

# Interrelations entre les forêts tropicales et la variabilité climatique : une synthèse des études récentes

**Les relations entre forêts denses et variabilité climatique sous les latitudes tropicales sont l'objet de nombreuses incertitudes liées en partie aux connaissances insuffisantes de l'impact des actions anthropiques et à la difficulté à dégager le rôle actuel de l'homme dans le système complexe des interactions végétation/climat. Au travers d'une revue bibliographique exhaustive, cet article fait le point sur l'état des connaissances actuelles sur le sujet en traitant successivement : l'étude de l'histoire des forêts tropicales et des climats associés, la variabilité climatique en régions forestières et l'analyse des relations entre forêts et climats aux basses latitudes.**

Benjamin SULTAN

Laboratoire  
de météorologie dynamique,  
UMR (CNRS/ENS/EP/UPMC),  
École Polytechnique,  
route départementale 36,  
91128 Palaiseau Cedex.  
<sultan@lmd.polytechnique.fr>

Éric SERVAT

Institut de recherche  
pour le développement,  
MSE, Université de Montpellier II,  
place Eugène-Bataillon,  
34095 Montpellier.

Jean MALEY

Institut des sciences de l'évolution  
de Montpellier, UMR 5554 du CNRS,  
Université de Montpellier II,  
place Eugène-Bataillon,  
34095 Montpellier.

Gil MAHÉ

Institut de recherche  
pour le développement,  
01 BP 182 Montpellier, 34095

## Histoire des forêts tropicales et des climats associés

Le milieu du XX<sup>e</sup> siècle a vu s'intensifier de façon considérable les activités humaines dans les basses latitudes, alimentant ainsi la menace de la destruction à terme de la forêt dense tropicale. Cette menace est d'autant plus pesante qu'elle s'ajoute aux craintes récentes d'une modification globale du climat, à laquelle elle semble être liée, et s'inscrit dans un contexte scientifique d'incertitudes et de controverses. La complexité des éléments à prendre en considération pour l'étude des interrelations entre les forêts tropicales et la variabilité climatique, face aux perturbations anthropiques transcendantes, justifie la nécessité d'un bilan actualisé des connaissances. Cette synthèse des travaux récents, d'une part, présente l'analyse de l'histoire des forêts tropicales et des climats associés, pour souligner l'existence de fluctuations de paléoenvironnements, et d'autre part, étudie la variabilité climatique récente en région forestière tropicale, pour se focaliser sur la sensibilité du climat aux conditions de surface et sur les relations entre les forêts et le climat aux basses la-

On a longtemps considéré les forêts tropicales comme les écosystèmes les plus stables de la planète et attribué leur grande richesse spécifique à leur éventuelle persistance à travers les âges. Les progrès récents dans le domaine de la paléoécologie nous permettent à présent d'affirmer que la forêt dense, en Afrique comme en Amazonie, a subi de nombreuses modifications en phase avec les variations du climat auxquelles elles apparaissent liées au sein d'une histoire de la dynamique végétale beaucoup plus longue que l'échelle humaine : l'échelle des ères géologiques [1, 2].

## Origine et histoire ancienne des forêts tropicales (figure 1)

Bien que l'on ne possède actuellement que très peu de paléodonnées sur l'histoire des forêts denses en Asie du Sud-Est pour l'ère tertiaire, on sait néanmoins

sion durant les dernières 65 millions d'années, se dilatant jusqu'à atteindre le Japon et la Chine. Elles subiront par la suite une diminution progressive, à partir de 25 millions d'années, avec un recul de leurs limites au nord comme au sud [3]. En Amérique du Sud, la présence d'une forêt tropicale, ressemblant à celle que nous connaissons, a été attestée pour l'Oligocène et le Miocène inférieur et moyen, c'est-à-dire depuis 34 millions d'années. Elle a fait l'objet de modifications importantes à partir de 10 millions d'années BP jusqu'à la fin du Pliocène avec la formation graduelle de la chaîne des Andes [4]. En Afrique, les connaissances géologiques récentes mettent en parallèle la répartition actuelle des grands ensembles phytogéographiques et, à partir du Miocène moyen, la mise en place du continent africain dans la position qu'on lui connaît, il y a 14 millions d'années [5].

## Histoire des forêts tropicales et des climats, du Tertiaire moyen à l'Holocène

Si les données manquent pour la période la plus ancienne, il est quand même possible de reconstituer l'évolution climatique qui a suivi la mise en place du continent africain. Entre 15 et 10 millions d'années, consécutivement à l'extension de la glaciation antarctique, le climat s'est asséché et rafraîchi, avec la remontée des fronts polaires qui conduisent à la mise en place des climats à saisons alternées, sèches et humides, avec un impact majeur sur la végétation qui s'ouvre et s'assèche [1]. Entre 8 et 6,5 millions d'années, l'Afrique tropicale redevient plus humide [6] avant de s'assécher à nouveau, en faveur d'une extension de la savane [1]. Peu après 5 millions d'années BP, le cli-

mat a été de nouveau plus clément, avec des oscillations entre phases sèches et phases humides, mais moins marquées que précédemment.

L'alternance des grandes phases de glaciation et d'interglaciation, générée par des variations de paramètres orbitaux qui contrôlent la distribution de l'énergie radiative solaire à la surface de la planète [1], commence environ 2,5 millions d'années avant notre ère [7], en liaison avec la première mise en place d'une grande calotte glaciaire sur les hautes latitudes de l'hémisphère nord. Ces phénomènes conduisent à de grandes périodes arides en Afrique tropicale [6]. Cette alternance de périodes glaciaires et interglaciaires va avoir un impact majeur sur les écosystèmes forestiers de l'ensemble de la zone tropicale. Cela se traduira en Asie du Sud-Est, comme en Afrique et en Amérique du Sud, par un

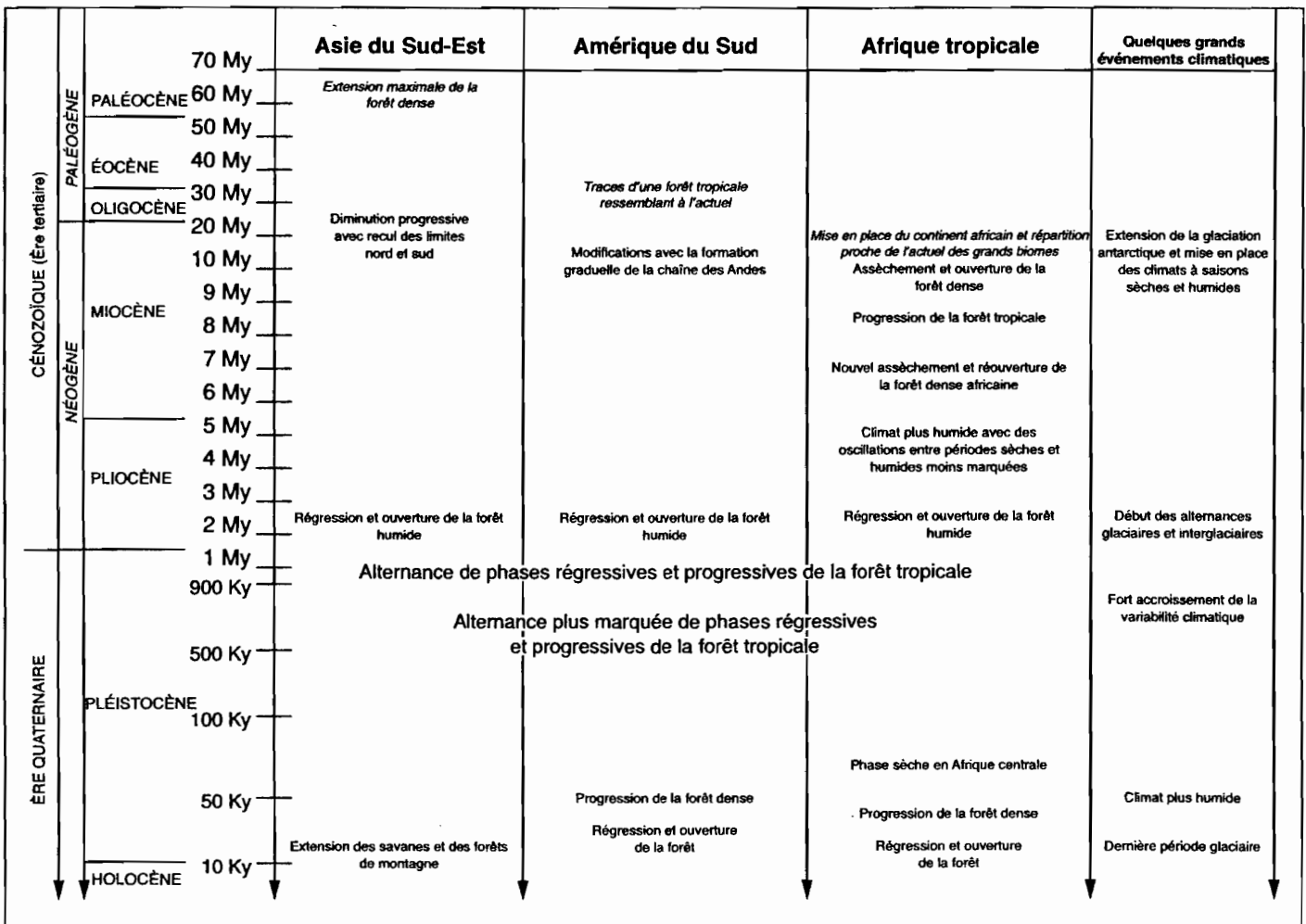


Figure 1. Les forêts tropicales et le climat du Tertiaire inférieur au Quaternaire.

## Références

1. Bonnefille R. Afrique, paléoclimats et déforestation. *Sécheresse* 1993 ; 2 : 221-31.
2. Bigot S. *Les précipitations et la convection profonde en Afrique centrale : cycle saisonnier, variabilité interannuelle et impact sur la végétation*. Thèse de doctorat de l'université de Bourgogne, 1997 ; 283 p.
3. Heaney LR. A synopsis of climatic and vegetational change in Southeast Asia. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 53-61.
4. Van der Hammen T. Paleocological background : neotropics. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 37-47.
5. Bonnefille R. Modifications des végétations intertropicales et changements climatiques. In : Faure H, Faure L, Diops ES, eds. *Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire passé-présent-futur*. Travaux et documents 197. Paris : ORSTOM, 1986.
6. Hamilton AC, Taylor D. History of climate and forests in tropical Africa during the last 8 millions years. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 65-78.
7. Moley J. Fluctuations majeures de la forêt dense humide africaine au cours des 20 derniers millénaires. In : *Alimentation en forêt tropicale : interactions bioculturelles et perspectives de développement*, vol. 1. Paris : UNESCO, 1996 : 55-76.
8. Moley J. The African rain forest : main characteristics of changes in vegetation and climate from the upper Cretaceous to the Quaternary. *Proceed R Soc Edinburg Biol Sc* 1996 ; 104B : 31-73.
9. Sifeddine A, Frohlich F, Fournier M, et al. La sédimentation lacustre indicateur de changements des paléoenvironnements au cours des 30 000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *CR Acad Sci Paris* 1994 ; 318 : 1645-52.
10. Tardy C. *Paléo-incendies naturels, feux anthropiques et environnements forestiers de Guyane française du Tardiglaciaire à l'Holocène récent*. Thèse de doctorat de l'université de Montpellier-2, 1998 ; 343 p.

recul des forêts et une extension quasi systématique des savanes lors des périodes glaciaires. Vers 800 000 ans avant notre ère intervient une accentuation de l'influence de ces cycles se traduisant par un fort accroissement de la variabilité climatique avec des phases de refroidissement plus marquées [7]. Cependant, les impacts de ces changements climatiques depuis cette date sont difficiles à mesurer sur le continent africain car, comme pour l'Amérique du Sud et l'Asie du Sud-Est, les données sont rares entre 1,5 million d'années et 40 000 ans avant notre ère [5]. On en sait un peu plus sur le Quaternaire récent, notamment qu'une phase sèche a frappé l'Afrique centrale et entraîné un recul de la forêt entre 70 000 et 40 000 ans BP [2]. Le climat s'est par la suite un peu humidifié entre 40 000 et 30 000 ans BP en Afrique centrale [8], ainsi qu'en Amérique du Sud entre 50 000 et 30 000-25 000 ans BP [4], en ayant favorisé une reprise forestière pour les deux continents.

Cette reprise fut brève puisqu'elle a été suivie par la dernière grande période glaciaire généralisée dont les effets ont été ressentis sur l'ensemble de la zone tropicale entre 20 000 et 15 000 ans BP. En Asie du Sud-Est, ce maximum glaciaire s'est traduit aussi par une extension des savanes et des forêts de montagne, au détriment de la forêt humide [3]. En Amérique du Sud, la forêt a régressé dès 28 000 ans BP, pour être progressivement remplacée par la savane jusque 15 000-14 000 ans BP en Amazonie brésilienne orientale et méridionale, en Guyane et au Brésil central [4, 9]. L'aridité a alors touché l'ensemble du domaine forestier tropical africain entre 30 000 et 12 000 ans BP avec une réduction maximale de la forêt entre 20 000 et 15 000 BP [7].

### Évolution différentielle des forêts africaines et américaines pendant l'Holocène (figure 2)

Le début de l'Holocène vers 10 000 ans BP coïncide quasi exactement avec la dernière phase d'extension maximale des forêts humides sur l'ensemble de la zone tropicale. En Amérique du Sud, l'histoire de la partie orientale de la forêt amazonienne enregistrée à Carajas montre que, après une première extension entre 10 000 et 8 000 ans BP, la forêt régresse considérablement jusque

vers 4 000 ans BP avec un maximum de sécheresse entre 6 000 et 5 000 ans [9]. Cet assèchement du climat favorise une recrudescence des feux de forêts, y compris en Guyane française jusque vers 4 000 ans BP [10]. Corrélativement, le niveau du lac Titicaca dans les Andes était relativement bas à l'Holocène moyen puis, vers 3 800 ans BP, il a monté brutalement d'environ 20 m, pour atteindre des niveaux proches du niveau actuel [11]. Peu après 4 000 ans BP est intervenue une nouvelle phase d'extension forestière à Carajas et en Guyane qui a perduré ensuite jusqu'à l'Actuel.

En Afrique centrale, la situation a été très différente. La phase d'extension des forêts a débuté vers 9 500 ans BP en Afrique occidentale (lac Bosumtwi) pour s'étendre sans discontinuité jusqu'à l'Actuel [12]. En Afrique centrale, l'extension forestière, qui a aussi débuté vers 9 500 ans, connaît en revanche une interruption importante intervenue peu après 3 000 ans BP dans le Sud-Cameroun et au Congo occidental [13, 14]. Un maximum d'aridité général s'est fait ressentir dans ces régions entre 2 800 et 2 000 ans BP, favorisant une extension des savanes et des milieux ouverts. En même temps, on note une forte extension des taxons pionniers qui vont permettre un retour rapide des milieux forestiers à partir d'environ 2 000 ans. Suivant les sites étudiés, la reprise forestière et la succession des formations végétales n'ont pas été synchrones. Dans la région du lac Ossa vers Edea, par exemple, ce n'est qu'à partir de 800 BP que la forêt sempervirente, riche en *Caesalpinaceae*, a dominé à nouveau [15]. La configuration des différentes formations forestières actuelles résulte largement des perturbations et modifications de la végétation qui ont affecté l'Afrique centrale depuis près de 3 000 ans.

L'optimum forestier africain apparaît synchrone d'une brutale augmentation des températures de surface de la mer sur le golfe de Guinée [16]. La mousson se chargeant en humidité sur l'Atlantique oriental, cet accroissement de température a eu pour effet d'augmenter fortement la pression de vapeur d'eau, avec pour conséquence ultime d'accroître les précipitations sur le continent voisin. Les variations survenues en Amérique du Sud, en particulier l'extension des milieux ouverts au cours de l'Holocène moyen, ont été mises aussi en relation avec des variations des tempéra-

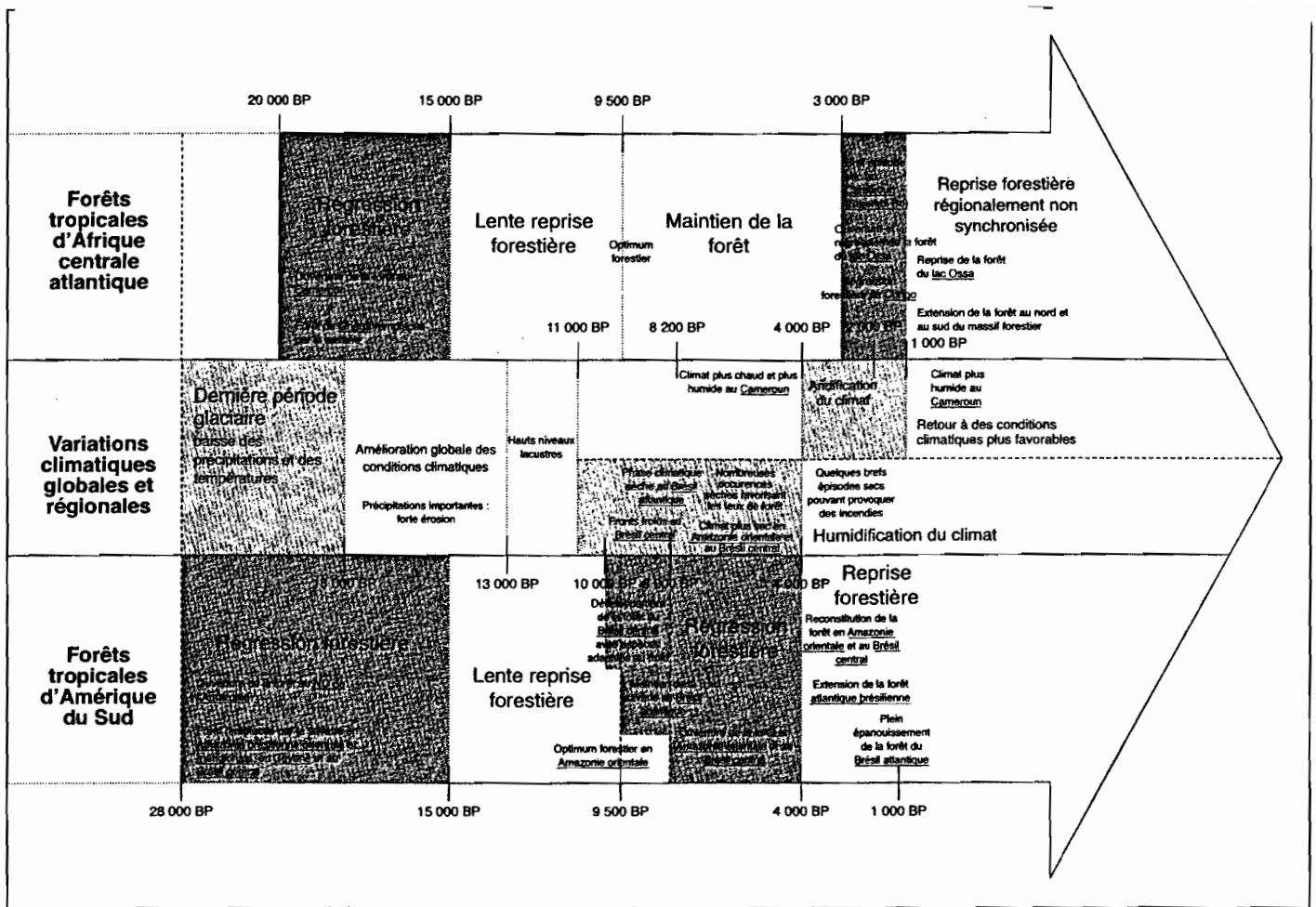


Figure 2. Évolution des forêts tropicales d'Amérique du Sud et d'Afrique centrale atlantique à l'échelle des 20 000 dernières années.

tures marines, y compris avec des phénomènes de type El Niño [11]. Les fluctuations secondaires qui ont affecté différemment les milieux forestiers, d'une part, autour du lac Bosumtwi au Ghana et, d'autre part, près du lac Barombi Mbo dans l'Ouest-Cameroun se corrélaient étroitement aux variations des températures marines de surface dans le golfe de Guinée [13, 16]. Pour la période de 2 800 à 2 000 ans BP, plutôt que de parler de phase aride, le terme de « péjoration climatique » a été employé car cette phase climatique particulière paraît avoir résulté d'une accentuation de la saisonnalité due à un certain raccourcissement de la saison des pluies annuelles, en même temps que d'une augmentation des lignes de grain attestée par de fortes érosions [16]. On voit donc que les variations de la végétation rapportées ici ne peuvent pas être imputées à l'action de l'Homme mais aux modifications globales du climat. Il apparaît même que les perturbations du

climat et de la végétation qui sont intervenues entre 2 800 et 2 000 ans BP pourraient avoir été la cause, ou l'une des causes principales, de la migration des Bantous en Afrique centrale [17].

#### Évolution des forêts tropicales durant le dernier millénaire

Suite au recul brutal de la forêt entre 2 800 et 2 000 ans BP, une nouvelle phase d'extension a débuté lorsque le climat est redevenu favorable vers 2 000 ans BP. Cependant, bien que la végétation forestière pionnière ait réagi immédiatement au retour des conditions humides, la reconquête du domaine forestier sur la savane s'est faite graduellement avec un retard, variable suivant les régions étudiées, qui peut se comparer à un phénomène d'hystérésis [13]. Cette transgression de la forêt tropicale depuis 2 000 ans survient alors que la présence de l'Homme est attestée, et se poursuit encore de nos jours, malgré

l'intensification des activités humaines. L'accroissement de la variabilité climatique depuis la fin de l'Holocène ainsi que le développement des perturbations anthropiques liées à l'agriculture sur brûlis rendent toutefois extrêmement compliquée l'étude des relations entre le climat et les forêts tropicales pour le dernier millénaire. C'est en cela que l'étude des paléoclimats et des paléovégétations peut se révéler intéressante, à savoir que l'on peut se servir des scénarios que l'on a observés dans le passé pour évaluer l'impact de la variabilité climatique actuelle en éliminant les interactions avec les activités humaines. La paléoclimatologie peut ainsi servir de test rétroactif et les nombreuses analogies constatées entre les phénomènes climatiques des époques passées et les variations récentes offrent un intérêt certain pour l'étude des relations entre le climat et la forêt pour la période actuelle, ainsi que pour les décennies et les siècles à venir [18].

## Variabilité climatique en régions forestières tropicales

Dans les basses latitudes, la variation saisonnière des températures est faible. En conséquence, la variabilité spatio-temporelle du climat tropical s'observe principalement sur les éléments du cycle de l'eau et dépend des interactions entre les conditions de surface et l'atmosphère. Cette implication majeure des conditions de surface et du cycle de l'eau explique l'importance accordée, par la recherche actuelle en climatologie, au contenu thermique de la couche mélangée de l'océan global, c'est-à-dire de la couche superficielle soumise à l'action des vents de surface et dans laquelle les gradients thermiques sont faibles [19]. Couvrant 70 % de la surface du globe, les océans constituent le plus grand réservoir hydrologique et un important réservoir d'énergie aux latitudes tropicales, s'attribuant ainsi un rôle majeur de forçage sur la circulation générale [20]. La température de surface de l'océan (TSO) est considérée comme la variable influençant le plus l'atmosphère tout en étant un indicateur de la variabilité climatique [21] ; la forte inertie thermique de l'océan définit par ailleurs les pas de temps caractéristiques du couplage océan-atmosphère et, par conséquent, ceux de la variabilité climatique des basses latitudes [19]. Ce forçage des TSO se retrouve aussi bien à l'échelle saisonnière qu'à l'échelle interannuelle et décennale.

### À l'échelle interannuelle et pluriannuelle : l'oscillation australe (OA)

L'une des expressions les plus importantes de ce couplage est le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique équatorial [2, 19], qui se définit comme la source dominante de la variabilité climatique interannuelle et pluriannuelle dans le monde [22]. En effet, le phénomène a un impact systématique considérable sur les champs de températures et de précipitations, non seulement autour du Pacifique et de l'océan Indien, mais également dans les régions périatlantiques, l'ENSO étant associé à la variabilité des TSO et des flux d'alizés sur l'Atlantique tropical [19]. Les relations entre l'ENSO et la variabilité climatique interannuelle en régions forestières tropi-

cales ont été bien documentées et les nombreuses études, notamment sur l'Afrique centrale [2] et guinéenne [23], sur l'Amazonie tropicale [24], l'Uruguay et le Brésil [25] convergent pour attester d'une diminution notable des pluies tropicales durant une phase chaude de l'OA. Depuis les années 70, l'intensité et la fréquence des événements ENSO ont changé, de même que leurs impacts sur les régions tropicales. En effet, on observe depuis 25 ans une augmentation de l'amplitude des anomalies positives de l'indice mesurant l'OA, avec une fréquence d'occurrences de plus en plus élevée, en liaison avec un réchauffement global [2]. Parallèlement, de nombreux travaux ont montré une évolution dans la configuration spatiale des corrélations entre ces anomalies du gradient zonal des TSO dans le Pacifique équatorial et les précipitations des régions tropicales [2, 26]. Ces études de téléconnexions tendent toutes à montrer la liaison qui existe entre les variations de TSO dans le Pacifique et celles enregistrées dans l'océan Atlantique. En effet, durant un événement ENSO, on observe une tendance positive des anomalies de TSO dans le nord de l'Atlantique tropical avec un effet retard de quelques mois [27]. Il existe donc des interrelations complexes, encore mal connues, entre la variabilité thermique de surface de ces deux océans et les précipitations d'Afrique tropicale [2, 23] et d'Amazonie tropicale [24, 25] qui, par leur situation dans le pourtour atlantique, sont soumises à la double influence des phénomènes atlantique et pacifique modifiant les circulations méridienne de type Hadley et zonale de type Walker [19].

### À l'échelle quasi décennale : l'Atlantique tropical

Des études récentes fondées sur les enregistrements de TSO sur l'Atlantique tropical ont noté l'existence de signaux d'une variation multiannuelle et décennale spécifique à l'océan Atlantique [28]. La variation naturelle de deux modes régionaux de variabilité au nord de l'Atlantique et sur l'Atlantique sud et équatorial [2, 19, 28] induit des fluctuations quasi décennales du gradient méridien des anomalies de TSO dans l'Atlantique tropical. Ce dipôle thermique atlantique a un impact significatif sur la variabilité des précipitations des continents environnants. En effet, il est associé à la circulation atmosphérique sur l'Atlan-

## Références

11. Martin L, Fournier M, Mourguiart P, *et al.* Southern oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7 000 years. *Quat Res* 1993 ; 39 : 338-46.
12. Maley J. The African rain forest vegetation and paleoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 79-98.
13. Maley J, Brenac P. Vegetation dynamics, Paleoenvironments and climatic changes in the forests of Western Cameroon during the last 28 000 years BP. *Rev Paleobotany Palynology* 1998 ; 99 : 157-87.
14. Vincens A, Schwartz D, Bertaux J, Elenga H, Denamur C. Late Holocene climatic changes in Western Equatorial Africa inferred from pollen from Lake Sinnda, Southern Congo. *Quat Res* 1998 ; 50 : 34-45.
15. Reynaud-Farrera I, Maley J, Wirmann D. Végétation et climat dans les forêts du Sud-Est Cameroun depuis 4 770 ans BP : analyse pollinique des sédiments du Lac Ossa. *CR Acad Sci Paris* 1996 ; 322 : 749-55.
16. Maley J. Middle to late Holocene changes in tropical Africa and other continents : paleomonsoon and sea surface temperature. *NATO ASI series* 1997 ; 1 : 611-39.
17. Schwartz D. Assèchement climatique vers 3 000 BP et expansion Bantu en Afrique centrale Atlantique : quelques réflexions. *Bull Soc Géol France* 1992 ; 50 : 352-61.
18. Fontaine B, Janicot S, Durand A. La variabilité climatique en Afrique. *Sécheresse* 1991 ; 2 : 280-1.
19. Fontaine B, Janicot S, Moron V, Roucou P, Trzaska S. Anomalies de températures de surface de la mer et précipitations tropicales. *La Météorologie* 1998 ; 23 : 14-35.
20. Fontaine B, Janicot S. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie* 1993 ; 1 : 28-53.
21. IPCC Climate Change 1995. The science of climate change. In : Houghton JT, Filho Meira LG, Callander BA, Harris N, Kattenberg A, Maskell K, eds. *Contribution of working group 1 to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge : Cambridge University Press, 1996 ; 572 p.

## Références

22. Trenberth KE. The definition of El Niño. *Bull Am Meteor Soc* 1997 ; 78 : 2771-7.
23. Janicot S, Fontaine B. Évolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994). *CR Acad Sci Paris* 1997 ; 324 : 785-92.
24. Fu R, Zhu B, Dickinson RE. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the Tropical Amazon. *J Climate* 1999 ; 12 : 1306-21.
25. Diaz AF, Stduzinski CD, Mechosa CR. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperatures in the Pacific and Atlantic Oceans. *J Climate* 1998 ; 11 : 251-71.
26. Janicot S, Moron V, Fontaine B. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys Res Lett* 1996 ; 23 : 515-8.
27. Uvo CB, Repelli CA, Zebiak SE, Kushnir Y. The relationships between Tropical and Atlantic sea surface temperature and the North-East Brazil monthly precipitation. *J Climate* 1998 ; 11 : 551-62.
28. Fontaine B, Trzaska S, Janicot S. Evolution of the relationships between near global and Atlantic sea surface temperatures modes and the rainy season in West Africa : statistical analysis and sensitivity experiment. *Climate Dynamics* 1998 ; 14 : 451-73.
29. Fontaine B. Variations pluviométriques et connexions climatiques : l'exemple des aires de mousson indienne et ouest-africaine. *Sécheresse* 1991 ; 2 : 259-64.
30. Folland CK, Palmer TN, Parker DE. Sahel rainfall and worldwide sea temperature. *Nature* 1986 ; 320 : 607-2.
31. Janicot S. Le point sur la désertification et les changements climatiques. *Connaissance de la météorologie* 1995 ; 4 : 1-15.
32. Houghton J. *Global warming : the complete briefing*. Oxford : Lion, 1994 ; 192 p.
33. Le Houérou HN. Changements climatiques et désertisation. *Sécheresse* 1993 ; 4 : 95-111.
34. Dunglas J. Effet de serre et activités humaines. *Sécheresse* 1993 ; 4 : 211-20.
35. Myers N, Goreau TJ. Tropical forests and the greenhouse effect : a management response. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 215-25.

tique sud et équatorial avec une influence majeure sur la migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui module une grande partie des précipitations tropicales et définit le cycle saisonnier de la pluviométrie dans des régions comme l'Afrique de l'Ouest [29] et du Centre [2]. De plus, cette variabilité décennale des TSO a amplifié l'impact de l'ENSO dans différents endroits du globe en augmentant les corrélations entre précipitations et événements ENSO en Afrique centrale [2] et en affectant le cumul des précipitations de la saison humide en Amazonie tropicale [24]. Cependant, les relations entre les TSO du Pacifique et de l'océan Atlantique sont encore floues, d'une part, parce que les liens de cause à effet sont difficiles à discerner [25] et, d'autre part, parce que le schéma atlantique appartient en fait à un mode intrinsèque de variabilité des TSO à l'échelle de la planète, obéissant à un pas de temps multi-décennal [20].

### À l'échelle multi-décennale : le renversement inter-hémisphérique

La variabilité des TSO sur l'océan global a également été étudiée et il a été montré que la structure thermique de surface est dominée par un troisième mode, de type multi-décennal [19]. Ce mode de variabilité basse-fréquence, statistiquement indépendant des deux modes régionaux définissant les fluctuations quasi décennales du gradient méridien thermique atlantique [28], décrit une structure qui associe des anomalies chaudes (froides) des océans de l'hémi-

sphère sud et de l'océan Indien et des anomalies froides (chaudes) de l'Atlantique nord et de l'océan Pacifique [20]. Cette large structure dipolaire, lorsqu'elle présente des anomalies chaudes au sud et froides au nord de 30 °N, a été mise en relation avec des séquences sèches des précipitations en Afrique de l'Ouest [20, 28, 30], le forçage océanique à grande échelle et à basse fréquence s'associant aux modes de fluctuations régionaux pour expliquer une grande part de la variabilité des pluies de l'Afrique de l'ouest [28]. Des études sur l'Afrique guinéenne [23] et l'Afrique centrale [2] ont relié la baisse généralisée des précipitations dans ces régions forestières tropicales, particulièrement marquée depuis les années 70, à un renforcement de l'influence du renversement lent inter-hémisphérique des anomalies de TSO de l'océan global.

### Fluctuations récentes du climat

Depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, c'est-à-dire depuis la fin du petit âge glaciaire, le climat du globe est affecté par un réchauffement à grande échelle qui ne touche pas de la même manière les deux hémisphères durant les dernières décennies, l'hémisphère nord se réchauffant plus lentement que l'hémisphère sud [31]. Cette évolution différentielle des températures entre les deux hémisphères a pu être mise en parallèle avec la baisse du cumul pluviométrique dans les régions intertropicales de l'hémisphère nord observée depuis les années 60 (figure 3).

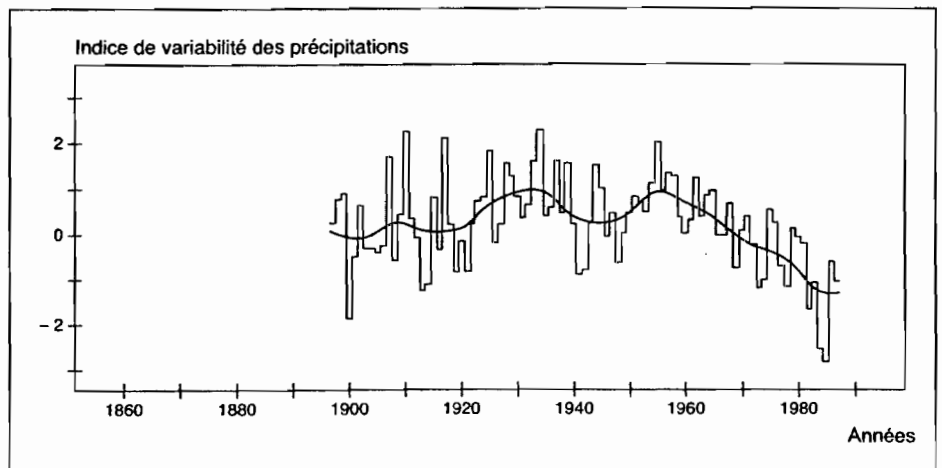


Figure 3. Évolution de la pluviométrie intertropicale de l'hémisphère nord (d'après Janicot [31]). Indice dérivé des précipitations annuelles moyennées sur l'ensemble des terres situées dans les latitudes subtropicales de l'hémisphère nord calculé par rapport à la moyenne sur la période 1895-1986.



## Références

36. Keller M, Jacob DJ, Wofsy SC, Harriss RC. Effects of tropical deforestation on global and regional atmospheric chemistry. *Climatic Change* 1991 ; 19 : 139-57.
37. Brou Yao T, Servat E, Paturel JE. Contribution à l'analyse des inter-relations entre activités humaines et variabilité climatique : cas du sud-est forestier ivoirien. *CR Acad Sci Paris* 1998 ; 327 : 833-8.
38. Polcher J. *Étude de la sensibilité du climat tropical à la déforestation*. Thèse de doctorat de l'université de Paris VI, 1994 ; 185 p.
39. Monteny BA. *Contribution à l'étude des interactions végétation-atmosphère en milieu tropical humide*. Thèse de doctorat de l'université d'Orsay, 1986 ; 176 p.
40. Monteny BA. Forêt équatoriale, relais de l'océan comme source de vapeur d'eau pour l'atmosphère. *Veille Satellitaire* 1986 ; 12 : 39-45.
41. Charney J. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quat Journ Roy Meteor Soc* 1975 ; 101 : 193-202.
42. Brau Yao T. *Analyse et dynamique de la pluviométrie dans le sud forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux actions anthropiques*. Thèse de doctorat de l'université de Cocody, 1997 ; 211 p.
43. Charney J, Quirk W, Chow S, Kornfield J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J Atmospher Sci* 1977 ; 34 : 1366-85.
44. Mylne M, Rowntree P. Modelling the effects of albedo change associated with tropical deforestation. *Climatic Change* 1992 ; 21 : 317-43.
45. Zheng X, Eltahir EA. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *J Climate* 1998 ; 11 : 2078-97.
46. Whang G, Eltahir EA. Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophys Res Lett* 2000 ; 27 : 795-8.
47. Betts RA. Self-beneficial effects of vegetation on climate in Ocean-Atmosphere GCM. *Geophys Res Lett* 1999 ; 26 : 1457-60.

Cette aridification relative du climat tropical, particulièrement marquée au Sahel mais aussi en Afrique guinéenne et centrale [2, 23], a un impact majeur en région forestière où la pluviosité est le facteur limitant primordial pour la végétation [31] et survient à l'heure où les activités humaines s'intensifient de façon considérable pour transformer radicalement le paysage intertropical et augmenter la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre. S'il paraît clair que les perturbations anthropiques ont certainement une influence sur cette tendance climatique globale, il est très difficile, actuellement, de faire la part des contributions relatives de la variabilité naturelle et de l'activité humaine dans cette évolution à long terme. Dans le contexte du réchauffement global, l'augmentation de la teneur en gaz carbonique, liée à l'intensification des activités industrielles, est souvent évoquée [32-34]. Mais, dans les régions tropicales forestières où les surfaces forestières sont très étendues comme en Afrique de l'Ouest et du Centre et en Amazonie tropicale, les études récentes se sont davantage focalisées sur l'impact de la déforestation sur les fluctuations du climat. En effet, dans ces régions sensibles aux états de surface, dont l'humidité atmosphérique a une origine continentale marquée [29], l'augmentation des surfaces sèches doit provoquer une hausse des températures de l'air, d'une part, parce que le réchauffement de l'air par transfert de chaleur sensible est plus important et, d'autre part, parce que la diminution de la couverture forestière, qui absorbe naturellement du gaz carbonique contenu dans l'atmosphère, va contribuer à augmenter la teneur atmosphérique de ce gaz à effet de serre [31, 35, 36]. Des travaux récents [37] sur la zone de forêt dense humide de la Côte d'Ivoire insistent sur la co-évolution de la pluviométrie et de la surface forestière, sur l'augmentation nette de l'albédo après 1970 avec la déforestation massive et sur la régression des apports continentaux liés à la diminution du couvert forestier influençant largement le recyclage de l'eau dans sa phase atmosphérique, tous ces éléments semblant contribuer à la baisse pluviométrique enregistrée au cours des années 70. Ceci nous amène à nous intéresser aux relations qui existent entre les forêts et le climat.

## Analyse des relations entre forêts et climat

Il est admis que la végétation dépend essentiellement du climat. Sa distribution géographique et son comportement saisonnier sont largement influencés par la pluviométrie, l'eau restant le constituant principal de la plante [2]. Cependant, il a aussi été montré que la forêt a également une influence non négligeable sur le climat, à travers son utilisation de l'énergie du système terre/océan/atmosphère et son implication dans le cycle hydrologique.

### Énergie du système terre/océan/atmosphère (TOA)

Le système TOA reçoit son énergie du soleil sous la forme d'un rayonnement à courte longueur d'onde. Ce rayonnement est réémis vers l'espace sur la bande de fréquence de l'infrarouge pour maintenir l'équilibre du bilan radiatif et interagit différemment avec l'atmosphère et avec la surface de la terre [38]. En effet, si l'atmosphère en réfléchit une grande partie, elle ne l'absorbe que faiblement à l'inverse de la surface terrestre qui réfléchit peu et absorbe une grande partie des ondes courtes reçues. La surface absorbe ainsi plus de la moitié du rayonnement solaire et assure son équilibre en renvoyant cette énergie sous deux formes : un flux de chaleur latente et un flux de chaleur sensible respectivement liés au gradient d'humidité et au gradient thermique entre la surface et l'atmosphère [38]. Ce dégagement de chaleur dépend des conditions climatiques mais surtout des conditions de surface, susceptibles d'avoir une influence rapide et directe sur le bilan radiatif [20].

Le système forestier, par sa forte propension à l'absorption de l'énergie solaire et par sa grande capacité d'évaporation, joue le rôle d'un énorme convertisseur d'énergie : il absorbe davantage d'énergie solaire que toute autre surface végétale, qu'il utilise pour limiter l'échauffement et vaporiser l'eau que son système racinaire puise dans le sol [39]. Les échanges d'énergie qu'il entretient avec l'atmosphère influencent les paramètres physiques des masses d'air de la couche limite de surface [40]. Ce rôle est lié aux trois caractéristiques de surface déterminant la sensibilité du climat aux processus de surface : l'albédo (pouvoir réflecteur de la surface

mesurant l'énergie solaire rétrocedée à l'atmosphère), très faible en région forestière par rapport à celui d'un sol nu, l'évaporation, dont le fort taux comparable à celui des océans est la caractéristique principale des forêts, et la longueur de rugosité, associant la variation de la hauteur des arbres à des processus turbulents favorables au déclenchement des précipitations [38].

### Rôle de l'albédo dans les interactions végétation/atmosphère

L'albédo est, historiquement, le premier paramètre à avoir été pris en compte et mis en relation avec la déforestation récente et la menace de la destruction à terme de la totalité des forêts tropicales. Charney [41] propose un mécanisme devenu célèbre qui illustre la rétroaction positive liée au forçage de l'albédo et son influence sur le climat régional. Ses travaux ont montré qu'une augmentation de l'albédo, suite à une diminution de la surface occupée par la végétation, entraînerait une baisse du rayonnement net au sol et, ainsi, une diminution de la somme des flux de chaleur sensible et latente. De ce fait, la colonne d'air atmosphérique serait refroidie en altitude et cette déperdition thermique serait compensée adiabaticquement

par une subsidence [20] contribuant à une réduction des précipitations qui rétroagirait positivement sur le premier terme du mécanisme de Charney en diminuant la surface occupée par la végétation. De nombreuses polémiques ont accompagné cette théorie à laquelle on a reproché la non-prise en compte du rôle de l'eau et principalement de l'humidité de la surface. Ce rôle est pourtant essentiel dans les régions tropicales couvertes par la forêt dense, où cette forêt tropicale est fortement impliquée dans le cycle hydrologique.

### Rôle de l'eau et implication de la forêt tropicale dans le cycle hydrologique

Le milieu forestier est une région-clé pour les interactions entre la biosphère et l'atmosphère. En effet, par le biais de l'évapotranspiration, composante essentielle du cycle hydrologique déterminant les transferts de vapeur d'eau, la végétation recycle localement l'humidité et influence la distribution régionale des précipitations. Dans les régions de mousson qui caractérisent une grande partie de la zone tropicale, les quantités d'eau précipitées sur le continent proviennent de la condensation de la vapeur d'eau emmagasinée dans la masse d'air océanique lors du passage

au-dessus de la mer (figure 4). La concentration en vapeur d'eau de cette masse d'air qui traverse alors le continent dépend du processus d'évaporation à l'interface végétation/atmosphère [2, 39, 42]. La variation de l'humidité disponible à la surface s'ajoute aux effets des modifications de l'albédo, en ce sens qu'elle a un lien direct avec le bilan radiatif. En effet, Charney [43] reformulera sa théorie sur l'augmentation de l'albédo et la rétroaction de la végétation en incluant cette fois le rôle de l'eau et, en particulier, la modification du rapport de Bowen qui met en relation les flux de chaleur sensible et latente (la densité du flux de chaleur sensible divisée par la densité du flux de chaleur latente). Il trouvera ainsi, en 1977, des résultats du même signe que ceux formulés par la théorie de 1975.

Mylne et Rowntree [44] proposeront en 1992 un mécanisme qui lie ce processus de Charney à l'humidité du sol (figure 5). Une réduction des précipitations induites par l'augmentation de l'albédo (mécanisme de Charney) entraîne aussi une réduction de l'humidité du sol. Cet assèchement de la surface conduit à une réduction de l'évaporation par l'intermédiaire de l'accroissement de la résistance du sol. Le rapport de Bowen se trouve ainsi diminué puisque le flux de chaleur la-

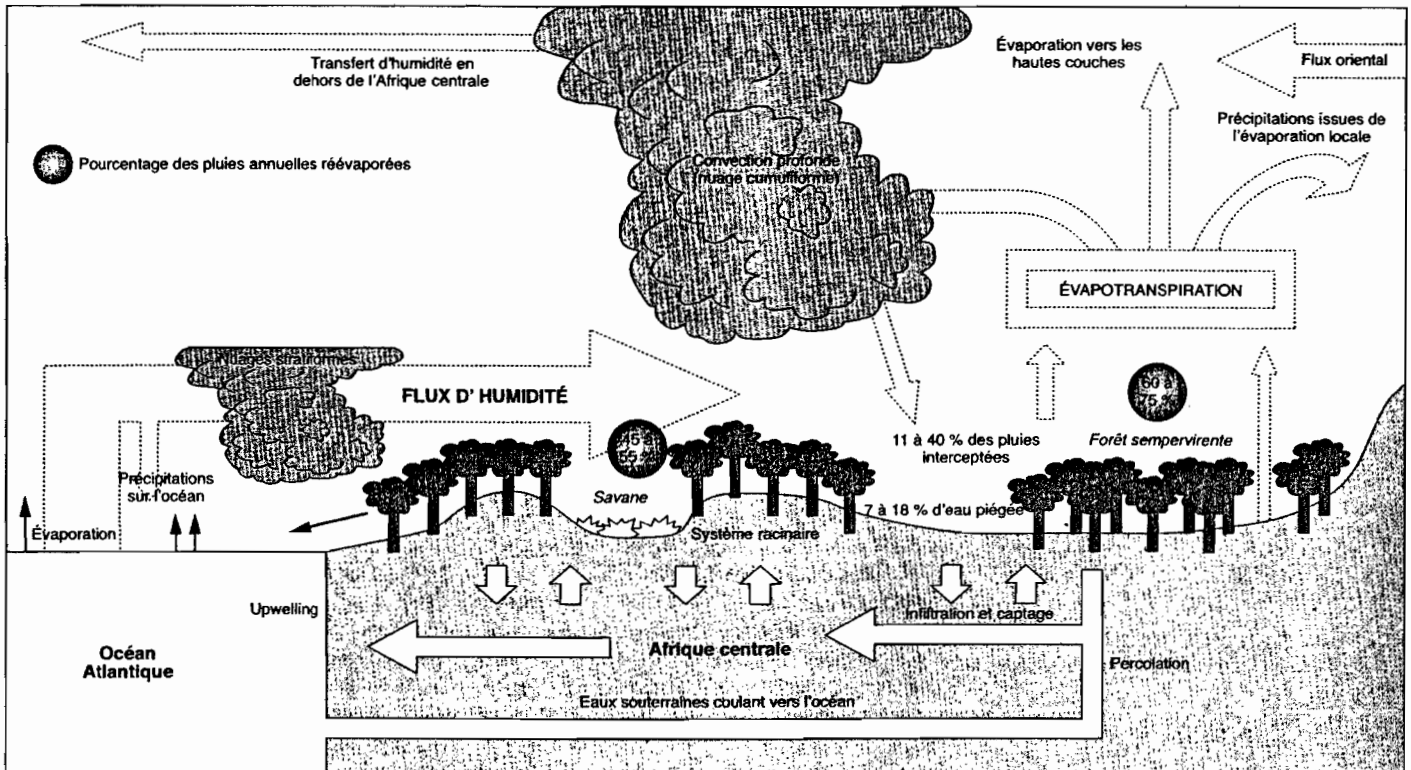


Figure 4. Interactions du cycle de l'eau à l'interface océan/atmosphère/forêt (d'après Bigot [2]).



