

Jean-François Deconinck

LICENCE 3 ET MASTER
SCIENCES DE LA TERRE
& SCIENCES DE
L'ENVIRONNEMENT



Paléoclimats

L'enregistrement des variations climatiques

- Cours complet
- Exercices d'application
- Tous les corrigés détaillés

Vuibert

Table des matières

Avant-propos	1
Introduction	3
CHAPITRE 1. Les acteurs du climat et le système climatique	9
1. Le Soleil	9
1.1 Énergie et rayonnement solaire.	9
<i>Comment a-t-on mesuré la température de la photosphère ? 10 – Quelle est l'énergie rayonnée par le Soleil ? 11</i>	
1.2 Variations de l'activité solaire	12
1.3 Relations Terre-Soleil	15
Caractéristiques de l'orbite terrestre, 15 – L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre, 16 – Les saisons, 16 – <i>Quelle est la durée... ou quelles sont les durées des saisons ? 18</i> – La précession des équinoxes, 18 – Répartition de l'insolation, 19 – L'albédo, 20	
2. L'atmosphère	21
2.1 Composition et structure	21
2.2 Atmosphère et rayonnement solaire	23
La circulation générale atmosphérique, 23 – Spectre d'absorption des gaz atmosphériques et effet de serre, 25 – <i>Les gaz à effet de serre GES, 27</i>	
2.3 Évolution de la composition de l'atmosphère au cours des temps géologiques ..	29
3. L'océan mondial	31
3.1 Densité de l'eau	32
3.2 La circulation thermohaline	33
<i>En combien de temps s'effectue la boucle thermohaline ? 35</i>	
3.3 Interactions océan-atmosphère	35
<i>Comment reconstituer la circulation océanique au cours des temps géologiques ? 36</i>	
4. La cryosphère	37
4.1 Les glaciers alpins	37
4.2 Les inlandsis	38
4.3 Les glaces de mer	40
<i>La fonte de la banquise et des icebergs provoque-t-elle une élévation du niveau marin ? 40</i>	
4.4 Influences de la cryosphère sur le climat	41
<i>Qu'appelle-t-on glacio-eustatisme ? 41</i>	

5. La biosphère	42
5.1 La vie précambrienne	42
5.2 La période phanérozoïque	43
5.3 Rôle de la biosphère sur le climat	43
6. La croûte continentale	43
6.1 Formation de la croûte continentale	44
6.2 L'altération des continents	44
Rôle de la tectonique des plaques sur le climat, 45 – <i>Comment évaluer l'intensité de l'altération chimique au cours des temps géologiques ?</i> 46	
7. Importance du cycle du carbone et des rétroactions	48
7.1 Sources et puits de dioxyde de carbone	49
Le modèle BLAG, 49 – Rôle de l'océan, 50 – La photosynthèse, 51 – <i>Les isotopes stables du carbone</i> , 51 – Le méthane, 52 – <i>Qu'appelle-t-on hydrates de méthane ou clathrates ?</i> 53 – Le modèle Geocarb II, 54	
7.2 L'influence des rétroactions	55
CHAPITRE 2. Climats actuels et méthodes d'étude des paléoclimats	57
1. Climats et phénomènes climatiques actuels	57
1.1 La distribution zonale des climats actuels	57
1.2 La mousson	57
1.3 Conséquences de la mousson	59
1.4 Les oscillations atmosphériques	60
Enso : El Niño Southern Oscillation, 60 – Oscillation Nord-Atlantique (ONA), 62	
1.5 Le réchauffement climatique moderne	63
2. Supports de l'enregistrement climatique et techniques d'études des paléoclimats.	63
2.1 Mesures directes et documents historiques	64
2.2 Supports biologiques	65
Scléroclimatologie, 69 – <i>Utilisation des isotopes stables de l'oxygène en paléoclimatologie</i> , 69	
2.3 Dépôts sédimentaires.	75
Dépôts continentaux, 76 – Les sédiments marins, 80 – <i>Les minéraux argileux</i> , 82	
2.4 Étude des glaces	86
Datation des glaces, 86 – Étude des bulles d'air et des impuretés de la glace, 87	
CHAPITRE 3. Les périodes glaciaires	89
1. Les glaciations précambriennes	91
1.1 La plus ancienne glaciation	92

1.2 La glaciation huronienne	94
<i>Quelles sont les causes possibles de la glaciation huronienne ? 95</i>	
1.3 Les glaciations néoproterozoïques	97
Répartition spatiale et temporelle des dépôts glaciaires, 97 – Sédiments associés aux dépôts glaciaires, 98 – <i>À quoi correspondent les cap carbonates ? 98</i> – Les scénarios proposés, 99	
2. Les glaciations phanérozoïques	102
2.1 La glaciation de l'Ordovicien terminal	102
Répartition géographique des dépôts glaciaires, 102 – Durée de la glaciation, 103 – Les variations du niveau marin, 104 – Paléogéographie et paléoenvironnements ordoviciens, 105	
2.2 Les glaciations du Dévonien terminal au Permien supérieur	108
Durée de la glaciation, 108 – Causes de la glaciation, 109	
3. Le refroidissement et la glaciation cénozoïques	115
3.1 Données isotopiques	115
3.2 Enregistrement sédimentaire de la glaciation cénozoïque : la sédimentation sur la marge nord-est américaine	119
3.3 Quelles sont les causes du refroidissement cénozoïque ?	122
Rôle de la tectonique des plaques, 122 – Mise en place de la circulation circum-antarctique, 122 – Formation de dépôts sédimentaires riches en matière organique, 123 – Rôle du volcanisme et des impacts, 125	
CHAPITRE 4. Les périodes chaudes de type « <i>greenhouse</i> »	129
1. Les périodes chaudes du Paléozoïque	129
1.1 Les climats cambro-ordoviciens	129
1.2 Les climats siluro-dévonien	132
<i>L'évolution climatique du passage Frasnien-Famennien peut-elle être en partie responsable de cette extinction majeure ? 133</i>	
2. Les climats du Permo-Trias à l'Éocène (– 225 à – 35 Ma)	134
2.1 L'aridité permo-triasique et les climats du Trias	135
Les trapps du nord-ouest de la Sibérie, 136 – Le passage Trias-Jurassique, 137	
2.2 La période Jurassique-Crétacé	139
Existait-il des glaces polaires au Jurassique et au Crétacé ? 139 – Climats liasi-ques, 140 – L'événement toarcien, 142 – Évolution de la température des eaux océaniques du Jurassique moyen au Crétacé supérieur, 144 – Le passage Jurassique-Crétacé, 146 – Les refroidissements du Crétacé, 147 – Quelles sont les causes de ces refroidissements ? 149 – L'optimum climatique du Cénomani- en, 151 – Le refroidissement progressif du Crétacé supérieur, 152 – Conséquences climatiques de l'impact de Chicxulub à la limite K-T, 153 – Le maximum ther- mique du passage Paléocène-Éocène (P-E), 155 – Quel processus est susceptible d'entraîner une élévation forte des températures et la libération de carbone à $\delta^{13}\text{C}$ fortement négatif ? 156 – Conclusion, 157	

CHAPITRE 5. Variations climatiques à haute fréquence	159
1. Enregistrement sédimentaire des fluctuations des paramètres orbitaux	159
1.1 Les séries pélagiques alternantes marne-calcaire.	159
1.2 Les séquences carbonatées du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Jura	167
1.3 Les sédiments océaniques plio-quaternaires.	169
<i>Comment interviennent les fluctuations des paramètres orbitaux sur les cycles glaciaires/ interglaciaires ? 170 – Pour quelles raisons les fluctuations de l'insolation relativement faibles produisent-elles des changements climatiques majeurs ? 171</i>	
2. Enregistrement dans les glaces	172
2.1 Les carottes de glace de Vostok et du Dôme C.	172
2.2 Quelles sont les relations entre les paramètres orbitaux et les teneurs en gaz à effet de serre ?	175
<i>Quel réservoir de carbone a pu jouer un rôle dans le pompage du dioxyde de carbone durant les stades glaciaires ? 176 – Le processus de pompage du dioxyde de carbone a-t-il pu être plus actif durant les stades glaciaires ? 176</i>	
3. Les changements abrupts du climat	177
3.1 L'extrême instabilité du climat glaciaire	177
Les événements de Heinrich, 179 – L'oscillation du Bölling-Allerød/Dryas récent (BA/DR), 181	
3.2 Un événement froid il y a 8 200 ans	183
<i>Quel peut être l'effet de l'événement sur le climat ? 186 – Un événement comme celui-ci, dont les conséquences sur nos sociétés actuelles seraient majeures, peut-il encore se produire ? 186</i>	
4. Variations climatiques du dernier millénaire	187
4.1 Le petit âge glaciaire	188
Mise en évidence, 188 – <i>À quoi correspond l'optimum climatique du Moyen Âge ? 188 – Causes possibles du petit âge glaciaire, 188 – Existe-t-il une relation entre l'irradiance du Soleil et les fluctuations du climat au cours du dernier millénaire ? 191</i>	
4.2 Le réchauffement climatique moderne	194
Conclusion	197
Contrôle externe	197
Contrôle interne	199
Corrigés des exercices	203
Glossaire	217
Références bibliographiques	223
Ouvrages et articles généraux	223
Ouvrages et articles spécialisés	224
Index	233

1 *Les acteurs du climat et le système climatique*

1. Le Soleil

Le Soleil, principal acteur du climat, correspond à une sphère gazeuse en rotation de 700 000 km de rayon dont la masse atteint 2.10^{30} kg soit 99 % de la masse du système solaire. Composé à 73 % d'hydrogène, 25 % d'hélium et 2 % d'autres éléments plus lourds issus des mécanismes de la nucléosynthèse dans les étoiles massives et les supernovae, il constitue la source d'énergie des climats.

1.1 *Énergie et rayonnement solaire*

À la surface de la Terre, le rayonnement solaire constitue la principale source de chaleur. Les autres énergies telles que l'énergie géothermique ont une influence négligeable sur le climat. Le Soleil tire son énergie de la fusion nucléaire de quatre noyaux d'hydrogène (proton) en un noyau d'hélium (particule α). La masse de quatre noyaux d'hydrogène étant supérieure à celle d'un noyau d'hélium, le déficit de masse (M) entraîne une libération considérable d'énergie (E) suivant la relation d'Einstein $E = Mc^2$ où c correspond à la vitesse de la lumière.

Au centre du Soleil, la température atteint 13 millions de degrés. L'énergie produite sous forme de photons γ et de neutrinos est transférée vers les couches externes d'abord par rayonnement, puis par convection, c'est-à-dire par déplacement d'un fluide sous l'effet de différences de température. On distingue ainsi du cœur à la périphérie du Soleil, le four thermonucléaire, la zone radiative interne et la zone convective (figure 3). Avant de s'échapper du Soleil, les photons γ très énergétiques au départ subissent de nombreuses absorptions, réémissions, réabsorptions, et perdent beaucoup d'énergie. Au niveau de la couche externe du Soleil ou photosphère, la température n'est plus qu'à environ 5 800 K. Les photons mettent ensuite environ 8 minutes pour parcourir la distance moyenne Terre-Soleil voisine de 150.10^6 km ($= 1$ unité astronomique ou UA) et parvenir sur Terre.

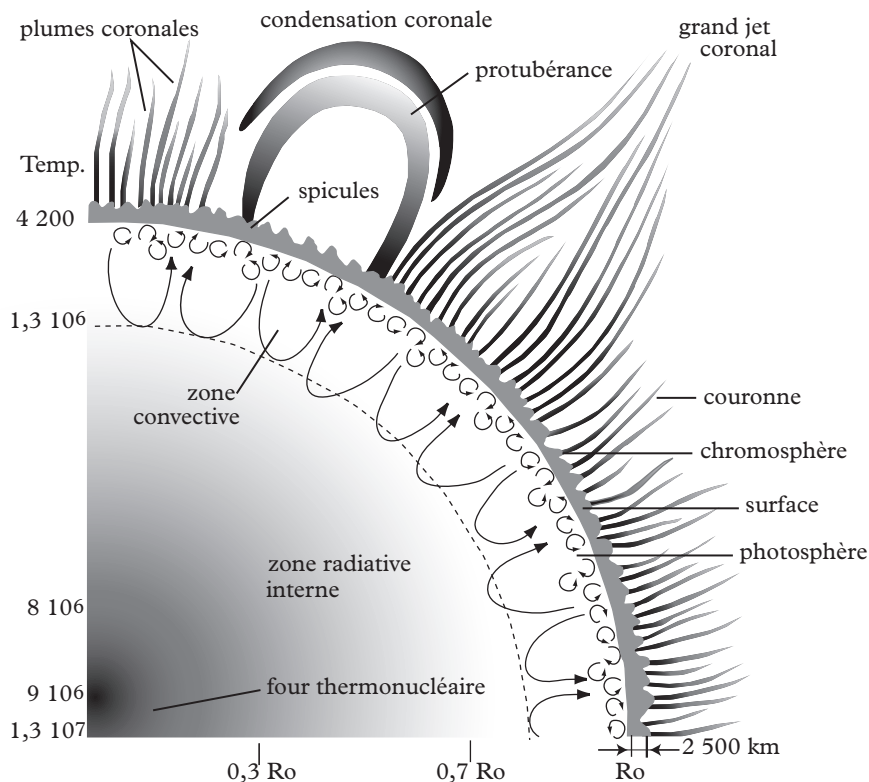


Figure 3. Structure du Soleil et température estimée des différentes enveloppes

R_0 = rayon du Soleil (700 000 km) (d'après Nesme-Ribes et Thuillier 2000).

Comment a-t-on mesuré la température de la photosphère ?

Le Soleil présente un spectre électromagnétique continu de l'ultraviolet au proche infrarouge, mais il rayonne un maximum d'énergie dans la partie visible du spectre (figure 4). La longueur d'onde correspondant à l'émission maximale $\lambda_{\max}$ est voisine de $0,5 \mu\text{m}$ (500 nm). En assimilant le Soleil à un corps noir, l'application de la loi de Wien ($T = 2\,885/\lambda_{\max}$), qui relie la température T d'un corps et la longueur d'onde de l'émission maximale $\lambda_{\max}$, permet de déduire sa température. Dans le cas du Soleil, on obtient une température voisine de 5 800 K. Le spectre solaire montre également des raies d'absorption dans les longueurs d'onde de l'ultraviolet et du visible (raies de Fraunhofer), révélatrices de la présence d'éléments chimiques tels le magnésium, l'aluminium dans l'atmosphère solaire (figure 4).

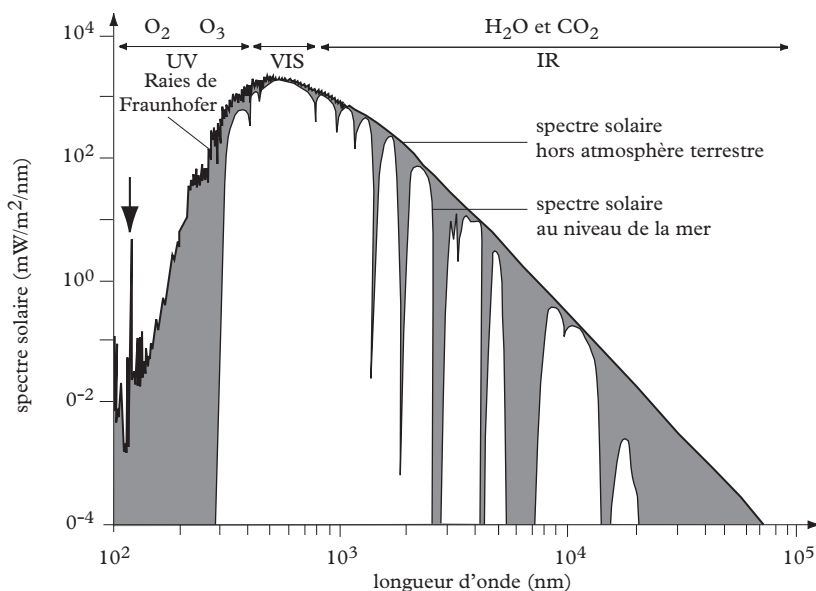


Figure 4

Spectre solaire hors atmosphère et au niveau de la mer (après traversée de l'atmosphère) présentant des bandes d'absorption dans l'ultraviolet (UV) par l'ozone en particulier, et dans l'infrarouge (IR) par la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone. La flèche indique la raie d'émission de l'hydrogène (d'après Nesme-Ribes et Thuillier 2000).

Quelle est l'énergie rayonnée par le Soleil ?

L'énergie E rayonnée par un corps est proportionnelle à la puissance 4 de sa température absolue T . La loi de Stefan-Boltzmann $E = \sigma T^4$ exprime la quantité de radiations émises par unité de surface. La constante de Stefan-Boltzmann σ est égale à $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^{-4}$. La photosphère ayant une température voisine de $5\,800 \text{ K}$, le Soleil émet :

$E_{\text{Soleil}} = (5,67 \cdot 10^{-8}) \times (5\,800)^4 = 6,4 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ soit, compte tenu de la surface d'une sphère ($4 \pi R^2$), une puissance totale de

$$6,4 \cdot 10^6 \cdot 4 \pi \cdot (7 \cdot 10^5)^2 = 3,83 \cdot 10^{26} \text{ W.}$$

Seule une infime partie de cette énergie considérable dissipée dans l'espace est interceptée par la Terre. Les mesures réalisées au sommet de l'atmosphère terrestre montrent qu'un écran de 1 m^2 reçoit une puissance voisine de $1\,368 \text{ W}$. Le flux solaire est donc de $1\,368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, valeur moyenne actuelle qui correspond à la constante solaire. À la surface de la Terre, la puissance doit être divisée par 4 (soit environ 342 W) puisqu'à rayon égal, l'aire d'une sphère est 4 fois plus importante que celle d'un disque (figure 5). Cette énergie ne parvient pas intégralement à la surface de la Terre en raison des phénomènes de réflexion et d'absorption qui se produisent dans l'atmosphère.

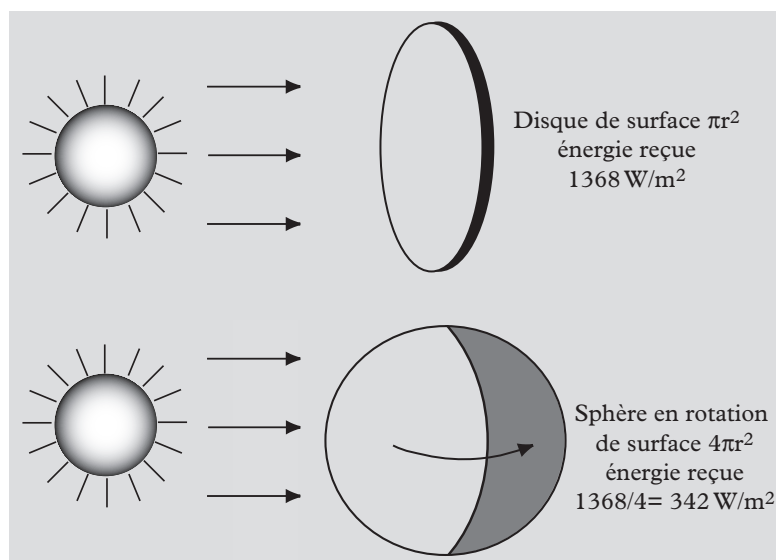


Figure 5. Illustration de la mesure de la constante solaire sur un disque qui serait situé au sommet de l'atmosphère et sur une sphère en rotation (d'après Ruddiman 2001)

À rayon égal, la surface d'une sphère étant 4 fois plus grande que celle d'un disque, l'énergie reçue par unité de surface doit être divisée par 4 sur une sphère en rotation telle que la Terre.

Exercice 1.1 : Calculez la constante solaire sur Terre, puis sur Mars, sachant que la distance moyenne Terre – Soleil est de 150.10^6 km et que la distance moyenne Mars – Soleil est de 228.10^6 km.

1.2 Variations de l'activité solaire

Les mesures réalisées grâce au satellite ERBS (Earth Radiation Budget Satellite, lancé en 1984 par la NASA) ont montré que la « constante » solaire présentait en réalité de faibles fluctuations ($1\,368 \pm 4 \text{ W/m}^2$). Depuis, d'autres satellites embarquant des instruments de mesures de plus en plus sophistiqués (par exemple ACRIMSAT : Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor Satellite) mesurent régulièrement l'irradiance solaire. Ces fluctuations sont en phase avec l'apparition ou la disparition de taches sombres sur la photosphère (figure 6).

L'observation systématique des taches solaires a débuté grâce à la mise au point des lunettes astronomiques au XVII^e siècle. Nous savons aujourd'hui que l'apparition des taches solaires est liée à la structure et à la dynamique du champ magnétique du Soleil.

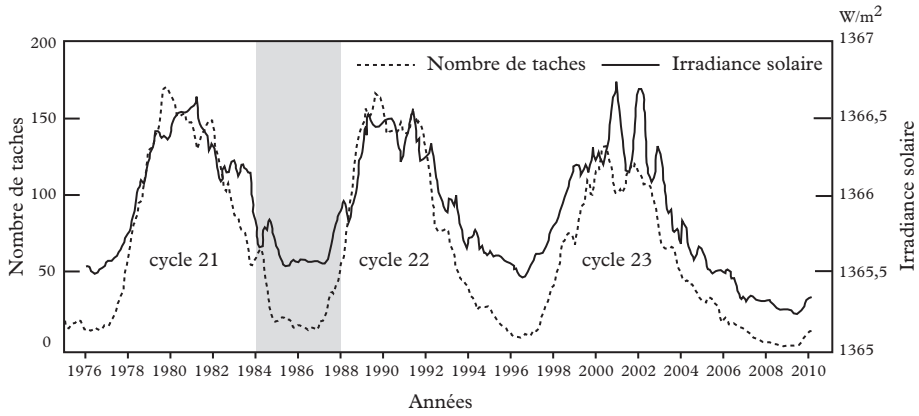


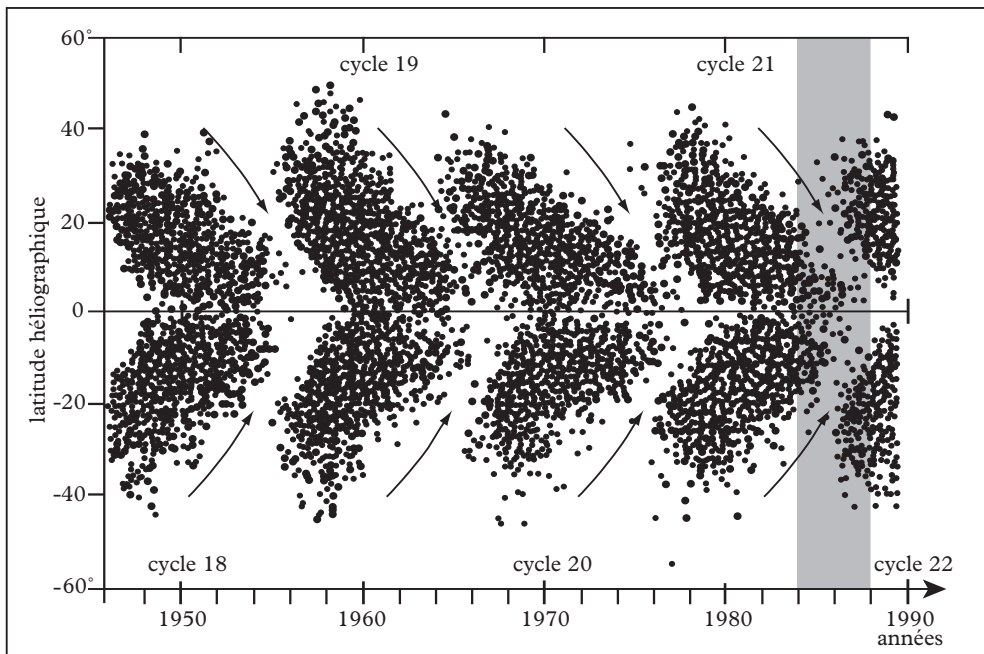
Figure 6

Correspondance entre le nombre de taches solaires et l'irradiance solaire totale de 1976 à 2010. On notera le très faible nombre de taches solaires en 2008 où durant presque 9 mois, le Soleil ne présentait pas de taches, ceci n'était pas arrivé depuis plus de 100 ans.

Figure 7

Diagramme de Maunder ou Diagramme papillon (d'après Nesme-Ribes et Thuillier 2000, modifié).

Les flèches matérialisent le déplacement des taches des moyennes aux basses latitudes héliographiques au cours du cycle. La bande grisée (années 1984 à 1988) est à mettre en correspondance avec la figure 6.



Plusieurs observations essentielles ont été réalisées sur les taches solaires. Longtemps considérée comme un phénomène aléatoire, l'apparition des taches solaires selon un cycle de 11 ans fut découverte au XIX^e siècle par Heinrich Schwabe. Ce cycle undécennal ou cycle de Schwabe fut confirmé par Wolf, suite à une compilation de données relatives aux taches solaires. Le nombre de Wolf représente l'activité mensuelle du Soleil. Les taches solaires demeurent concentrées de part et d'autre de l'équateur solaire, à des latitudes inférieures à 40°. Au début du cycle de Schwabe, les taches apparaissent vers 35–40° de latitude solaire et persistent au maximum 1 à 2 mois. Au fur et à mesure du déroulement du cycle, elles se rapprochent de l'équateur solaire. La représentation de la latitude héliographique des taches en fonction du temps ou diagramme de Maunder (encore appelé diagramme papillon) permet de matérialiser le phénomène (figure 7). Ce cycle présente quelques « ratés » puisque certaines périodes, sur lesquelles nous reviendrons, se caractérisent par l'absence ou la rareté des taches solaires. De nombreux autres cycles de fréquence variable ont été identifiés, tels ceux de Gleisberg, Suess et Hallstattzeit, dont les périodes sont respectivement de 90, 200 et 2 300 ans, mais leur rôle éventuel sur le climat de la Terre fait encore l'objet de discussions.

À l'échelle géologique, il est nécessaire de considérer avec attention l'évolution à long terme du Soleil, résumée comme pour l'ensemble des étoiles par le diagramme de Hertzsprung-Russell. Le Soleil évolue sur la séquence principale de ce diagramme, ce qui indique une augmentation régulière de sa luminosité depuis sa formation. L'évolution de l'irradiance solaire répond à la formule $S_t = S_0 / (1 + 0,4t/t_0)$ où S_0 = irradiance actuelle, t = irradiance à l'instant t et $t_0 = 4,57$ Ga = moment de la formation du système solaire. Lors de la formation du système solaire, on estime que la constante solaire devait être voisine de 1 000 W (au lieu de 1 368 aujourd'hui), et la température de la photosphère n'était alors que de 5 400 K. Le

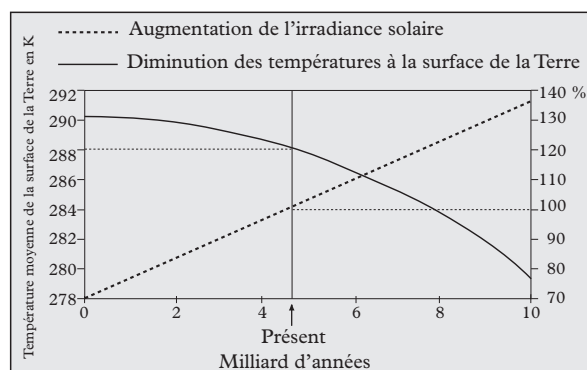


Figure 8. Croissance linéaire de l'activité du Soleil depuis sa formation et décroissance des températures terrestres

Cet apparent paradoxe s'explique par une tendance à la diminution progressive de l'intensité de l'effet de serre au cours des temps géologiques en raison d'un stockage lent et progressif du dioxyde de carbone atmosphérique sous forme de roches carbonatées et carbonées. La flèche indique la période actuelle correspondant à 100 % de la luminosité solaire et une température moyenne de surface sur Terre de 15 °C soit 288 K (d'après Hoyt et Schatten, 1997).

Soleil devait apparaître rougeâtre, puis l'irradiance a augmenté d'environ 30 % de manière linéaire (figure 8). Au Protérozoïque supérieur, il y a environ 700 Ma, l'énergie solaire atteignait 94 %, et au Trias (-230 Ma) environ 98 % de sa valeur actuelle. Il est indispensable de prendre en compte cette évolution, en particulier lors de l'utilisation de modèles destinés à la reconstitution de climats très anciens.

Exercice 1.2 : Construisez la courbe d'évolution de la constante solaire au cours du Phanérozoïque. Par rapport à la valeur actuelle, quelle était la valeur, en pourcents, de l'irradiance solaire au passage Jurassique/Crétacé ?

En résumé, l'intensité du rayonnement solaire montre deux types de variations : elle augmente de manière linéaire depuis la formation du système solaire et elle présente de nombreuses fluctuations cycliques de fréquences très diverses ; nous retiendrons en particulier le cycle undécennal des taches solaires.

1.3 Relations Terre–Soleil

La répartition de l'énergie reçue par la Terre dépend de sa position et de son orientation par rapport au Soleil.

Caractéristiques de l'orbite terrestre

La Terre tourne autour du Soleil en une année selon une ellipse. Le Soleil n'occupe pas le centre de l'ellipse, mais l'un des foyers (1^{re} loi de Kepler, figure 9). Les foyers d'une ellipse correspondent aux deux points F1 et F2 tel que $F_1T + F_2T$ soit constant pour tous les points T situés sur l'ellipse, c'est-à-dire quelle que soit la position de la Terre.

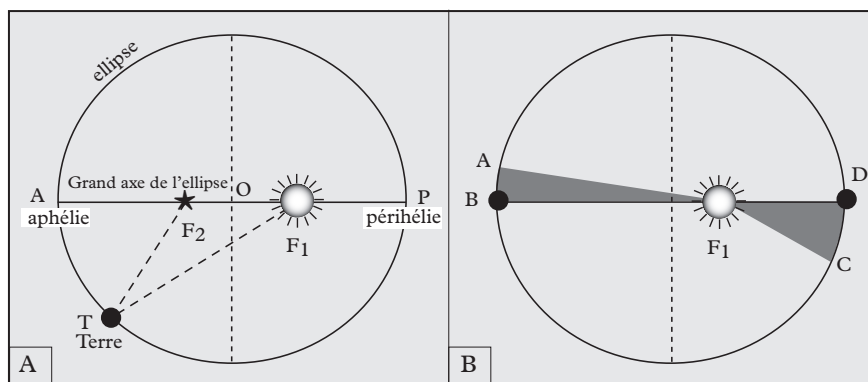


Figure 9

- A. Illustration de la première loi de Kepler ; O = centre de l'ellipse, F1 et F2 correspondent aux foyers dont l'un est occupé par le Soleil.
 B. Selon la seconde loi de Kepler, les surfaces F1AB et F1CD sont égales et la Terre met le même temps pour parcourir les arcs AB et CD.

Jean-François Deconinck

Paléoclimats

L'enregistrement des variations climatiques

Ce manuel propose un **cours pluridisciplinaire** en paléoclimatologie et sédimentologie complété par des **exercices d'application corrigés**. Il présente notamment les supports de l'enregistrement géologique des variations climatiques de la Terre et les résultats les plus récents en matière de recherches sur les paléoclimats.

Rédigé à l'attention des étudiants en troisième année de Licence et en Master des filières Sciences de la Terre et Sciences de l'environnement, cet ouvrage constitue également une excellente base de révision pour tous les candidats aux concours de l'enseignement et ceux des écoles d'ingénieurs.

Sommaire

- | | |
|---|---|
| 1. Les acteurs du climat et le système climatique | 5. Variations climatiques à haute fréquence |
| 2. Climats actuels et méthodes d'étude des paléoclimats | Corrigés des exercices |
| 3. Les périodes glaciaires | Glossaire – Bibliographie – Index |
| 4. Les périodes chaudes de type « <i>greenhouse</i> » | |

Ancien membre du jury de l'Agrégation SV-STU, Jean-François Deconinck est professeur à l'université de Bourgogne. Spécialiste de la sédimentation des argiles, il est actuellement président de l'Association des sédimentologues français (ASF).

ISBN 978-2-311-01193-7



WWW.VUIBERT.FR

