Les sécheresses

Thème 1

Problèmes physiques

Circulation atmosphérique et sécheresse

Jean-François Royer

Centre national de recherches météorologiques
42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex

1. Introduction

Les sécheresses sont un phénomène complexe dont il existe un grand nombre de définitions, chacune étant spécifiquement adaptée à une branche d'activité particulière et à un environnement déterminé. On peut tenter d'en donner une définition générale en partant de l'équation du bilan hydrique en surface écrite sous la forme :

$$DW_s/Dt + R = P - E \quad (1)$$

DW_s représente la variation du contenu en eau du sol W_s au cours d'une période donnée Dt , et les autres variables les valeurs moyennes sur cette période du ruissellement total R (incluant les eaux superficielles et souterraines), des précipitations P et de l'évaporation E . La caractéristique commune des sécheresses est une réduction des réserves en eau disponibles en surface W_s au-dessous d'un seuil critique W_c dont la valeur

Droughts are caused by an extended deficit of precipitations associated with anomalies in the general circulation of the atmosphere. An examination of the hydric balance of our planet shows indeed the essential role played by the general circulation of the atmosphere in the transport of atmospheric water vapour. The atmospheric circulation, which is subject to natural fluctuations of dynamical origin, can furthermore be influenced by the variations of its surface boundary conditions, like ocean surface temperatures, soil albedo and roughness. Persistent anomalies of these parameters can produce displacements of the precipitation zones, leading to droughts in some areas.

1. Représentation du cycle hydrologique schématisant les échanges entre l'atmosphère et les principaux réservoirs en surface.

La capacité de chaque réservoir est exprimée en épaisseur de la couche d'eau obtenue en répartissant son contenu de façon uniforme sur toute la surface du globe. Pour avoir le volume de l'eau contenue dans chaque réservoir il suffit donc de multiplier les épaisseurs indiquées par la superficie du globe (510.10^6 km^2). Pour l'eau atmosphérique on obtient ainsi un volume de $12\,750 \text{ km}^3$.

Les flux sont normalisés de la même façon et exprimés en épaisseur d'eau par an par unité de surface du globe. Pour avoir les flux moyens par unité de surface d'un réservoir il

faut donc diviser ces valeurs par la fraction du globe occupée par ce réservoir. On trouve ainsi que les flux moyens d'évaporation par unité de surface sont de $1,40 \text{ m/an}$ sur océan et de $0,47 \text{ m/an}$ sur continent, et pour les précipitations de $1,27 \text{ m/an}$ et $0,78 \text{ m/an}$.

Ces flux peuvent être convertis en flux de chaleur latente en W/m^2 en les multipliant par $1.10^3 \text{ kg/m}^3 \times 2,5.10^6 \text{ Jkg}^{-1} / (365 \times 86\,400 \text{ s}) = 80 \text{ W.an/m}^3$. On obtient ainsi un flux moyen de chaleur latente par unité de surface de 90 W/m^2 . Les chiffres indiqués sur cette figure ont été calculés à partir des valeurs publiées par Korzun *et al.* (1978) qui donnent un cycle hydrologique plus actif que les estimations de Baumgartner et Reichel (1975).

particulière dépend du phénomène ou de l'activité considérée. Ce seuil peut lui-même être une fonction plus ou moins complexe de divers paramètres caractérisant l'environnement ou l'état interne du système en question. Quel que soit le critère particulier choisi, on voit que le sens de l'évolution du contenu en eau dépend essentiellement du bilan hydrique $P-E$.

Le premier membre de l'équation (1) se rapporte à l'hydrologie du sol, tandis que le second membre fait intervenir les mouvements et la physique de l'atmosphère, avec la turbulence dans la couche de surface pour l'évaporation, la convection et la physique des nuages pour les précipitations. En réalité ces phénomènes ne sont pas indépendants, et c'est toute la structure de l'atmosphère à un instant donné qui détermine le bilan hydrique $P-E$: l'évaporation ne peut se produire que s'il arrive en surface une quantité d'énergie suffisante pour fournir la chaleur latente nécessaire au changement de phase de l'eau (environ $2,5.10^6 \text{ J/kg}$). La source princi-

pale d'énergie en surface est constituée par l'absorption du rayonnement solaire incident, lequel est modulé par la couverture nuageuse. Le bilan hydrique et le bilan énergétique en surface sont donc étroitement liés par un ensemble de rétroactions physiques (ANDRÉ, 1986) et dépendent des propriétés thermiques et hydriques des sols, ainsi que de leur couverture végétale.

2. Le cycle hydrologique

Sur de longues périodes (Dt de l'ordre de plusieurs années) et en l'absence de tendance climatique importante (DW , faible) la relation (1) implique un équilibre local entre précipitations, évaporation et ruissellement. L'ouvrage de TARDY (1985) présente une analyse détaillée et très didactique du cycle de l'eau et de ses implications géologiques, basée sur les estimations du bilan hydrologique publiées par BAUMGARTNER et REICHEL (1975).

La figure 1 donne une représentation schématique du cycle hydrologique montrant les flux moyens entre les divers réservoirs à partir des estimations de KORZUN *et al.* (1978). Comme indiqué dans la légende tous les volumes et les flux ont été normalisés en les divisant par la superficie du globe ($510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) de façon à avoir une unité plus commode à appréhender (qui s'interprète comme l'épaisseur de la couche d'eau que l'on obtiendrait si on répartissait uniformément à la surface du globe le volume d'eau en question). Le réservoir baptisé ici « eaux de surface » regroupe les lacs (85 %), les marécages (5,5 %), les rivières (1 %), l'humidité du sol (8 %) et l'eau de la biosphère (0,5 %). Le flux moyen de précipitation et d'évaporation par unité de surface sur l'ensemble du globe calculé à partir des données de KORZUN *et al.* est de 1,13 m/an, ce qui est sensiblement plus élevé que les valeurs données par BAUMGARTNER et REICHEL (0,973 m/an) ou JAEGER (1983) (1 m/an). Cet écart souligne bien le manque de précision des évaluations actuelles. Si les précipitations peuvent être considérées comme relativement bien mesurées sur les continents pourvus de réseaux de pluviomètres assez denses, leur mesure au-dessus des océans est considérablement moins précise et doit être basée sur des techniques indirectes de télédétection par satellite. L'évaporation n'est mesurée directement que de façon tout à fait exceptionnelle, et son estimation s'effectue en règle générale à partir d'autres paramètres atmosphériques au moyen d'un calcul par des formules du type « aérodynamique de masse » qui peuvent être entachées d'incertitudes assez considérables (ROYER, 1983). Pour réduire ces incertitudes il est nécessaire de poursuivre dans diverses régions du globe des campagnes intensives de mesure et d'étude du bilan hydrique, comparables à l'expérience Hapex-Mobilhy (ANDRÉ *et al.*, 1986).

En divisant la capacité du réservoir atmosphérique (0,025 m) par le flux d'évaporation ou de précipitations (1,13 m/an) on obtient un temps moyen de résidence ou de renouvellement de l'eau atmosphérique de 8 jours. Par comparaison le temps de renouvellement du réservoir des eaux de surface est de 1,7 ans, et celui de l'eau dans la couche de mélange océanique de 50 ans. Ces valeurs illustrent assez bien la rapidité d'adaptation de l'humidité atmosphérique, et l'inertie beaucoup plus grande des réserves en eau à la surface des continents. L'atmosphère peut s'ajuster très rapidement à des variations de ses conditions aux limites et ne conserve pas une mémoire de ses conditions initiales au-delà de quelques semaines, tandis que des anomalies du contenu en eau du sol vont pouvoir persister pendant des durées de l'ordre de la saison ou de l'année. Malgré sa faible capacité, l'atmosphère joue un rôle moteur essentiel dans le maintien de l'équilibre du cycle hydrologique en transportant des océans vers les continents un flux moyen de vapeur d'eau de 0,09 m/an qui équilibre le ruissellement en surface. Ce transport atmosphérique, qui dépend de la circulation générale de l'atmosphère, est d'une importance considérable car il représente 40 % des précipitations continentales. Ce simple bilan global indique clairement que toute variation de la circulation atmosphérique, et donc du transport de vapeur d'eau qu'elle effectue, peut conduire à un déséquilibre du bilan hydrique en certaines régions du globe.

3. Le transport atmosphérique

PEIXOTO et OORT (1983) ont décrit en détail la branche atmosphérique du cycle hydrologique. En exprimant la conservation de l'eau dans une colonne verticale d'atmosphère on aboutit à l'équation de bilan suivante :

$$DW_a/Dt + \text{Div}(\vec{Q}) = E - P \quad (2)$$

DW_a représente la variation au cours d'une période Dt du contenu en eau de l'atmosphère intégré verticalement W_a , $\text{Div}(\vec{Q})$ la divergence du vecteur $\vec{Q}$ flux horizontal de vapeur d'eau intégré verticalement.

$$W_a = \int_0^{p_s} q \, dp/g \quad \vec{Q} = \int_0^{p_s} q \vec{V} \, dp/g \quad (3)$$

q est l'humidité spécifique, $\vec{V}$ le vecteur vent horizontal, p la pression, p_s la pression en surface et g l'accélération de la pesanteur. Les valeurs de $\vec{Q}$, P et E figurant dans (2) doivent être comprises comme des moyennes de ces quantités pendant la période Dt . Ces relations permettent d'évaluer le bilan hydrique $P-E$ à partir de mesures des profils verticaux d'humidité et de vent, et elles ont été effectivement appliquées à l'étude des variations saisonnières globales de ce bilan à partir de mesures aérologiques par BRYAN et OORT (1984).

Les équations (2) et (3) se présentent comme une contrainte reliant le bilan hydrique à la circulation et à l'humidité atmosphérique. TSCHIRHART (1981) a étudié les types de situations synoptiques associées aux sécheresses sur l'Afrique et l'Europe occidentale, et a distingué notamment les types de temps anticycloniques, et les types de temps à air continental sec. On peut faire apparaître ces 2 catégories en décomposant dans (3) la divergence du flux d'humidité sous la forme :

$$\text{Div}(q\vec{V}) = q \text{Div}(\vec{V}) + \vec{V} \cdot \overrightarrow{\text{Grad}}(q) \quad (4)$$

En règle générale l'humidité spécifique décroît rapidement en altitude ce qui fait que l'intégration verticale de (4) est dominée par la contribution des couches atmosphériques les plus basses. En négligeant dans (2) les variations du contenu en eau de l'atmosphère, on peut relier les valeurs négatives du bilan hydrique qui sont la cause des sécheresses à une divergence du flux d'humidité dans la basse troposphère. La relation (4) montre que 2 phénomènes peuvent contribuer à cette divergence : une divergence du champ de vent, et une advection dans le sens du gradient d'humidité. Le gradient étant par définition orienté dans le sens des valeurs croissantes, ce dernier terme s'interprète tout simplement comme une advection d'air sec. L'humidité spécifique moyenne de la basse atmosphère décroissant en général aux hautes latitudes (réduction de la tension de vapeur saturante de l'eau avec la température) et à l'intérieur des continents (diminution de l'humidité relative), il en résulte qu'aux moyennes latitudes les circulations atmosphériques dirigées du pôle vers l'équateur et du continent vers l'océan sont propices, si elles persistent suffisamment, à un déficit du bilan hydrique.

Le premier terme du second membre de (4) fait intervenir la divergence du champ de vent dans la basse atmosphère dont une valeur positive est associée (par la relation de l'équilibre géostrophique en présence de frottement à la base) à une situation anticyclonique avec de hautes pressions en surface, et des mouvements subsidents qui s'opposent à la formation de nuages et de précipitations. On retrouve donc là la corrélation négative bien connue entre la pression en surface et la probabilité de précipitation qui est à la base de la graduation populaire du baromètre.

L'équation (4) montre que le déficit du bilan hydrique lié à la subsidence et à la divergence du vent en surface dans la zone centrale d'un anticyclone se trouve modifié par le terme d'advection d'humidité dans la zone périphérique. En présence d'un gradient moyen d'humidité orienté du pôle vers l'équateur on doit donc avoir un accroissement du déficit du bilan hydrique dans la partie Est de l'anticyclone (par advection d'air polaire plus sec) et une réduction du déficit dans la partie Ouest. A l'échelle climatique les positions des zones anticycloniques subtropicales correspondent bien aux zones de minimum de précipitations. Les déplacements saisonniers ou interannuels des centres de hautes et basses pressions moyennes (appelés également centres d'action de l'atmosphère) peuvent ainsi être associés à des variations du bilan hydrique et de la fréquence des sécheresses.

Cette analyse sommaire montre que le bilan hydrique $P-E$, qui selon (1) constitue le terme source déterminant l'évolution des réserves en eau du sol, est étroitement lié, par les relations (2) et (3), aux mouvements moyens de l'atmosphère et à sa circulation générale. Les anomalies de ce bilan, et les sécheresses qui en résultent, ont donc leur origine dans les fluctuations de la circulation générale. Le problème de la prévision des sécheresses doit donc être replacé dans le cadre général de la prévision climatique dont il est simplement une application particulière.

Les progrès spectaculaires des moyens de calcul ont permis de développer des « Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère » (MCGA) de plus en plus précis et réalistes, qui ont bénéficié de l'effort considérable accompli par les Services Météorologiques dans le domaine de la prévision numérique (GELEYN *et al.*, 1988). Ces MCGA ne constituent que le tout premier maillon d'un véritable modèle climatique qui devra également inclure à terme, en fonction de l'échelle temporelle des variations que l'on veut représenter, les autres composantes à variations plus lentes telles que l'hydrologie du sol et la végétation, la couche de mélange océanique, la banquise, la circulation océanique, et éventuellement même les calottes glaciaires. Mais en dépit de leurs limitations actuelles, les modèles atmosphériques, en fournissant au chercheur un véritable laboratoire numérique permettant de réaliser des expériences climatiques « in vitro » dont on maîtrise les paramètres externes, se sont révélés un outil numérique remarquable pour tester des hypothèses sur certains mécanismes climatiques mettant en jeu l'atmosphère, et un complément indispensable aux études effectuées à partir d'observations « in vivo » du climat réel, qui portent la plupart du temps sur un nombre de cas trop

restreint. Les expériences réalisées avec les MCGA ont permis notamment de préciser le rôle des conditions initiales et des conditions aux limites pour la prévisibilité climatique, de mettre au point les méthodologies pour tester la significativité des résultats, et de commencer de véritables expériences de prévision à l'échelle mensuelle (DÉQUÉ, 1988).

4. Influence des conditions en surface

Nous allons illustrer ci-dessous quelques résultats d'expériences numériques se rapportant au problème des sécheresses. Toutes les variations importantes des conditions en surface peuvent avoir des répercussions sur la circulation atmosphérique, et par là même conduire à des modifications du cycle hydrologique se traduisant dans certaines régions par l'apparition ou l'aggravation de sécheresses.

Même en l'absence d'anomalies dans les conditions aux limites, le comportement chaotique et turbulent de la dynamique atmosphérique peut entraîner des fluctuations aléatoires et des déviations marquées par rapport aux conditions habituelles, comme par exemple lors des épisodes de blocage que l'on observe fréquemment en hiver aux moyennes latitudes. Mais, par suite de la faible inertie de l'atmosphère, déjà soulignée à propos du cycle hydrologique, les phénomènes de persistance ayant une cause purement dynamique ne peuvent pas expliquer à eux seuls des anomalies climatiques au-delà de l'échelle mensuelle, et ne peuvent engendrer que des sécheresses aléatoires de durée relativement courte. Les sécheresses majeures, s'étendant sur une ou plusieurs saisons, et même sur plusieurs années comme c'est le cas au Sahel, font intervenir des parties du système climatique ayant des temps caractéristiques de plus longue durée que ceux de l'atmosphère.

L'hypothèse que la mousson d'été sur l'Inde pouvait être influencée par la couverture de neige sur l'Himalaya au printemps a été émise il y a un peu plus d'un siècle par BLANFORD. Un ensemble d'expériences numériques publiées récemment par BARNETT *et al.* (1989) a confirmé qu'un accroissement de la couverture de neige sur l'Eurasie conduisait à une réduction des précipitations sur l'Asie du Sud-Est au cours du printemps et du début de l'été suivant, que les processus physiques mis en jeu étaient extrêmement complexes, et que c'était essentiellement les modifications induites dans l'hydrologie du sol qui fournissaient la mémoire nécessaire pour rendre compte de cette corrélation.

L'importance climatique des conditions hydriques du sol et de leurs rétroactions sur la circulation atmosphérique a été bien établie par diverses simulations numériques, telles que celles de ROWNTREE et BOLTON (1983). CHARNEY (1975) avait proposé et testé à l'aide d'un modèle un mécanisme de désertification basé sur une augmentation de l'albedo de surface. La chaîne causale des phénomènes intervenant dans le mécanisme de Charney est la suivante : une réduction initiale de la couverture végétale produite par l'homme (par exemple surpâturage, déboisement) conduit à une augmentation de l'albedo du sol qui entraîne un déficit du bilan radiatif

Table 1 : Effet d'une augmentation de 0.1 de l'albedo du sol dans la région (18-35° N, 17° W-51° E). Les chiffres indiqués représentent la réponse moyenne sur cette région d'un modèle de l'EERM (Planton, 1986).

	Hiver		Eté	
	31° N	22°N	31°N	22° N
Rayonnement solaire absorbé au sol (W/m ²)	- 14	- 18	- 34	- 27
Perte infrarouge en surface (W/m ²)	- 2	+ 2	- 15	- 6
Bilan radiatif total en surface (W/m ²)	- 12	- 20	- 19	- 21
Température du sol (K)	- 3.0	- 5.5	- .6	- 2.5
Température à 850 hPa (K)	- 1.7	- 3.0	- .5	- 1.7
Température à 500 hPa (K)	- .6	- .8	- .5	- .7
Vitesse verticale (cPa/s)	+ .8	+ 1.2	- 2.	+ 1.5
Déficit du point de rosée T- Td à 850 hPa (K)	- .7	+ 3.7	- 2.7	- 1.5
Nébulosité (%)	- 3.	- 1.4	+ 2.5	- 3.5
Evaporation (mm/jour)	- .06	- .08	- .15	- .08
Précipitation (mm/jour)	- .08	- .15	- .20	- .30
Convergence d'humidité (mm/jour)	- .02	- .07	- .05	- .22

2. Variation de la réponse du modèle (moyenne entre 17° W et 51° E) en fonction du mois et de la latitude pour une augmentation d'albedo du sol de 0,1 dans la région 18-35° N, 17° W-51° E.

en surface et un refroidissement. Ceci provoque des mouvements subsidents qui assèchent l'atmosphère et réduisent les précipitations, ce qui vient amplifier la diminution de la couverture végétale et l'augmentation d'albedo par réduction de l'humidité du sol.

De nombreuses expériences numériques ont été effectuées avec des modèles de circulation générale pour tester et préciser ce mécanisme et le rôle des processus de surface (LAVAL, 1986). A titre d'illustration nous avons indiqué dans la table 1 l'effet local provoqué par

une augmentation d'albedo sur le Sahara obtenu dans une simulation de deux cycles annuels (PLANTON, 1986). Le modèle utilisé dans cette simulation était l'ancienne version à 10 niveaux verticaux du modèle climatique de l'EERM décrite par DÉQUÉ et ROYER (1983). Les résultats mettent en évidence une dissymétrie de la réponse du modèle entre le Nord et le Sud de la région où l'albedo a été augmenté, avec une réduction plus marquée des précipitations dans la partie Sud, et une modulation saisonnière de la réponse (fig. 2). La diminu-

3. Variations moyennes des précipitations (en mm/jour) au cours de l'hiver (DJF) simulées par le modèle de l'EERM en réponse à une anomalie chaude de plus de 3 K des températures de l'océan dans le Pacifique Est Equatorial (Royer et Déqué, 1987).

A) Carte des isolignes. Les zones significatives pour un test

de Student sont indiquées par les hachures larges (seuil 95 %) ou serrées (seuil 99 %) et leur orientation dépend du signe de la réponse.

B) Répartition en longitude le long de l'équateur.

C) Répartition en moyenne zonale sur le Pacifique (150° E-80° W) (trait plein) et sur le reste du globe (trait pointillé).

tion de la nébulosité associée à l'augmentation de la subsidence introduit une rétroaction négative qui est cependant insuffisante pour compenser le déficit radiatif causé par l'augmentation d'albedo. La réponse du vent zonal correspond à une circulation plus anticyclonique dans la basse atmosphère avec une intensification de la composante Est du vent vers 10-20° N, particulièrement marquée en février et juillet, qui est en accord avec l'étude de NEWELL et KIDSON (1984) montrant les variations du champ de vent au-dessus de l'Afrique entre les périodes sèches et humides au Sahel. L'augmentation de la composante d'Ouest vers 30° N conduit en juillet à une advection accrue d'air océanique plus humide sur le Nord de la région. En altitude le modèle simule une

réduction de la composante Est du vent au-dessus de l'Afrique. Des résultats similaires ont été obtenus avec le modèle du LMD par LAVAL et PICON (1986). Une autre expérience de sensibilité récente (SUD et MOLOD, 1988) a montré qu'inversement la présence d'une couverture végétale semi-aride sur le Sahara, en réduisant l'albedo et augmentant l'évapotranspiration, pourrait favoriser la convection et la pénétration des pluies de mousson au Nord des régions Sahéliennes.

Toutes les expériences réalisées montrent l'importance de la végétation qui en modifiant à la fois l'albedo, la rugosité du sol et l'évapotranspiration, introduit des rétroactions complexes entre la circulation atmosphérique et le bilan en eau du sol. Il est donc essentiel

d'introduire dans les MCGA une représentation plus détaillée des processus en surface des sols incluant de manière simplifiée mais réaliste les propriétés de la végétation, comme par exemple le schéma de paramétrisation mis au point par NOILHAN et PLANTON (1989).

La température de surface des océans constitue une autre condition aux limites importante, car elle influence directement les flux d'évaporation et de chaleur sensible échangés avec l'atmosphère. De nombreux travaux ont mis en évidence des relations entre les anomalies de température de surface de l'océan, qui peuvent persister et évoluer sur des durées supérieures au mois ou à la saison, et la circulation atmosphérique. Les anomalies les plus fortes apparaissent dans le Pacifique Equatorial au cours du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation).

La figure 3 montre l'influence d'une anomalie chaude semblable à l'anomalie observée dans le Pacifique Est Equatorial au cours de l'hiver 1982-83 sur le champ de précipitation simulé par le modèle de l'EERM (ROYER et DÉQUÉ, 1987). L'augmentation des flux de chaleur au-dessus de l'anomalie océanique provoque localement une intensification de la convection et un fort accroissement des précipitations. La modification des circulations zonales et méridiennes qui en résulte se répercute sur toute la zone intertropicale (TOURRE *et al.*, 1985) et se traduit par une réduction des précipitations au voisinage de l'équateur entre 90° W et 180° E, particulièrement marquée sur le Brésil, l'Atlantique, l'Océan Indien, ainsi qu'au Sud et au Nord de l'anomalie océanique vers 20° S et 15° N sur le Pacifique Est. ROPELEWSKI et HALPERT (1987) ont mis en évidence plusieurs régions du globe où l'on observe des variations typiques des précipitations associées aux différentes phases de l'ENSO.

La sécheresse de l'été 1988 aux Etats-Unis a été reliée à des anomalies de température de la mer dans le Pacifique (TRENBERTH *et al.*, 1989 ; PALMER et BRANCOVIC, 1989). Des expériences numériques ont montré que les précipitations au Sahel étaient affectées par des anomalies de température dans l'Atlantique tropical (FOLLAND *et al.*, 1986), et en partie également par des anomalies dans l'Océan Indien et le Pacifique (PALMER, 1986). Toutes ces études confirment l'influence des variations de température de l'océan sur la circulation atmosphérique, et la nécessité d'inclure l'évolution thermique de l'océan superficiel dans les prévisions climatiques au-delà de l'échelle mensuelle.

5. Conclusion et perspectives

Le cycle hydrologique sur les continents est alimenté par le transport d'humidité effectué par la circulation générale de l'atmosphère. Les sécheresses proviennent de l'accumulation d'un déficit du bilan hydrique qui peut être relié à une divergence du transport d'humidité dans la basse atmosphère. Les modifications des conditions en surface, telles que l'albedo, la rugosité ou le contenu hydrique des sols sur continent et la température de surface de l'océan, peuvent entraîner la formation d'anomalies persistantes de la circulation atmosphérique et du bilan hydrique. L'évolution des conditions en surface étant elle-même déterminée en partie par les propriétés de l'atmosphère on voit que le problème de la prévision climatique, dont les sécheresses ne sont qu'un aspect particulier, est d'une grande complexité. La méthode la plus prometteuse pour l'aborder consiste à améliorer progressivement les modèles actuels de circulation générale de l'atmosphère en y introduisant une représentation plus détaillée des processus en surface (hydrologie du sol, végétation, neige), et de les coupler à des modèles de circulation océanique permettant de calculer l'évolution de la couche de mélange océanique et de la banquise. Ces modèles couplés sont un outil indispensable pour étudier les incidences climatiques des modifications de l'environnement résultant de l'activité de l'homme (déforestation, rejet de gaz à effet de serre), et en particulier leur impact potentiel sur le cycle hydrologique, le bilan hydrique des sols et la végétation.

La déforestation de l'Amazonie est un processus particulièrement préoccupant, puisque selon le mécanisme de désertification de CHARNEY, les modifications des conditions en surface qui en résultent et leurs rétroactions atmosphériques risquent de provoquer à terme un déficit du bilan hydrique sur cette région, et une disparition peut-être irréversible de sa couverture végétale.

Remerciements : Les travaux de modélisation climatique au CNRM ont bénéficié d'un soutien financier du PNEDC et de la Commission des Communautés Européennes (Contrat n° EV4C-0066-F).

Bibliographie

- ANDRÉ J.-C., 1986 : Processus de surface continentale et cycle de l'eau. *Ecole d'été du CNES : Climatologie et observations spatiales* (Cepadues Editions), 503-514.
- ANDRÉ J.-C., GOUTORBE J.-P. and PERRIER A., 1986 : Hapex-Mobilhy : a hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Am. Met. Soc.*, 67, 138-144.
- BARNETT T.P., DÜMENIL L., SCHLESE U., ROECKNER E. and LATIF M., 1989 : The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- BAUMGARTNER A. and REICHEL E., 1975 : *The World Water Balance*. Elsevier, 179 pp.
- BRYAN F. and OORT A., 1984 : Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *J. Geophys. Res.*, 89, 11717-11730.
- CHARNEY J., 1975 : Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101, 193-202.
- DÉQUÉ M., 1988 : The probabilistic formulation : a way to deal with ensemble forecasts. *Annales Geophysicae*, 6, 217-224.

- DÉQUÉ M. et ROYER J.F., 1983 : Présentation et validation d'un modèle de climat. *La Météorologie* VI^e Série n° 32, 77-88.
- FOLLAND K., PALMER T.N. and PARKER D.E., 1986 : Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320, 602-607.
- GELEYN J.-F., BOUGEAULT Ph., ROCHAS M., CARIOLLE D., LAFORE J.-Ph., ROYER J.-F. and ANDRÉ J.-Cl., 1988 : The evolution of numerical weather prediction and atmospheric modelling at the French weather service. *Journal de mécanique théorique et appliquée*, vol. 7 suppl. n° 2, 87-110.
- JAEGER L., 1983 : Monthly and areal patterns of global precipitation. A. Street-Perrot et al. (eds), Variations in the global water budget, 129-140. D. Reidel Publishing Company.
- KORZUN V.I. et al., 1978 : World water balance and water resources of the earth. *Studies and reports in hydrology* n° 25, UNESCO.
- LAVAL K., 1986 : Sensibilité des modèles de circulation générale aux processus de surface. *Ecole d'été du CNES : Climatologie et observations spatiales* (Cepadues Editions), 515-530.
- LAVAL K. and PICON L., 1986 : Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2418-2429.
- NEWELL R.E. and KIDSON J.W., 1984 : African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. *J. of Climatology*, 4, 27-33.
- NOILHAN J. and PLANTON S., 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.
- PALMER T.N., 1986 : Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, 322, 251-253.
- PALMER T.N. and BRANKOVIC C., 1989 : The 1988 US drought linked to anomalous sea surface temperature. *Nature*, 338, 54-57.
- PEIXOTO J. and OORT A., 1983 : The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. A. Street-Perrot et al. (eds), Variations in the global water budget, 5-65. Reidel Publishing Company.
- PLANTON S., 1986 : Sensitivity of the annual cycle simulated by a GCM to a change in land surface albedo. *Proc. ISLSCP Conference*, Rome, Italy, 2-6 dec. 1985, ESA SP-248, 135-142.
- ROPELEWSKI C.F. and HALPERT M.S., 1987 : Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1625.
- ROWNTREE P.R. and BOLTON J.A., 1983 : Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 109, 501-526.
- ROYER J.F., 1983 : Calcul des flux thermiques à la surface des océans dans les modèles atmosphériques. *La Météorologie* VI^e Série n° 33, 59-68.
- ROYER J.-F., DÉQUÉ M., 1987 : La réponse de l'atmosphère aux anomalies de température de la mer au cours de l'hiver 1982-1983. *La Météorologie* VII^e Série n° 18, 38-45.
- SUD Y.C. and MOLOD A., 1988 : A GCM simulation study of the influence of saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2388-2400.
- TARDY Y., 1986 : *Le cycle de l'eau : Climats, paléoclimats et géochimie globale*. Masson.
- TSCHIRHART G., 1981 : *Causes et caractéristiques météorologiques des sécheresses*. Note technique du Service Météorologique Métropolitain, n° 13 nouvelle série, 15 p.
- TOURRE Y., DÉQUÉ M., ROYER J.F., 1985 : Atmospheric response of a general circulation model forced by a sea-surface temperature distribution analogous to the winter 1982-83 El-Niño. In : *Coupled Ocean-Atmosphere Models* (J. C. Nihoul Ed.) Elsevier 1985, 479-490.
- TRENBERTH K.E., BRANSTATOR G.W., ARKIN P.A., 1988 : Origins of the 1988 North American drought. *Science*, 242, 1640-1645.