de matériaux constituant une moraine frontale. Glacier de Falljökull, Islande.

Photographie Q. Boesch



Figure 8.9. Dépôts de tills subactuels reposant sur des roches mou-tonnées.

Mer de glace, Chamonix. Les plus gros blocs mesurent plus d'un mètre de diamètre. Photographie Q. Boesch



Figure 8.10. Galets striés au sein d'une moraine ancienne.

Ville-Vieille, Alpes.

Photographie Q. Boesch

provenant des Alpes (granites, roches métamorphiques) sont par exemple retrouvés en périphérie de la chaîne, posés au sein de zones constituées de calcaires, grès et marnes cénozoïques (fig.8.7).

Une fraction des dépôts glaciaires peut être remaniée par les vents qui descendent des calottes polaires (régions des hautes latitudes couvertes de glace comme l'Antarctique et le Groenland). Ces vents ne transportent que les éléments les plus fins (la farine glaciaire) à condition que le climat soit assez sec. Dans le cas contraire, l'agglomération des grains et de l'argile par l'eau les rendrait trop gros pour être transportés et le développement de la végétation permis par l'humidité fixerait ces dépôts au sol. Autour de ces calottes polaires, l'accumulation de ce mélange de silt et d'argile donne naissance aux *loess*, qui couvrent actuellement 10 % de la surface des continents (fig.8.11 et 8.12). Il s'agit donc d'un dépôt éolien typique des **zones périglaciaires froides et sèches**.



Figure 8.11. Un échantillon de loess.

Quaternaire, Alsace.

Collection et photographie Q. Boesch

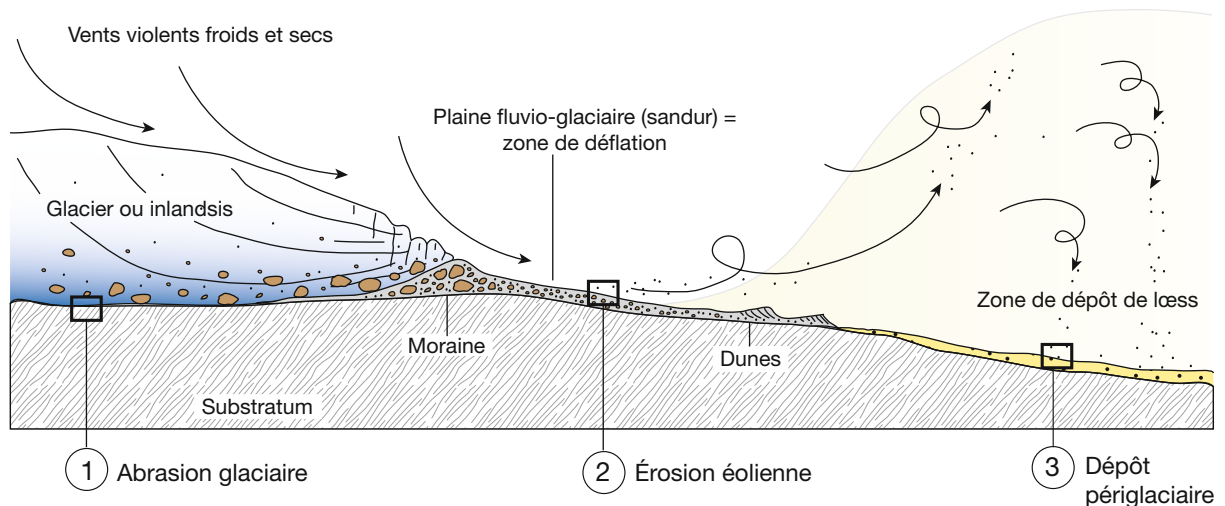


Figure 8.12. Mode de formation des loess. Crédit : Q. Boesch, d'après Andersen et Børns, 1997

Encart 8.2 LA DATATION DES INDICES GLACIAIRES

La datation de ces indices est une question essentielle pour reconstituer l'évolution des climats dans le temps. Cependant, la datation des moraines n'est pas aisée. Cela est possible en datant les éventuels restes de végétaux qu'elles contiennent par la technique du **carbone 14**, mais cette technique est limitée à environ 40 000 ans.

Les roches moutonnées peuvent être datées en utilisant les **isotopes cosmogéniques**. Cette technique repose sur le fait que la Terre est bombardée en permanence par des rayons cosmiques. Ces particules de très haute énergie touchent la surface des matériaux et brisent le noyau des atomes qui s'y trouvent en fragments plus petits (c'est la *spallation*; cf. chapitre 1, §7.5, p.62). L'oxygène que l'on retrouve dans de nombreux minéraux comme le quartz est ainsi brisé en ^{10}Be qui est un isotope dit cosmogénique (formé par interaction avec les rayons cosmiques). Plus la surface d'une roche est exposée longtemps à ces particules, plus le minéral contiendra de cet isotope. Ce processus de *spallation* n'intervient cependant qu'en surface car les particules sont absorbées à partir de quelques mètres de profondeur. Ainsi, tant qu'une roche est recouverte par le glacier, elle n'accumule pas ces isotopes. À partir du moment où le glacier recule et où la roche moutonnée est exposée à la surface, la production d'isotopes cosmogéniques démarre et le chronomètre démarre.

En mesurant la teneur en cet isotope à la surface des roches moutonnées, il est possible de savoir depuis quand elles sont exposées à la surface. Cette date correspondant au moment où le glacier s'est retiré. Pour prendre une analogie, c'est comme si en allant à la plage on déterminait le temps d'exposition des baigneurs au soleil en regardant l'intensité de leur coup de soleil. Cette technique fonctionne pour dater des roches âgées de quelques millions d'années au maximum.

La datation par **OSL** (*Optically Stimulated Luminescence* ou *luminescence stimulée optiquement*) permet au contraire de savoir depuis combien de temps un échantillon n'a pas vu la lumière du Soleil. Elle repose sur le fait que la radioactivité naturelle excite le cortège électronique des atomes. Par conséquent, une petite fraction d'électrons peut être délocalisée et piégée dans des défauts du réseau cristallin de minéraux comme le quartz ou le feldspath. Ces électrons piégés peuvent être relocalisés sur leur position d'origine par l'énergie solaire, ce qui remet en quelque sorte le compteur à zéro. Dès que le minéral est à l'abri de la lumière, la quantité d'électrons délocalisés croît. Ainsi, plus un échantillon est abrité de la lumière depuis longtemps, plus la quantité d'électrons délocalisés est importante. Pour déterminer le temps passé à l'abri de la lumière, il suffit alors de mesurer cette quantité d'électrons. Cela se fait en laboratoire en stimulant les minéraux par des rayons lumineux (d'où le nom de la technique). Ceci permet par exemple de dater le dépôt des lœss. Cette technique fonctionne pour des objets âgés de quelques années à quelques centaines de milliers d'années. Cette technique est très proche de la thermoluminescence, sauf que ce n'est pas le chauffage de l'échantillon mais son exposition au soleil qui remet le chronomètre à zéro.

Pour les indices plus anciens, on peut les dater par encadrement et **radiochronologie** (cf. chapitre 6, §5.3, p.363). Si un granite est moutonné et qu'il est lui-même surmonté d'une coulée de basalte, l'âge de passage du glacier est forcément postérieur au granite et antérieur au basalte d'après le principe de superposition. Sachant qu'il est possible de donner un âge chiffré à ces roches magmatiques par radiochronologie, il est possible de donner une fourchette d'âge pour le passage du glacier (cf. fig.8.43). Malheureusement, ce type de configuration est rare et la datation des indices anciens est assez imprécise.

► Les limites de l'utilisation des indices glaciaires

Un biais d'enregistrement du paléoclimat

Les moraines permettent de dater l'avancée maximale d'un glacier. Elles enregistrent donc souvent le paroxysme de la glaciation et non son intégralité.

Un biais de préservation

Les indices, une fois formés, peuvent être érodés. C'est le cas des moraines qui sont systématiquement remaniées si une glaciation plus intense que la précédente survient.

Ces indices présentent la difficulté de se trouver en domaine continental et en particulier dans des zones de relief qui sont soumises à l'érosion. Postérieurement au passage

d'un glacier, la vallée en auge et son cirque glaciaire peuvent donc être totalement érodés. Les tillites et roches moutonnées striées peuvent cependant être mieux conservées et on en trouve jusqu'à -2,4 milliards d'années.

b) Les indices d'un climat aride

De nombreux dépôts se forment dans des conditions arides, voire désertiques, et constituent donc autant de témoins de ce climat.

Lorsque l'on évoque l'aridité, on pense spontanément aux déserts et à leurs grandes **dunes** de sable. Les dunes de sables se forment essentiellement par accumulation de grains de quartz. Cette accumulation n'est possible qu'en



Figure 8.13. Dune éolienne vue en coupe.
Permien, Alsace. On remarque les grands litages obliques indiquant que le vent venait de la droite de l'image.
Photographie Q. Boesch

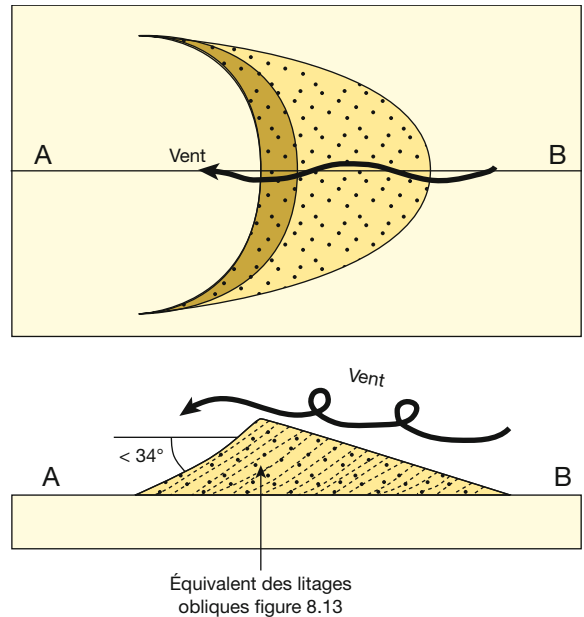


Figure 8.14. Mode de formation d'une dune éolienne de type barchane vu de dessus et en coupe.
Crédit: Q. Boesch

l'absence de précipitations et de végétation. La présence de végétation, ou la pluie, fixerait les particules, inhibant leur transport par les vents.

Ces dunes peuvent fossiliser et se retrouver dans les archives géologiques. On les reconnaît à l'existence de grands **litages obliques** correspondant aux dépôts succes-

sifs qui s'effectuent du côté « sous le vent » de la dune de sable lorsqu'elle prograde (fig. 8.13 et 8.14). Les grains de sables de ces dunes présentent également souvent une **forme sphérique et un aspect mat piqué** lié à l'abrasion éolienne lorsque les grains de quartz s'entrechoquent (fig. 8.15).

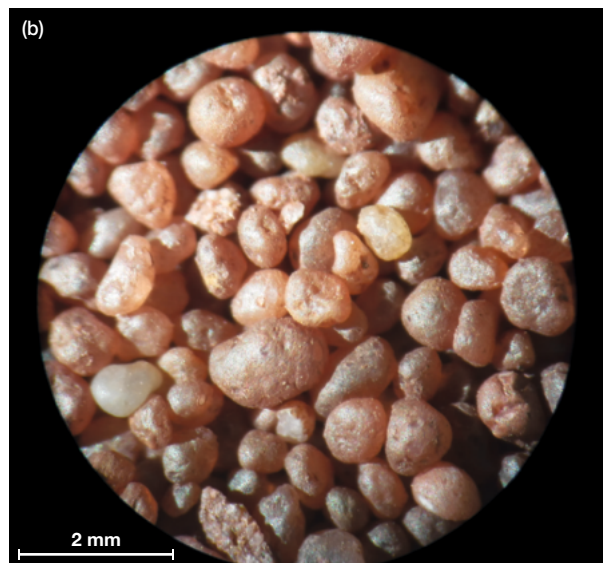
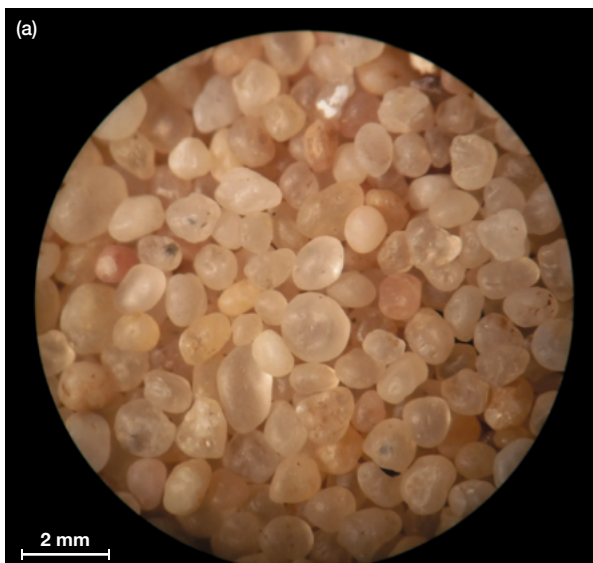


Figure 8.15. Sable éolien.
Les grains de sable sont typiquement sphériques, mats et piquetés. (a) Sable éolien actuel, Sahara; (b) sable éolien du Permien, Alsace.

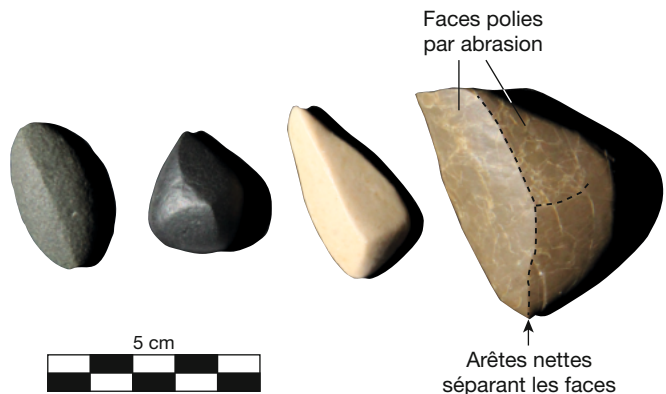
Collection P. Düringer, photographies Q. Boesch

L'abrasion éolienne a tendance à polir certains rochers et certains galets. Ces galets présentant deux ou plusieurs faces polies séparées par des arêtes anguleuses sont appelés *windkaners*, **ventifacts** ou **galets à facettes** (fig. 8.16).

Figure 8.16. Galets à facettes actuels.

Azerbaïdjan.

Collection et photographie Q. Boesch



L'aridité induit également une évaporation importante de l'eau. L'évaporation génère un départ d'eau mais pas des ions en solution dans celle-ci. Si l'évaporation est supérieure aux apports d'eaux (par les précipitations, le ruissellement ou les apports souterrains) et donc que le bilan hydrique du bassin est négatif, la concentration en ions peut augmenter et dépasser leur seuil de solubilité. Les ions précipitent alors et forment un dépôt de roche appelée **éaporite** dans les **lacs** ou les **lagunes littorales** comme les *sabkha/sebkha* (lagunes de plaine côtière temporairement envahies par la mer). Les évaporites retrouvées le plus fréquemment sont le gypse, la halite et la sylvite (fig. 8.17 à 8.19). Dans les zones émergées, l'évaporation de l'eau à la surface du sol peut conduire à la précipitation de carbonates dans les sols par le même processus, formant des croûtes appelées **calcrètes**.



Figure 8.17. Cube de halite (NaCl).

Trias, Allemagne.

Collection et photographie Q. Boesch

La présence d'évaporites est le témoin d'un bilan hydrique négatif et est donc associée à un climat aride. La **zone aride**, autour de 30° de latitude, est une zone où le bilan hydrique est négatif en raison de la position des anticyclones subtropicaux. La **majorité des évaporites actuelles** y sont donc localisées. Cependant, d'autres zones présentent un tel bilan hydrique négatif (déserts azonaux; cf. chapitre 7, §5.3). La répartition des évaporites n'est pas limitée aux seuls déserts subtropicaux.

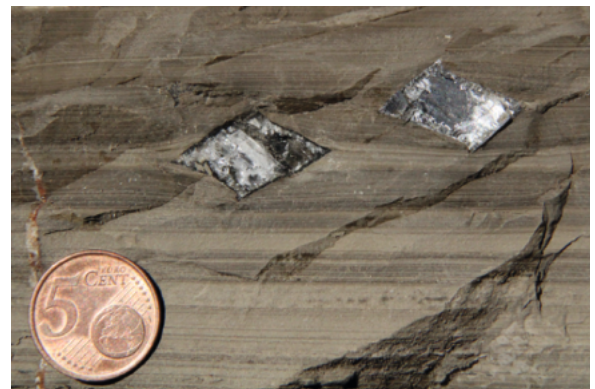


Figure 8.18. Cubes de halite vus en coupe dans des sédiments lacustres.

Mines de potasse d'Alsace, Oligocène.

Collection et photographie Q. Boesch



Figure 8.19. Bloc de halite et de sylvite.

Mines de potasse d'Alsace, Oligocène.

Collection et photographie Q. Boesch

Attention!

Évaporites et dunes de sable ne veulent pas dire désert chaud!

Lorsque l'on évoque les déserts, les dunes et les évaporites, on pense au Sahara et à des déserts chauds. Il ne faut cependant pas oublier que les dunes, les évaporites et les galets à facettes se retrouvent également dans les déserts

froids puisque le facteur qui contrôle la formation de ces objets est l'aridité et non la température! Des évaporites se forment par exemple sur le plateau tibétain (bassin de Qaidam en Chine) alors que la température moyenne annuelle y est de 4,9 °C! Des barkhanes et des ventifacts ont même été observés sur Mars (cf. figure 3.74, p.258) alors que la température moyenne y est de -60 °C!

c) Les indices d'un climat chaud et humide

► Les produits d'altération chimique: kaolinite, latérite et bauxite

En climat chaud et humide, l'altération des roches présentes à la surface des continents est maximale (fig. 8.20). En effet, la forte température accélère la vitesse des réactions chimiques. L'eau apportée par la pluie permet ces réactions d'altération chimique car il s'agit d'un réactif. D'autre part, l'abondance d'eau permet d'exporter les ions produits. En maintenant ainsi la sous-saturation de l'eau au contact des minéraux, elle évite à la réaction d'atteindre son équilibre. La réaction se poursuit donc, allant parfois jusqu'à la destruction totale du minéral. **Plus le climat est chaud et humide et plus ces réactions d'altération sont intenses** (cf. chapitre 5, § 1.2.2, p.286).

Les ions présents dans les minéraux silicatés n'ont cependant pas tous la même affinité pour la molécule d'eau, ce qui explique qu'au cours de l'altération certains ions migrent et partent avec les eaux de ruissellement (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+}), tandis que d'autres éléments s'accumulent sur place (Si , Fe^{3+} , Al^{3+}) formant notamment des argiles (cf. chapitre 5, § 1.2.2, p.286 et figure 5.7, p.288). Si l'altération est faible (processus de bisialitisation), les argiles formées sont la *smectite* ou l'*illite*. Si l'altération est intense (processus de monosialitisation), l'argile formée est la *kaolinite*. Si l'altération est encore plus poussée (plus de 1 700 mm de pluie par an environ), la silice part en solution (processus d'allitisation). Il ne reste alors que les oxydes et hydroxydes de fer (formant des minéraux comme l'hématite, la magnétite et la goethite) et des oxydes et hydroxydes d'aluminium (gibbsite) qui restent sur place et forment un résidu d'altération. Ce résidu, s'il contient majoritairement du fer, constitue la *latérite* (donnant la couleur rouge des sols équatoriaux, fig. 8.21 et 8.22). S'il contient majoritairement de l'aluminium, il s'agit de *bauxite*. La latérite, la bauxite et la kaolinite sont donc formées lorsque l'altération est intense, ce sont des indices d'un climat chaud et humide.

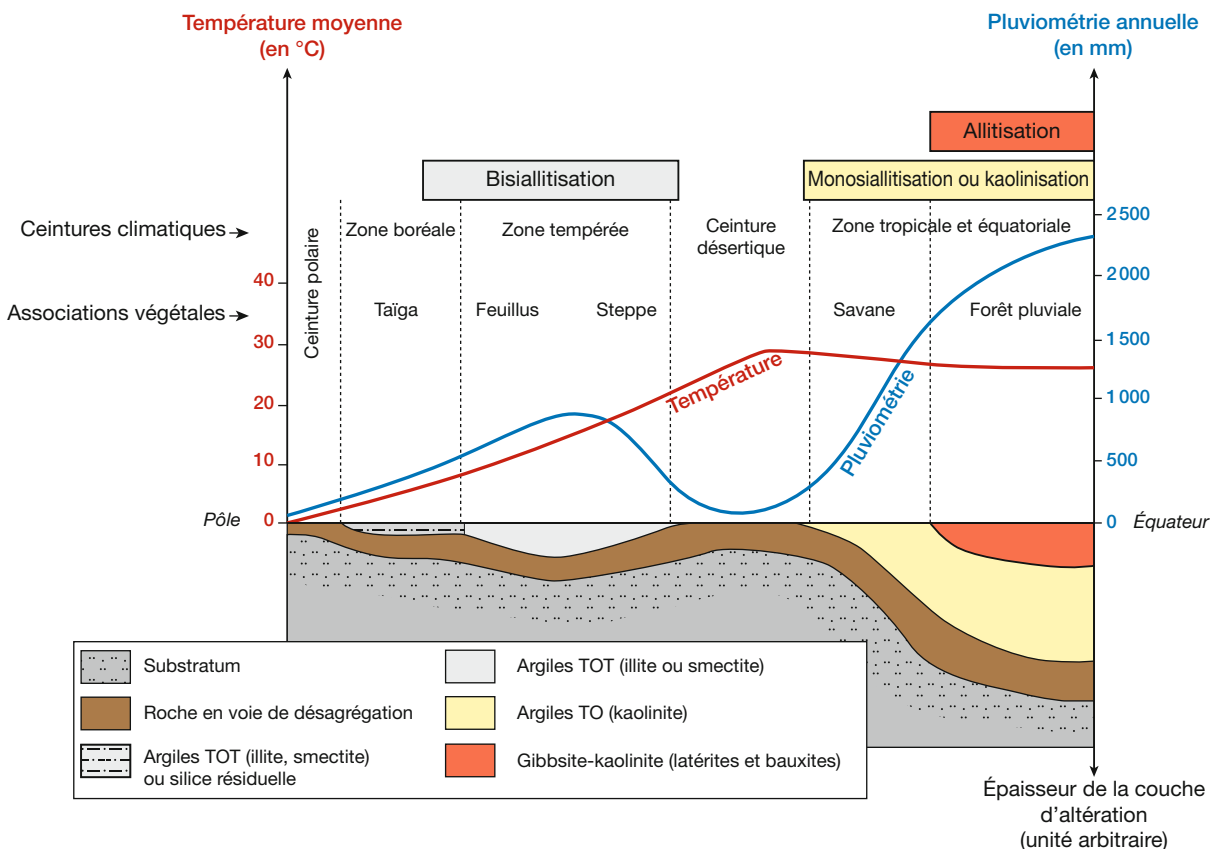


Figure 8.20. Répartition actuelle des produits d'altération en fonction du climat (diagramme de Pedro).

Crédit : Q. Boesch



Figure 8.21. Un sol latéritique en Guyane.

La couleur rouge provient de la concentration en oxydes et hydroxydes de fer.

Photographie Q. Boesch

Ces résidus d'altération peuvent être préservés *in situ*, au-dessus de leur roche mère. Ils peuvent aussi être érodés et transportés jusqu'à un bassin sédimentaire adjacent où ils s'accumulent au cours du temps. L'étude de la proportion des différents minéraux argileux retrouvés le long d'une colonne sédimentaire permet alors de reconstituer l'évolution du climat qui régnait dans les zones adjacentes au bassin. Une augmentation de la teneur en kaolinite au cours du temps indique par exemple que le climat est devenu plus humide.

Les limites d'interprétation de ces indices

Bauxite et kaolinite sont de bons indicateurs paléoclimatiques à condition de ne pas avoir été **remaniées** postérieurement à leur formation. Si de la kaolinite se forme en climat chaud et humide, elle peut très bien être remaniée plusieurs millions d'années après sa formation et se redéposer alors que le climat est devenu froid. Le géologue qui trouvera cette kaolinite risque donc de conclure qu'il existait un climat chaud alors qu'au moment du dépôt le climat était froid ! Il est donc essentiel de vérifier qu'il s'agit de dépôts primaires et non de dépôts remaniés postérieurement à leur formation.

► Le charbon, indice d'humidité

Le charbon se forme essentiellement à partir de l'accumulation de débris de végétaux. Pour qu'il y ait accumulation de végétaux, il faut qu'il y ait une présence de végétaux et une production de matière organique suffisante. Or, la présence de végétaux et la **forte productivité** sont déterminées par la **pluviométrie** (si le climat est trop aride, la végétation est réduite et peu productive, voire absente).



Figure 8.22. Vue détaillée d'un échantillon de latérite d'Afrique équatoriale.

Les sphères sont des pisolites, c'est-à-dire des concrétions d'oxydes et hydroxydes de fer.

Collection P. Düringer; photographie Q. Boesch

Pour que du charbon se forme, il faut non seulement une forte production mais également une bonne **préservation** de la matière organique produite. Or, cette préservation est **favorisée dans un environnement humide** (lac, marécage) car la concentration en oxygène dissous dans l'eau est plus faible que dans l'air, ce qui réduit l'activité des organismes décomposeurs. Production et préservation de la matière organique sont donc conditionnées par la pluviométrie, ce qui fait du charbon un bon indice de climat humide.

Cependant, lorsque nous pensons à l'environnement de formation du charbon, nous pensons souvent à l'environnement chaud et humide qui régnait en Europe au Carbonifère. La productivité de matière végétale est effectivement maximale dans un environnement chaud et humide mais elle reste importante dans les zones tempérées, voire froides et humides. Du charbon peut donc se former aux hautes latitudes en climat froid. En toute rigueur, la présence de charbon ne permet donc que de **conclure sur l'humidité et pas sur la température** !

2.2.2 LES INDICES PALÉOCLIMATIQUES EN DOMAINE MARIN

Le milieu marin recèle également de nombreux indices paléoclimatiques, qui sont souvent **archivés de façon plus continue** et plus durable que les indices des domaines continentaux car ce milieu est moins soumis à l'érosion.

a) Les indices de climat froid

Les sédiments marins présentent parfois des fragments grossiers de roches d'affinité continentale (grains de quartz, blocs de granite ou de gneiss...) déposés au sein de sédiments fins (fig.8.23). La présence de ces roches et minéraux continentaux paraît totalement incohérente au sein d'un domaine océanique (d'autant que les sédiments environnants se sont déposés dans un environnement calme et éloigné des côtes, excluant un transport par un fort courant comme celui que pourrait générer des turbidites). Ce sont donc des sortes de « blocs erratiques » en domaine océanique.

La mise en place de ces dépôts a pu être expliquée par comparaison avec les processus actuels impliquant les icebergs. Leur mise en place nécessite l'existence d'une **calotte glaciaire**, c'est-à-dire de l'accumulation d'un grand volume de glace en domaine continental (ou éventuellement de glaciers de vallées). Sous cette calotte, des blocs de roches continentales peuvent être arrachés au substratum et emballés dans la glace. Par fluage et glissement, la glace de la calotte se déplace et arrive au bord du continent. Des blocs de glace peuvent alors être relargués dans l'océan pour former des **icebergs**. Ces icebergs, constitués de glace (moins dense que l'eau), flottent et dérivent parfois loin des côtes en raison des courants océaniques (jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres de leur source). Au cours de leur fonte, ils libèrent les minéraux et fragments de roches qu'ils avaient arrachés au continent. Ces éléments tombent alors dans les sédiments marins (fig.8.23). Ces fragments de roches sont donc qualifiés d'**IRD** (*Ice-Rafted Debris*, débris embarqués par les glaces). Lorsque ces débris sont assez grossiers, ils déforment les sédiments marins sur lesquels ils se déposent, car ces derniers ne sont pas encore consolidés. Cela forme un objet typique appelé **dropstone** (bloc de délestage).

IRD et dropstone traduisent donc la présence de glaciers continentaux s'écoulant jusqu'à l'océan.

b) Indices de climat chaud

Dans la nature actuelle, un certain nombre de roches sédimentaires sont formées uniquement dans les eaux chaudes. Par actualisme, leur présence dans les archives sédimentaires traduit la présence d'eaux chaudes passées. C'est le cas des **calcaires oolithiques** (fig.8.24), formés par l'accumulation de milliers d'oolithes (concrétions millimétriques de calcaire laminé autour d'un nucléus) qui se forment actuellement dans les eaux chaudes comme celles des Bahamas. Cependant, tous les carbonates ne sont pas forcément le signe de la présence d'eaux chaudes puisqu'il existe des carbonates d'eaux froides. Les **évaporites** marines sont le signe d'un climat aride car elles se forment par des processus similaires à celles au sein des domaines continentaux.

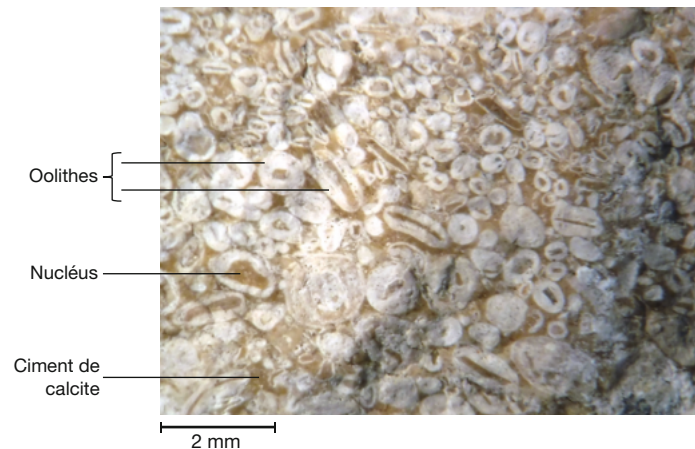


Figure 8.24. Un échantillon de calcaire oolithique.

Bajocien (170 Ma environ), Alsace. Collection et photographie Q. Boesch

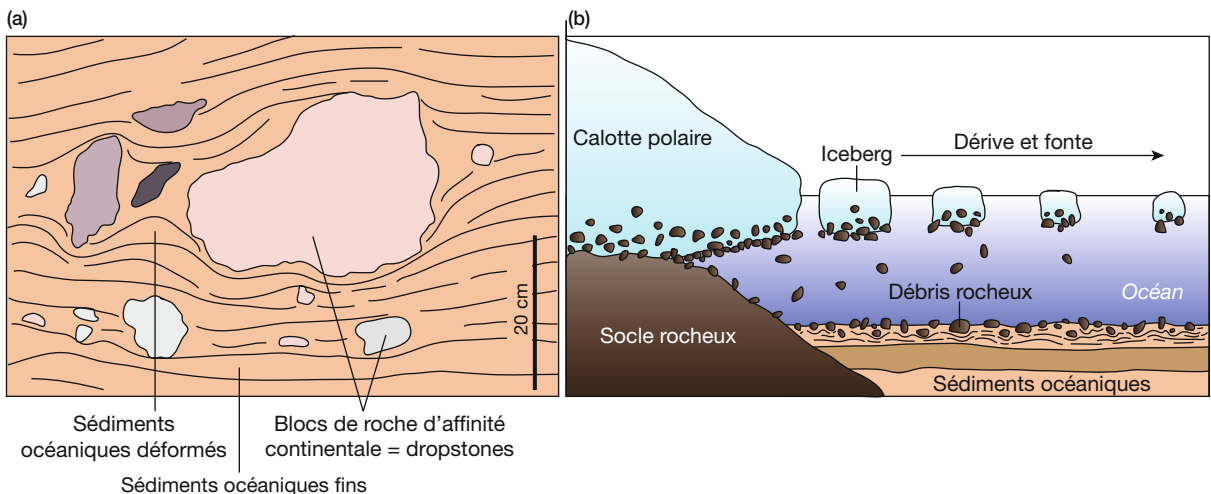


Figure 8.23. (a) Dropstones; (b) mode de formation des IRD et dropstones.

Crédit : Q. Boesch

2.3 LES INDICES PALÉONTOLOGIQUES

2.3.1 L'UTILISATION D'ESPÈCES À CONDITIONS DE VIE STRICTES

a) Principe de la méthode

Les organismes vivants sont inféodés à certains milieux qui présentent des conditions physico-chimiques particulières. Si l'on retrouve des organismes passés grâce aux fossiles qu'ils ont laissés et si l'on connaît leurs conditions de vie en les comparant aux organismes actuels, il devient possible d'utiliser ces fossiles comme indicateurs paléoclimatiques. On retrouve par exemple des **fossiles de coraux** du Jurassique en France (fig. 8.25). Or, les coraux actuels vivent (quasiment) tous entre l'équateur et 35° de latitude, dans les mers chaudes et peu profondes à plus de 20 °C. Si l'on suppose que ces organismes n'ont pas changé de milieu de vie depuis 180 millions d'années, on peut proposer que la France était à cette époque recouverte d'une mer chaude et peu profonde. Pour donner de la robustesse à cette interprétation, il faut nécessairement **coupler plusieurs indices**. Ces coraux jurassiques sont associés à des mollusques apparentés aux bénitiers vivant en eau chaude et à des dépôts de calcaires oolithiques également associés aux eaux chaudes, ce qui permet d'étayer l'interprétation climatique de cette époque.

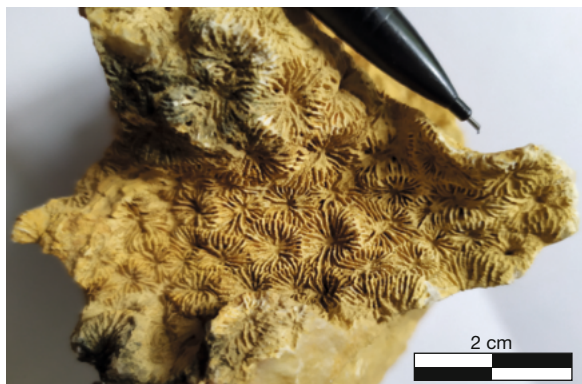


Figure 8.25. Fossiles de coraux.

Jurassique, Bassin de Paris.

Collection et photographie Q. Boesch

L'interprétation de ces indices se faisant par actualisme, il est préférable que l'espèce que l'on retrouve dans le registre fossile existe encore actuellement, car cela permet d'étudier précisément les exigences écologiques de l'espèce actuelle et de les transposer au passé. La probabilité que l'espèce existe encore est cependant de plus en plus faible à mesure que l'on remonte dans le temps. L'interprétation de ces indices est donc d'autant meilleure que la période considérée est proche du présent. Si l'espèce n'existe plus à l'actuel, il est possible

de **déceler certaines adaptations anatomiques à son milieu de vie**. Le mammouth, bien que disparu, est ainsi associé aux climats froids d'après la présence de longs poils, d'une épaisse couche de graisse sous la peau et la réduction de la taille de ses oreilles (règle d'Allen), constituant des adaptations aux climats froids.

b) Limites de la technique

Toutes les espèces ne sont cependant pas de bons indicateurs paléoclimatiques. Le fait de retrouver une espèce qui n'est que peu exigeante en matière de température et de pluviométrie ne donnera qu'une image floue du paléoclimat. On utilise donc davantage les espèces ayant des **exigences écologiques strictes**, dites **espèces sténoèces**, c'est-à-dire ne tolérant qu'une **gamme étroite** de température, d'humidité, etc. Les coraux sont ainsi des espèces sténoèces, indicatrices d'eaux chaudes. Les crocodiliens, les palmiers et les fougères arborescentes sont des marqueurs d'environnements chauds et humides.

Toutefois, certains groupes d'organismes ont changé de milieu de vie au cours de leur évolution, biaisant ce raisonnement actualiste. Les crinoïdes fixés (lys de mer) étaient par exemple abondants dans les environnements peu profonds et chauds du Paléo- et Mésozoïque, mais les crinoïdes existant encore actuellement sont majoritairement retrouvés dans les eaux froides et relativement profondes. L'utilisation conjointe de plusieurs marqueurs est alors indispensable pour minimiser le risque de mauvaise interprétation !

Cette technique n'est pas applicable au Précambrien car les organismes ne possédaient pas de parties minéralisées et leur probabilité de fossilisation était donc très faible. Les organismes étaient également tellement différents de ceux que nous connaissons actuellement qu'il serait très difficile d'interpréter ces données.

2.3.2 LA PALYNOLOGIE

a) Principe de la méthode

La **palynologie** désigne l'étude des **spores et pollens**. Il est possible de reconstituer le climat passé et son évolution en utilisant les pollens et spores fossiles. La fossilisation des spores et pollens produits par les Embryophytes (végétaux terrestres) est facilitée car ils sont recouverts d'une molécule imputrescible lorsqu'il y a peu de dioxygène dans l'environnement : la **sporopollénine**. Les spores et pollens sont dispersés dans leur environnement et peuvent s'accumuler année après année dans des milieux favorables à leur conservation comme les **lacs** et les **tourbières** (dont le fond est justement mal oxygéné). Le contenu pollinique de chaque niveau de tourbe ou de sédiment lacustre est donc le reflet de la composition végétale de l'environnement autour du lac au moment de son dépôt. En prélevant une carotte de

tourbe ou de sédiment lacustre, il est possible d'extraire les pollens de chaque niveau et d'en déterminer l'abondance. La morphologie du grain permet d'identifier l'espèce qui l'a produit car la forme et l'ornementation sont typiques d'une espèce donnée. On obtient ainsi un spectre pollinique qui est le reflet de la composition végétale à un instant t . En répétant les analyses sur chaque niveau, on obtient un **diagramme pollinique** qui reflète l'évolution de l'abondance des différentes espèces au cours du temps (fig.8.26).

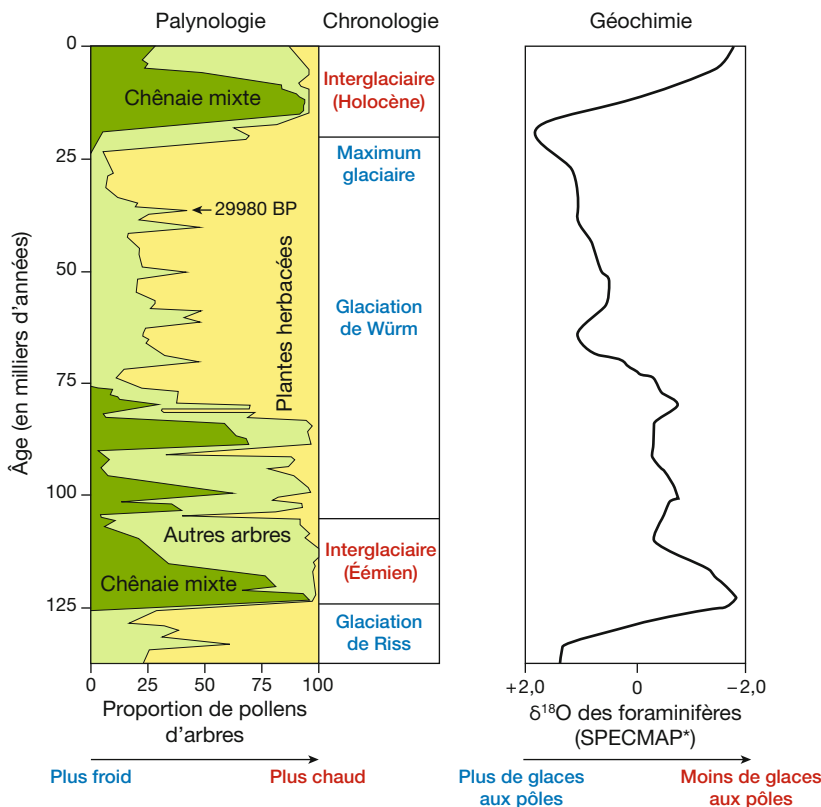
Si les espèces retrouvées existent encore actuellement et que l'on connaît leurs exigences écologiques, il est alors possible d'interpréter ce diagramme pollinique et de déterminer les conditions climatiques passées.

Il est possible d'interpréter ce diagramme à partir d'**espèces indicatrices** (sténoèces). Dans les carottes de sédiments, il est par exemple possible de retrouver des niveaux riches en pollens de **plantes herbacées** (Poacées, Chénopodiacées, Cypéracées) et quasiment dépourvus de pollens d'arbres. Or, les plantes herbacées sont plus abondantes que les arbres en **climat froid** (c'est ce que l'on observe lorsque l'on monte en altitude ou en latitude : à partir d'un certain niveau, les arbres disparaissent et seules

les herbacées sont présentes). On peut en conclure que le climat de l'époque considérée était froid, en se référant à ces plantes indicatrices. À l'inverse, des niveaux indiquent l'abondance de **chênes** dans l'environnement. Ces arbres étant plutôt **thermophiles**, cela traduit l'existence d'un **climat tempéré chaud**.

Pour augmenter la précision de cette méthode, il est aussi possible de raisonner non pas sur l'une ou l'autre espèce indicatrice mais sur l'ensemble des espèces retrouvées. Pour déterminer les conditions de température et de pluviométrie passées, il faut alors trouver le **plus proche analogue** dans la nature actuelle, c'est-à-dire un site actuel qui présente le même assemblage d'espèces dans les mêmes proportions et qui est susceptible de produire le même spectre pollinique. En mesurant les conditions climatiques de l'analogue actuel, il est possible d'estimer la température passée à 1 °C près !

Comme l'enregistrement pollinique d'un lac ou d'une tourbière est relativement épais (quelques dizaines de mètres) et plus ou moins continu, il est possible de suivre l'évolution de la végétation et du climat sur une durée de l'ordre de quelques dizaines à plus d'une centaine de milliers d'années.



* Courbe SPECMAP (SPECTral Mapping Project): courbe synthétique des variations de $\delta^{18}\text{O}$ réalisée à partir de diverses carottes de sédiments océaniques finement calées dans le temps et servant de référence pour l'étude des variations climatiques du Quaternaire.

Figure 8.26. Diagramme pollinique de la Grande Pile, Vosges.
Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ ont été représentées pour comparaison.

Crédit : Q. Boesch, d'après Woillard, 1976

Encart 8.3 LA DATATION DES POLLENS

Les carottes de tourbe peuvent être datées par la technique du **carbone 14** si elles ont moins de 40 000 ans car la tourbe est formée par l'accumulation de restes de végétaux non décomposés et est donc riche en carbone. Elle peut également être datée par **téphrochronologie**, une technique qui utilise les **niveaux de téphras** (matériaux volcaniques comme les cendres projetées dans l'atmosphère). Les téphras

issus de grosses éruptions peuvent être dispersés sur de très grandes étendues (les tourbières françaises contiennent par exemple des cendres issues de volcans islandais). Les téphras se déposent en surface de la tourbière avant qu'ils ne soient à nouveau recouverts par un dépôt de tourbe plus jeune. Ces téphras intercalés dans les dépôts peuvent alors parfois être datés par **radiochronologie**.

b) Limites de la technique

- Pour des périodes trop reculées, les espèces ayant produit les pollens ont disparu, ce qui ne permet pas de connaître leurs exigences écologiques. Cette technique ne fonctionne globalement qu'au Quaternaire. La nature actuelle ne présente pas non plus tous les analogues actuels des assemblages végétaux passés.
- L'abondance des pollens dans le registre fossile n'est pas directement proportionnelle à la quantité de chaque espèce dans le milieu car tous les végétaux ne produisent pas autant de pollens et tous les pollens n'ont pas la même capacité de dispersion ou de fossilisation.
- Les espèces présentes dans le milieu ne répondent pas instantanément à l'évolution du climat. Lorsque le climat se réchauffe brusquement, l'arbre remplace peu à peu les plantes herbacées, mais ce remplacement peut durer des milliers d'années, le temps que les espèces migrent et que les sols se constituent.
- Depuis 8 000 ans environ, l'homme modifie l'abondance des végétaux en raison du défrichage pour la pratique de l'agriculture. Ces éléments modifient la végétation et donc le signal pollinique pour des raisons non climatiques !

Encart 8.4 LA DATATION DU BOIS ET L'ÉTABLISSEMENT DE LA LARGEUR DES CERNES SUR DE GRANDES DURÉES

Le bois peut être daté à l'année près par **dendrochronologie**. Cette technique est assez intuitive : il est possible de déterminer l'âge d'un arbre qui vient d'être abattu en comptant le nombre de cernes entre le cœur et l'écorce. Pour les âges plus reculés, il est possible de procéder par corrélation de proche en proche (fig. 8.27). Si l'on trouve du bois ancien (poutre de la charpente d'un château...), on peut déterminer la largeur des cernes au cours du temps. Cette succession de cernes d'épaisseur différente forme un motif unique, sorte de «code-barres». On peut alors chercher s'il existe un motif semblable dans les parties les plus anciennes de l'arbre actuel. On cale ainsi une partie du «code-barres» de l'arbre ancien sur une partie du «code-barres» de l'arbre actuel. On obtient ainsi un long «code-barres» qui couvre la période de vie des deux arbres.

De proche en proche, il est possible de remonter jusqu'à plusieurs milliers d'années. On obtient ainsi un «code-barres» continu, de largeur de cernes calée dans le temps à l'année près. Ce long code-barres sert alors à deux choses :

- à dater du bois d'âge inconnu, en essayant de caler son code-barres sur ce long code de référence (dendrochronologie) ;
- à reconstituer l'évolution climatique, en convertissant la largeur des cernes en moyenne de température (dendroclimatologie).

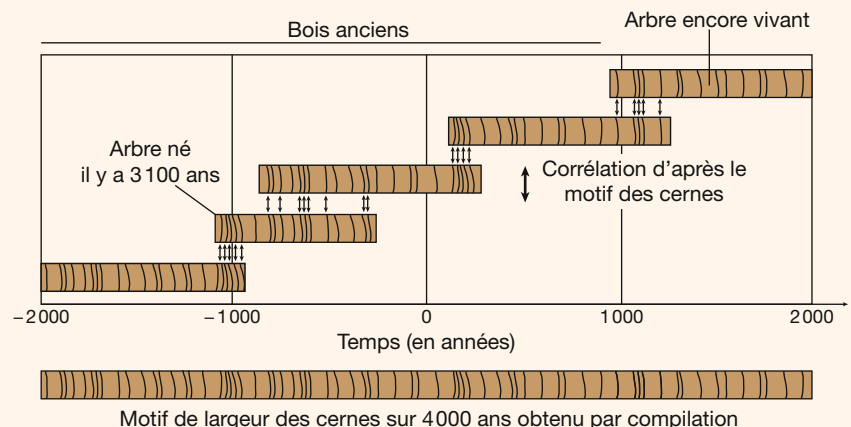


Figure 8.27. Méthode de datation par dendrochronologie et établissement de la largeur des cernes sur de grandes durées. Crédit : Q. Boesch

2.3.3 LA DENDROCLIMATOLOGIE

a) Principe de la méthode

Les arbres des régions tempérées présentent une succession de cernes annuels. La **largeur de ces cernes** dépend des conditions de croissance de l'arbre et notamment des conditions climatiques. Si ces conditions sont favorables, comme c'est le cas lors des **années chaudes**, le cerne de l'année sera **plus grand** car la période de végétation est allongée. En mesurant la largeur de ces cernes sur des arbres assez anciens, il est possible d'avoir une idée précise de l'**évolution de la température** durant la période de croissance de l'arbre, c'est-à-dire **en été**.

b) Limites de la technique

Certaines années chaudes peuvent être associées à des cernes petits si la chaleur est associée à une sécheresse, source de stress pour l'arbre (cas des étés caniculaires de 2003 et 2019).

La dendroclimatologie est toutefois limitée par le fait que d'autres facteurs non climatiques peuvent faire varier la largeur des cernes (effet de la concurrence des arbres voisins, qualité des sols, impacts anthropiques...). L'utilisation d'un **grand nombre d'arbres** pour la réalisation de moyennes à échelle régionale permet de « lisser » ces facteurs locaux et de s'en affranchir plus ou moins.

Encart 8.5 LES PROXYS ET LES FONCTIONS DE TRANSFERT, DES OUTILS DE QUANTIFICATION DES PARAMÈTRES CLIMATIQUES PASSÉS

1. Définition d'un proxy climatique

Un *proxy climatique* (pluriel *proxys*) désigne un **indicateur indirect** du climat. Il s'oppose en cela aux données instrumentales directes. La taille des cernes des arbres est par exemple un proxy de la température estivale car **une partie de ce paramètre** est déterminée par la température. Il est donc possible à partir de ce proxy de donner une **estimation quantitative** de la température. La composition en pollens ou le $\delta^{18}\text{O}$ (développé ci-après) sont aussi des proxys climatiques car ils dépendent en partie de la température. Il existe aussi des proxys de la pluviométrie. Cependant, comme seule une partie du signal enregistré est d'origine climatique, ils sont moins fiables que les données instrumentales et leur interprétation doit se faire avec **prudence**.

2. La conversion du proxy en valeur chiffrée

Pour les arbres les plus récents, on dispose de deux informations indépendantes : la **largeur des cernes** et les **relevés annuels de température** au cours du temps, mesurés par les stations météorologiques. On constate qu'il existe une **corrélation**, vérifiée statistiquement, entre ces paramètres : plus l'année est chaude, plus le cerne annuel est large (fig. 8.28).

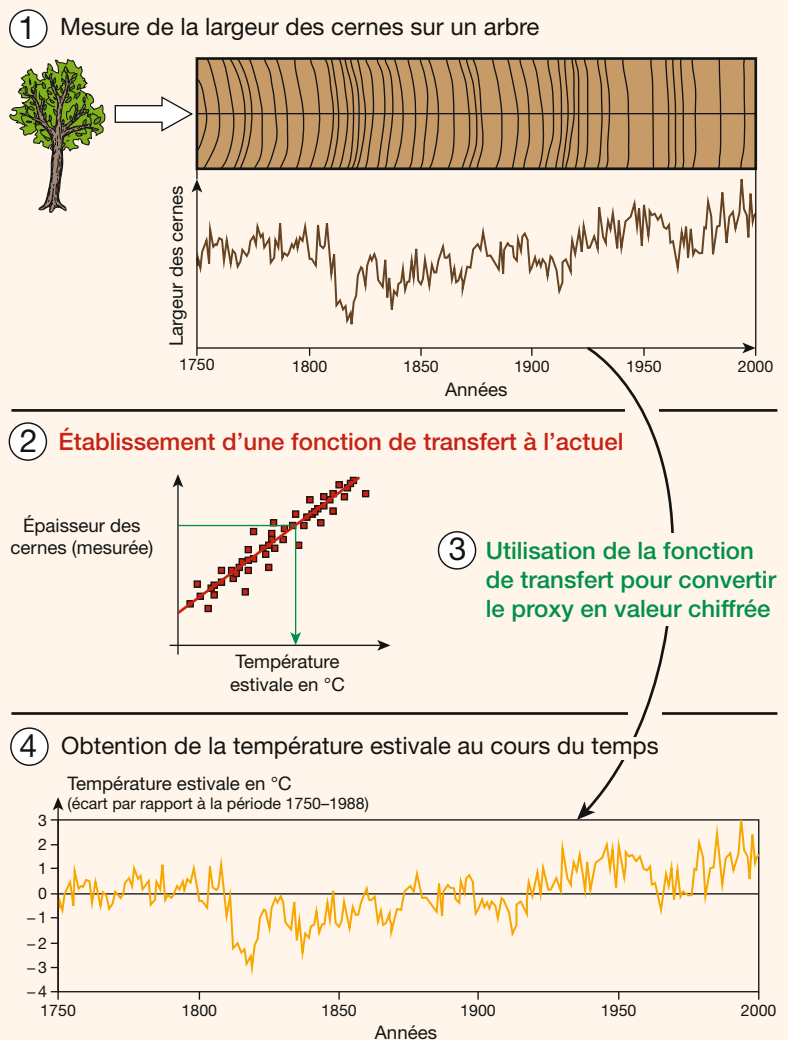


Figure 8.28. Conversion d'un proxy en valeur chiffrée de température par une fonction de transfert. Les valeurs sont fondées sur des arbres de l'hémisphère nord en zone extratropicale.

Crédit : Q. Boesch

On peut alors supposer que cette relation était également vraie dans le passé (actualisme). On peut alors se servir de cette relation en sens inverse : on dispose de la largeur des cernes sur les 1000 dernières années (proxy climatique) et on en déduit la température durant cette période. Cette étape de conversion est appelée **conversion du proxy en donnée** et fait intervenir une «**fonction de transfert**». Cette fonction correspond à une équation mathématique, établie à l'actuel, qui relie température et largeur des cernes.

Il est ainsi possible d'obtenir une estimation quantitative des paramètres climatiques ! Cette technique suppose toutefois que l'on étudie une espèce non éteinte, sans quoi il est impossible de **calibrer** la fonction de transfert, ce qui limite son utilisation dans le temps.

De la même façon, les océans équatoriaux et polaires actuels présentent des proportions différentes d'espèces de foraminifères planctoniques (vivant en surface) et des

températures différentes. Imbrie et Kipp ont montré qu'il existait une corrélation entre l'abondance des différentes espèces de foraminifères dans les sédiments océaniques de surface (donc récents) et la température moyenne de l'océan de surface (mesurée à l'actuel). En quantifiant la relation entre proportion d'espèces et température, ils ont établi une fonction de transfert à l'actuel qui peut être extrapolée au passé. En réalisant une carotte de sédiments océaniques, il est possible de déterminer les assemblages d'espèces de foraminifères et l'évolution de ces assemblages au cours du temps (sur la verticale de la carotte). En utilisant la fonction de transfert, il est alors possible de convertir le proxy (abondance des espèces planctoniques) en température et ainsi d'estimer la température des eaux de surface passées avec une marge d'erreur de $\pm 1^\circ\text{C}$! En répétant l'opération sur de nombreux sites de carottage, il est alors possible de dresser des cartes de paléotempératures de surface de l'océan !

2.4 LES INDICES GÉOCHIMIQUES

2.4.1 LES ISOTOPES DE L'OXYGÈNE

a) Le principe du fractionnement entre isotopes de l'oxygène

Les isotopes sont des éléments chimiques qui possèdent le même nombre de protons mais un nombre de neutrons différents. Ils ont le même numéro atomique et constituent le même élément chimique. Comme les isotopes ont le même cortège électronique, ils ont les mêmes propriétés chimiques. Cependant, leur différence en termes de nombre de neutrons génère une **différence de masse atomique** qui leur confère un **comportement physique différent**.

Il existe trois isotopes stables de l'oxygène : les oxygène 16, 17 et 18, qui contiennent chacun 8 protons mais respectivement 8, 9 et 10 neutrons dans leur noyau. Leur abondance est respectivement de 99,76 %, 0,04 % et 0,2 % (ce qui signifie qu'il y a 500 atomes de ^{16}O pour un atome de ^{18}O). Nous nous intéresserons uniquement aux isotopes 16 et 18.

La proportion de ces deux isotopes de l'oxygène dans un échantillon varie. Le $\delta^{18}\text{O}$ correspond à l'abondance relative d'oxygène 18 par rapport à l'oxygène 16 dans l'échantillon analysé relativement à une référence définie arbitrairement (fig. 8.29). Il est important de normaliser ce rapport isotopique relativement à un échantillon de référence afin de pouvoir comparer les valeurs obtenues sur différents échantillons. Comme les écarts entre les échantillons analysés et la référence sont faibles, la différence est multipliée par 1000 pour rendre le résultat plus lisible.

S'il y a beaucoup d'isotope 18 dans l'échantillon, le numérateur est grand, le $\delta^{18}\text{O}$ est élevé. Si la quantité d'iso-

tope 18 dans l'échantillon est faible, le numérateur est petit, le $\delta^{18}\text{O}$ est faible.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{échantillon}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{référence}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{référence}}} \times 1000$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{référence}}} - 1 \right) \times 1000$$

Figure 8.29. Méthode de calcul du $\delta^{18}\text{O}$.

Crédit : Q. Boesch

La référence utilisée dépend de la nature de l'échantillon analysé :

- si l'échantillon est de la **glace** ou de l'**eau de mer**, la référence est la **SMOW** (*Standard Mean of Ocean Water* ou *moyenne standard de l'eau océanique*), valeur d'une eau artificielle censée refléter la valeur moyenne des océans actuels ;
- si l'échantillon est de la **roche** (calcaire comme celui des tests de foraminifère, de la coquille des mollusques, du corail, des stalactites...), la référence est le **PDB** (*Pee Dee Belemnite*), un rostre de bélemnite en calcite du Crétacé provenant de Pee Dee en Caroline du Sud (aux États-Unis).

Le $\delta^{18}\text{O}$ est donc une grandeur sans unité, exprimé en ‰ par rapport à une référence qui peut être le SMOW ou le PDB. Le $\delta^{18}\text{O}$ est donc noté en ‰ *versus* SMOW ou *versus* PDB.

EXERCICES

(SOLUTIONS p.1056)

1. *Des indices géomorphologiques des climats anciens dans les Alpes.*

La carte topographique et la vue aérienne ci-contre présentent la morphologie du massif des Bornes et plus précisément de la chaîne des Aravis, située entre Haute-Savoie et Savoie.

- Nommez les éléments remarquables que vous pouvez identifier dans ce paysage.
- Comment pouvez-vous expliquer l'origine de la géomorphologie de cette région ?
- On estime que cette morphologie a été façonnée récemment, durant certaines périodes du Quaternaire. Essayez de proposer une reconstitution du paysage de la région à cette époque.
- Quel climat régnait dans cette région dans ces périodes du Quaternaire ?

2. *Causes et conséquences des glaciations.*

- Représentez sous forme d'un schéma fonctionnel les relations de causalité ayant abouti à la formation d'inlandsis aux pôles au cours du Cénozoïque et à l'entrée dans la période icehouse actuelle. Indiquez sur ce schéma quelques conséquences de cette glaciation et notamment les conséquences enregistrées dans les archives géologiques. Vous veillerez à polariser correctement les relations de causalité. Ce schéma pourra être présenté sous la forme *cause* → *conséquence 1* → *conséquence 2*...
- Même question pour la mise en place d'une période glaciaire au sein du Quaternaire.

3. *Composition isotopique de l'eau de mer.*

Dans l'eau de mer standard, les abondances isotopiques de l'oxygène sont les suivantes :

- $^{16}\text{O} = 99,763\%$;
- $^{17}\text{O} = 0,0372\%$;
- $^{18}\text{O} = 0,1995\%$.

- Quel est le $\delta^{18}\text{O}$ d'une eau pour laquelle une mesure spectrométrique donne $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 1,96 \times 10^{-3}$?
- La composition isotopique moyenne mesurée dans les glaces polaires accumulées au dernier maximum glaciaire était de -40% . D'autre part, on sait d'après l'étude des récifs tropicaux que le niveau marin était plus bas de 120 m à cette époque.
L'eau de mer était-elle enrichie ou appauvrie en ^{18}O à cette époque ?
- Calculez la composition isotopique de l'eau de mer à cette époque, sachant que la profondeur moyenne des océans est de 3810 m.
- La mesure du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques, sédimentés dans l'océan Pacifique au cours du dernier maximum glaciaire, est de $1,76\%$. On attribue l'écart entre cette valeur et celle calculée ci-avant à une modification de la température des eaux océaniques.
Sachant que pour chaque degré de refroidissement de l'eau de mer le coefficient de fractionnement de ^{18}O par cristallisation de la calcite biologique augmente de $0,23\%$, évaluez en degrés Celsius le refroidissement des eaux profondes de l'océan Pacifique lors du dernier maximum glaciaire.

4. *Isostasie glaciaire et variation du niveau de la mer.*

Lors d'un englacement, de l'eau est transférée du domaine océanique (70 % de la surface de la Terre) sur les calottes polaires. Le domaine continental englacé (2,8 % de la surface de la Terre) s'enfonce alors, ce qui entraîne un fluage du manteau et un relèvement des fonds océaniques. (Voir figure 3.)

Sachant que la densité de l'eau de mer est de 1,028, que celle de la glace est de 0,917, que celle de la croûte continentale est de 2,7, que celle de la croûte océanique est de 2,9, que celle du manteau est de 3,1 et que la surface de la Terre est de $510 \times 10^6 \text{ km}^2$, calculez la variation réelle R du niveau de la mer lorsqu'une épaisseur de 100 m d'eau océanique est transférée sur les calottes glaciaires. Pour vous aider, vous pouvez répondre dans l'ordre aux questions suivantes :

- calculez l'épaisseur moyenne x des calottes polaires ;
- calculez l'enfoncement moyen y du domaine continental englacé ;

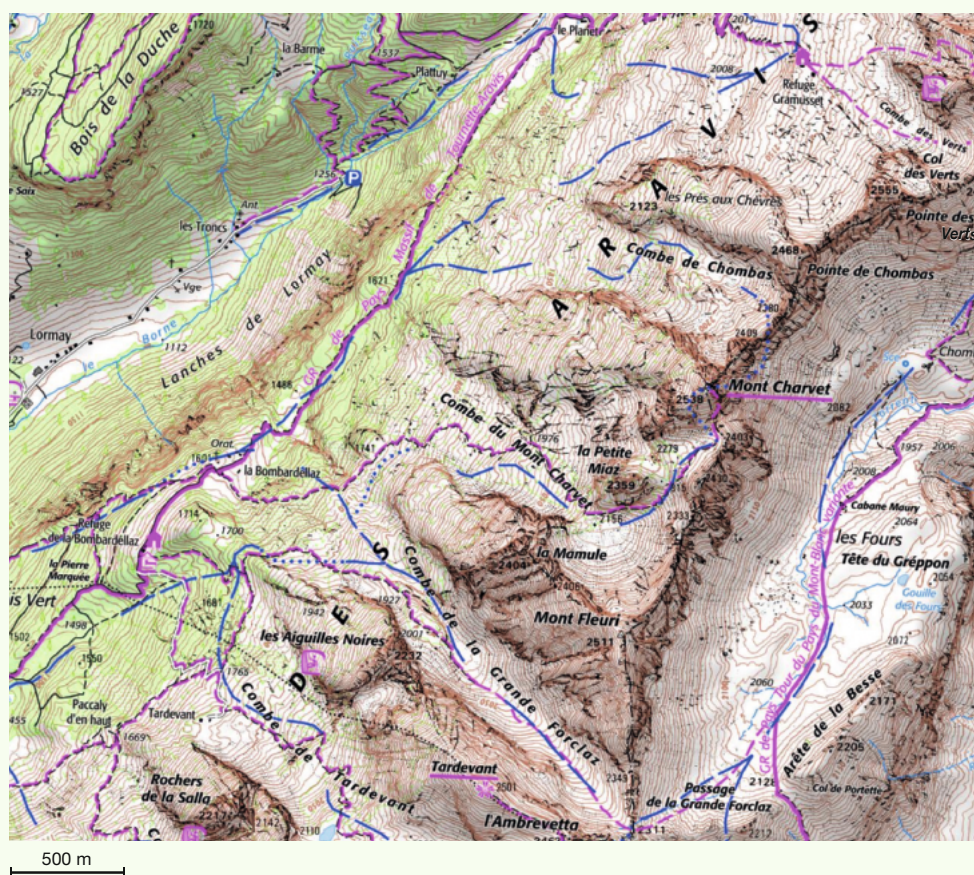


Figure 1. Extrait de la carte topographique au niveau de la chaîne des Aravis.

Source : cartes topographiques IGN

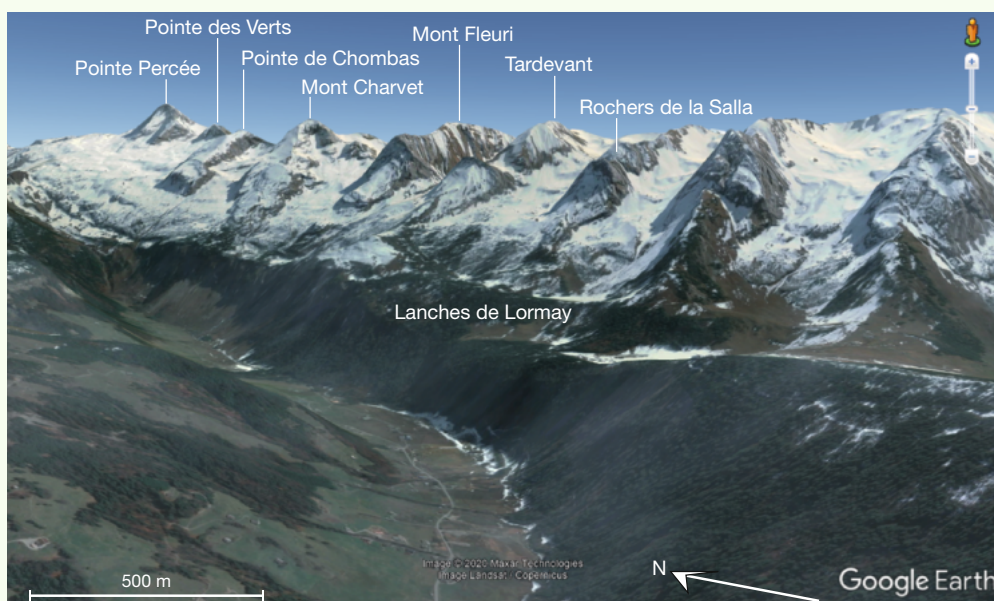


Figure 2. Vue aérienne de la chaîne des Aravis en direction du nord-est. La lumière vient de l'est.

Source : Google Earth

Pour mieux visualiser le relief de cette zone, vous pouvez ouvrir le logiciel Google Earth et vous rendre dans la ville de « Lormay » ($45^{\circ}56'47.18''N/6^{\circ}30'36.75''E$) ou le site geoportail.gouv.fr avec affichage des cartes IGN.

- c) calculez le relèvement moyen z des fonds océaniques ;
 d) calculez la variation réelle R du niveau de la mer.

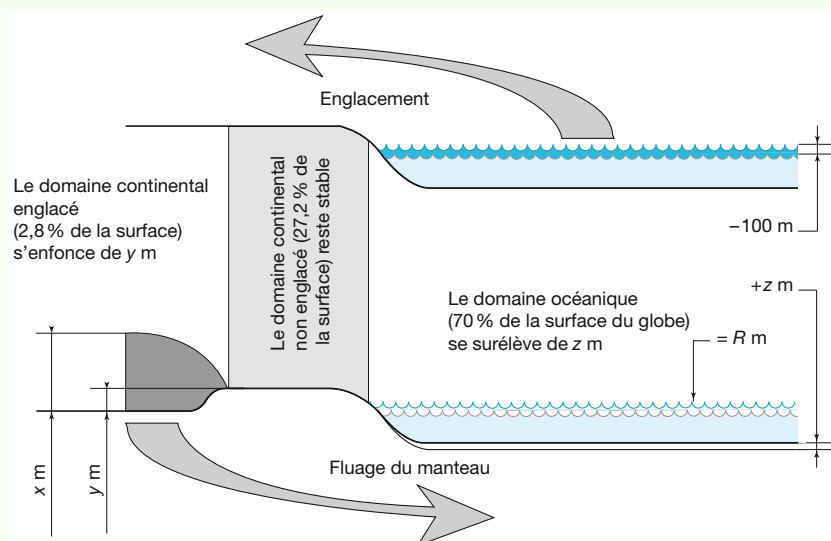


Figure 3.

Sciences

de la Terre et de l'Univers

PUBLIC

- Licences de SVT et de STU
- Licence de géographie
- Classes préparatoires BCPST
- Capes de SVT
- Agrégation de SV-STU

Entièrement mis à jour, ce manuel de référence, richement illustré et tout en couleurs, couvre l'ensemble du programme de sciences de la Terre et de l'Univers. Il offre :

- Tout le cours
- + de 1000 photos et schémas
- Des fiches pédagogiques
- Des encarts d'approfondissement
- Des exercices intégralement corrigés
- Une bibliographie thématique

Après avoir situé notre planète dans l'histoire et l'immensité de l'Univers, les auteurs – enseignants-chercheurs renommés dans leur spécialité – en étudient toutes les dimensions : du noyau jusqu'à la croûte, du fond des océans jusqu'à la stratosphère et du fossile jusqu'à l'homme dans son environnement actuel.

Première partie : La Terre, planète du système solaire

1. La place de la Terre dans l'Univers
2. Le système solaire et les exoplanètes
3. La formation et l'évolution du système solaire

Deuxième partie : La Terre, archive géologique et mémoire du temps

4. Les concepts de base de la géologie, science de l'histoire de la Terre
5. Les roches, environnements et bassins sédimentaires : des archives géologiques
6. Stratigraphie et mesure du temps

Troisième partie : La Terre et ses climats : la dynamique des enveloppes fluides

7. Les climats actuels : comprendre le fonctionnement du système climatique

8. Les paléoclimats

9. Le changement climatique moderne et les projections sur l'évolution climatique future

Quatrième partie : La Terre solide et sa dynamique

10. Forme, structure et dynamique globales de la Terre interne
11. La lithosphère et sa dynamique
12. Le magmatisme, marqueur de la dynamique de la Terre

Cinquième partie : La Terre, planète du vivant

13. L'origine de la vie
14. L'évolution de la biosphère

64,90€

ISBN : 978-2-8073-2426-8



9 782807 324268

deboeck
SUPÉRIEUR

www.deboecksuperieur.com

CHEZ LE MÊME ÉDITEUR

