

La spécificité climatique des montagnes sahariennes

Résumé : La spécificité climatique des montagnes sahariennes.

Les massifs centraux baignent dans la même tonalité climatique que l'immensité saharienne dont ils émergent. Leur originalité climatique est associée à l'altitude qui modifie les températures, et à la latitude qui autorise l'intervention des dynamiques tempérée et tropicale dispensatrices d'éventuelles précipitations. La dynamique tempérée, principalement responsable des pluies hivernales, se manifeste par l'intrusion profonde des Anticyclones mobiles Polaires (AMP) dans la ceinture zonale des Hautes Pressions Tropicales. La dynamique tropicale caractérise la période estivale, la partie septentrionale des lignes de grains qui se développent dans la structure inclinée de l'Equateur Météorologique (EMI ou «FIT») ne pouvant apporter ici que des précipitations modérées. Ces facteurs aérologiques du climat sont sujets à d'importantes variations à l'échelle actuelle comme à l'échelle paléoclimatique.

Abstract : The distinctive climatic features of the Saharan mountains.

The central highlands come within the same general climatic area as the vast expanses of the Sahara from which they emerge. Their distinctive features are associated with altitude, which modifies temperatures, and latitude which enables them to come under the influence of temperate and tropical atmospheric movements, both of which are capable of bringing some rain. The influence of the temperate zone, which is mainly responsible for the winter rains, is felt during the deep intrusion of Polar Mobile Highs (PMH) into the Tropical High Pressure belt. Tropical influences are felt during the summer period, with the arrival of the northern edge of the squall lines that develop in the inclined structure of the Meteorological Equator (IME or «FIT»). Here, however, the squall lines are only capable of providing moderate rainfall. These aerological climatic factors are marked by very considerable variations at the present scale just as at the paleoclimatological scale.

M. Leroux

Mots-clés :
climat, météorologie,
paléoclimat

Keywords :
Climate, meteorology,
paleoclimate

Les massifs centraux, sensiblement compris entre les latitudes 20° et 25° nord, constitués par l'Ahaggar-N'Ajjer et le Tibesti reliés par les plateaux du Djado et de Mangueni, s'individualisent dans l'immensité désertique par des caractères climatiques spécifiques, qu'il convient de préciser dès l'abord; ils doivent cette originalité, à leur altitude qui

atténué les conditions drastiques de leur environnement saharien, mais aussi à leur latitude qui leur permet de tirer des avantages pluviométriques très modestes, tout à la fois mais avec des contributions saisonnières variables, de la dynamique tempérée et de la dynamique tropicale.

Les caractères climatiques moyens des massifs centraux sahariens

La tonalité climatique des massifs centraux est nettement saharienne, en raison notamment de la persistante sécheresse de l'air et du caractère aléatoire des pluies; mais sur les cartes climatiques du Sahara (cf. J. Dubief, 1959; M. Leroux, 1983), ces massifs apparaissent dans le champ thermique (les températures étant moins élevées), et dans le champ pluviométrique (les pluies étant moins déficientes).

La précision du tracé des isohyètes et des isothermes souffre fortement sur l'ensemble du Sahara de la rareté des données; ces données sont en outre marginales par rapport aux massifs eux-mêmes, une station dans le Hoggar celle de l'Assekrem (à 2710 m, l'Atakor culminant à 2918 mètres) et une dans le Tibesti celle du Trou au Natron (à 2450 m, le Pic Toussidé culminant à 3265 m) rendant compte de manière très imparfaite des conditions climatiques de la montagne saharienne; ces données sont aussi très fragmentaires, les stations du Hoggar/N'Ajer, Tamanrasset à 1377 mètres et Djanet à 1054 mètres, observent plusieurs paramètres de façon suivie, mais par contre le Tibesti ne dispose que de deux postes pluviométriques, Bardaï (1020 m) au nord et Zouar au sud de la ligne de crête de direction zonale dominée par le Pic Toussidé. La précision de la description climatique, qui ne repose que sur un nombre restreint de données d'observations (dont la fiabilité n'est pas toujours indiscutable, notamment pour les stations du Tibesti), s'en trouve ainsi fortement affectée.

Les données ci-dessous proviennent des services météorologiques officiels de l'Algérie et du Tchad, ce dernier service étant membre de l'Asecna.

Tn = température minimale moyenne (°C),
 Tx = température maximale moyenne (°C),
 R = précipitation (mm),
 HR = humidité relative (%),
 Ev = évaporation [Piche] (mm)

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | An. |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| R mm | 2,8 | 1,5 | 1,8 | 1,6 | 2,9 | 1,5 | 1,1 | 7,3 | 3,1 | 1,8 | 1,2 | 1,4 | 20,9 |
| Tn moy. °C | 6,3 | 9,5 | 13,4 | 18,3 | 22,7 | 25,6 | 25,5 | 24,8 | 22,8 | 18,4 | 12,1 | 7,3 | 17,2 |
| Tx moy. °C | 19,4 | 22,6 | 26,2 | 31,3 | 35,4 | 37,8 | 36,8 | 35,9 | 34,7 | 30,8 | 25 | 20,3 | 29,7 |
| HR % | 34 | 28 | 24 | 22 | 20 | 20 | 19 | 22 | 25 | 28 | 31 | 36 | 26 |
| Ev. mm | 145 | 175 | 246 | 291 | 328 | 380 | 428 | 405 | 299 | 253 | 175 | 148 | 2888 |

Tableau I :
 Djanet, Algérie (périodes : R = 1924-88; Tx, Tn = 1951-88;
 HR, Ev = 1931-60)

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | An. |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| R mm | 2,9 | 5,8 | 7,7 | 6,9 | 13,1 | 13,5 | 7,5 | 14,9 | 20,3 | 9 | 6,7 | 7,1 | 115,8 |
| Tn moy. °C | 2 | 3 | 5 | 8,9 | 12,3 | 14,9 | 14,9 | 14,4 | 12,9 | 9,7 | 5,7 | 2,9 | 8,9 |
| Tx moy. °C | 11,1 | 12,8 | 15,1 | 18,9 | 21,9 | 23,9 | 23,8 | 23,3 | 21,5 | 18,6 | 14,6 | 11,6 | 18,1 |

Tableau II :
Assekrem, Algérie (période 1955-1988)

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | An. |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| R mm | 2 | 1,3 | 1,7 | 2,2 | 6,8 | 3,5 | 3,5 | 7,9 | 9,6 | 2,6 | 2,1 | 2,1 | 46,6 |
| Tn moy. °C | 5,3 | 7,6 | 10,6 | 14,7 | 18,9 | 22,6 | 22,6 | 22,1 | 20,4 | 16 | 10,6 | 6,6 | 14,8 |
| Tx moy. °C | 20,2 | 22,6 | 25,5 | 29,2 | 32,6 | 34,8 | 34,6 | 34 | 32,4 | 28,9 | 24,5 | 20,8 | 28,3 |
| HR % | 24 | 23 | 19 | 19 | 19 | 20 | 20 | 23 | 24 | 29 | 29 | 26 | 23 |
| Ev. mm | 227 | 257 | 336 | 382 | 447 | 443 | 476 | 454 | 366 | 284 | 200 | 196 | 4068 |

Tableau III :
Tamanrasset, Algérie (périodes : R = 1930-88; Tx, Tn = 1951-88; HR, Ev = 1931-60)

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | An. |
|------|---|---|---|---|-----|---|-----|-----|---|---|---|-----|-----|
| R mm | 0 | 0 | 1 | 0 | 0,4 | 0 | 1,3 | 0,6 | 0 | 0 | 0 | 1,2 | 4,5 |

Tableau IV :
Bardai, Tchad

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D | An. |
|------|---|---|---|---|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| R mm | 0 | 0 | 0 | 0 | 3,4 | 1,1 | 14,5 | 24,5 | 1,2 | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 45,8 |

Tableau V :
Zouar, Tchad

Ces données d'observations permettent de préciser, mais de manière très imparfaite, les caractères climatiques moyens des montagnes sahariennes :

Les températures résultent de l'influence habituelle de l'altitude qui est responsable :

- d'un adoucissement des températures moyennes, par la diminution des températures minimales et par la forte atténuation des températures maximales : à In Salah (plus au nord, mais à 284 mètres d'altitude) le nombre moyen de jours de maxima supérieurs à 40 °C est de 112, tandis qu'il n'atteint que 5 à Djézet, et qu'il est nul à Tamanrasset (cf. ENEMA, 1970),
- d'une diminution de l'amplitude thermique annuelle, qui s'élève jusqu'à 25,9 °C à In Salah, contre 19,5 °C à Djézet, 16,3 °C à Tamanrasset, et 12,3 °C à l'Assekrem,
- d'une augmentation des écarts diurnes; en raison de la siccité de l'air, de sa plus grande transparence (les poussières les plus denses se trouvant dans les basses couches) l'efficacité de la radiation solaire est accrue; les variations sont importantes et rapides car à l'opposé les pertes sont rapides par rayonnement nocturne.

L'humidité relative moyenne demeure très faible, l'habituel assèchement associé à l'altitude n'intervenant ici que sur des flux déjà considérablement continentalisés, l'évaporation potentielle atteint ainsi des valeurs considérables; les quelques nuances saisonnières sont aussi quasiment insignifiantes, la sécheresse étant relativement moins prononcée en hiver sur le versant nord, plus proche de la source méditerranéenne, tandis qu'au coeur de la période estivale le versant sud bénéficie d'une légère amélioration.

Les précipitations sont marquées par une forte indigence, atténuée toutefois par rapport aux basses terres environnantes (In Salah : 9,0 mm/an, Adrar : 11 mm/an, Ouallen : 15,9 mm/an; cf. ENEMA, 1970), la majoration pluviométrique dépassant dans les hauts reliefs 100 mm par an en moyenne, voire 200 mm (268 mm en 1957, 258 mm en 1958 à l'Assekrem), et vraisemblablement 300 mm certaines années, le maximum pluviométrique étant vraisemblablement atteint selon J. Dubief (1963) entre 2300 et 2700 m; comme le soulignent les figures 1 à 3 l'irrégularité interannuelle est très forte, enlevant ici beaucoup plus qu'ailleurs à la notion de «normale» toute signification réelle, une seule forte pluie pouvant déterminer la valeur «moyenne» mensuelle de toute la période. Bien qu'il soit délicat de parler de régime pluviométrique sur des valeurs aussi faibles et aussi variables, on peut reconnaître deux saisons de probabilité de pluie, une hivernale et une estivale, les contributions respectives étant plus ou moins bien individualisées en fonction notamment de la latitude, de l'altitude et de l'exposition. A Zouar, par exemple, le maximum estival (85,1 % du total annuel au cours des mois de juillet et août) est conjointement associé à la position méridionale et à la situation sur le versant sud du relief; mais la distribution saisonnière n'est pas partout aussi tranchée, comme l'attestent les rapports pluies mensuelles/pluies annuelles (exprimés en pourcentages) de trois stations algériennes :

| | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D |
|-------------|------|-----|-----|-----|------|------|-----|------|------|-----|-----|-------|
| Djanet | 13,3 | 7,4 | 8,6 | 7,4 | 14 | 7,2 | 0,5 | 3,4 | 14,7 | 8,5 | 5,9 | 6,6 % |
| Assekrem | 2,5 | 5 | 6,6 | 6 | 11,3 | 11,6 | 6,4 | 12,9 | 17,5 | 7,8 | 0,6 | 6,1 % |
| Tamanrasset | 4,4 | 2,7 | 3,5 | 4,7 | 14,6 | 10,2 | 7,4 | 17 | 20,5 | 5,5 | 4,4 | 4,5 % |

Tableau VI

En sus du rythme général hiver/été, dans lequel la période estivale (de durée plus courte) bénéficie globalement d'une meilleure probabilité pluviométrique, on note encore au début de la période estivale une amélioration sensible, centrée sur mai, un fléchissement au coeur de l'été, et une autre amélioration à la fin de cette saison, centrée sur

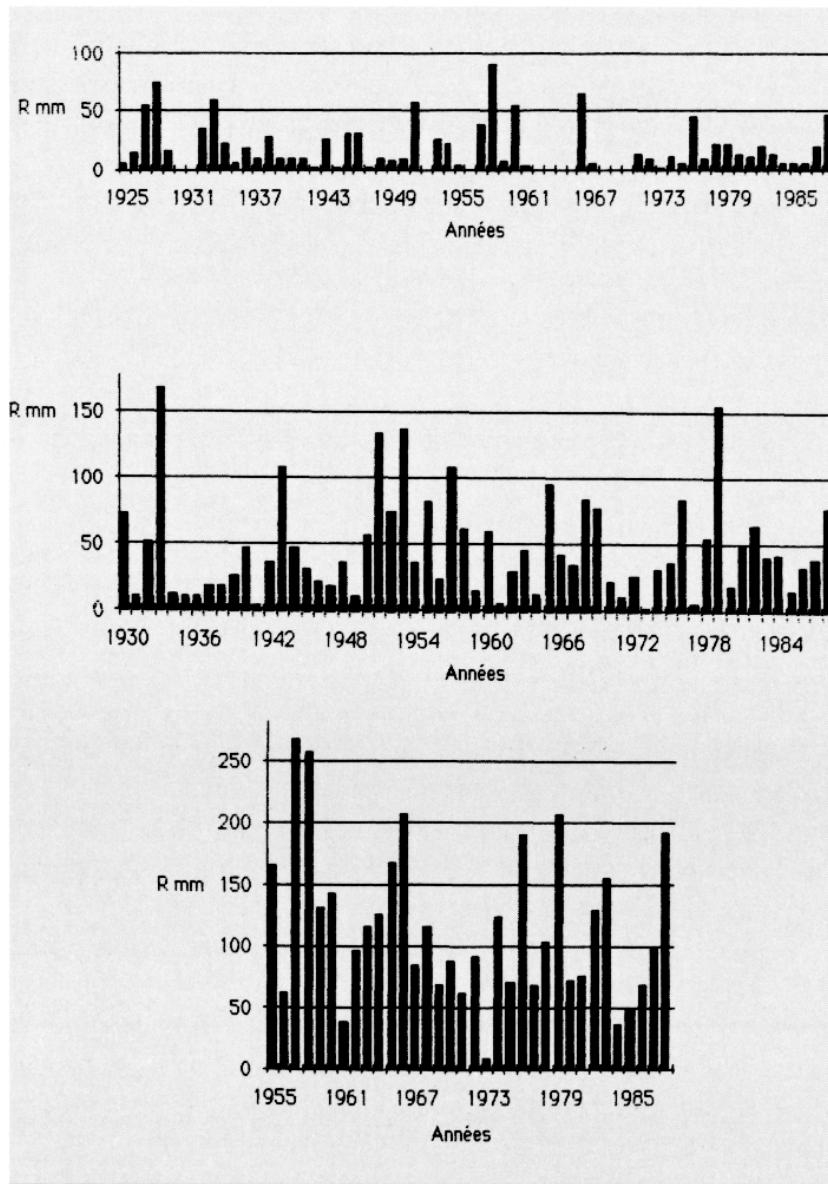


Figure 1 :
Djanet — Pluies annuelles
(1925-1988) (Lacunes en
1930 - 31 - 56 - 62 à 64 -
68 à 70)

Figure 2 :
Tamanrasset — Pluies
annuelles (1930 -1988)

Figure 3 :
Assekrem — Pluies annuelles
(1955 -1988)

septembre. Le rythme pluviométrique annuel apparaît ainsi, en premier lieu associé à l'évolution qualitative du potentiel précipitable au cours de l'année (la relative richesse du potentiel en eau précipitable concernant l'été), et en second lieu aux moments au cours desquels se modifient les conditions dynamiques au-dessus des régions sahariennes.

Les conditions dynamiques moyennes

La tonalité climatique moyenne, thermiquement contrastée, sèche et très peu pluvieuse résulte principalement (en sus de la continentalité) comme dans l'ensemble du Sahara, des particularités du champ

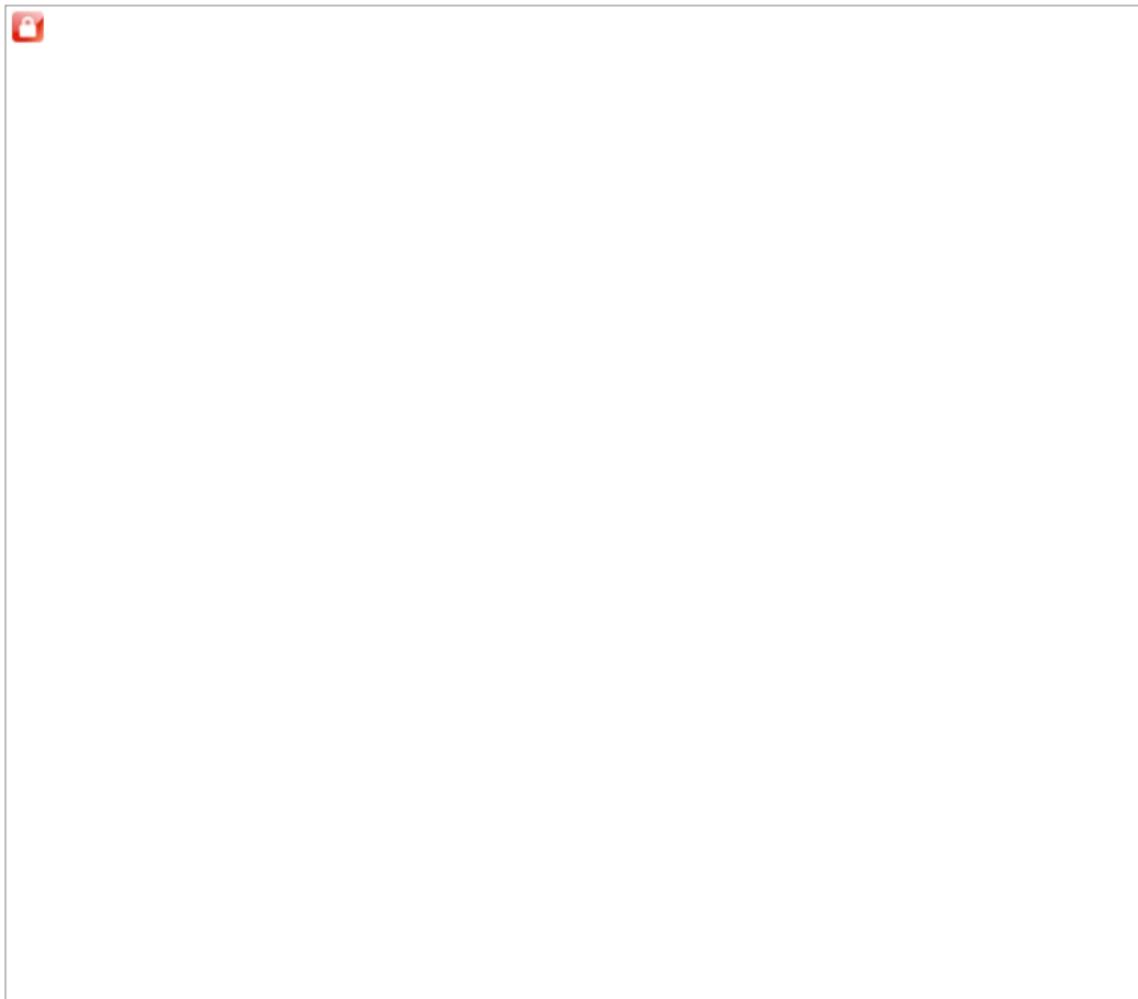


Figure 4 :

Champ de pression de surface
(d'après M. LEROUX, 1983)

Cellule anticyclonique H
des Hautes Pressions
Tropicales (HPT)

Dépression thermique L
(Basses Pressions
Intertropicales)

Équateur Météorolo- ==
gique (EM), trace au sol

Discontinuité d'Alizés ===
(D.Al.), trace au sol

Isobare (hpa) —
Hoggar - Tibesti

altitude supérieure à

1000 m

altitude supérieure à

1500 m

permanent de pression et de vent, situé sous la subsidence des Hautes Pressions Tropicales (c'est-à-dire, exprimé en d'autres termes, sous la branche descendante de la cellule de Hadley nord). Dans la ceinture septentrionale des Hautes Pressions Tropicales (HPT), ceinture continue et d'orientation zonale, s'individualisent — à l'échelle de la définition «statistique» — (en liaison avec les différences de substratum) à l'ouest la cellule anticyclonique atlantique dite des Açores, à l'est la cellule arabe pendant la période hivernale, et pour l'essentiel la cellule saharienne, plus précisément saharienne en hiver (fig. 4 — A) et maghrebo-saharo-méditerranéenne en été (fig. 4 — B; ces cartes moyennes sont tracées à partir de valeurs de pression ramenée au niveau de la mer). Les coupes verticales méridiennes moyennes de la basse troposphère à la longitude du Hoggar, du Grand Erg Oriental jusqu'au littoral du golfe de Guinée (M. Leroux, 1983), révèlent la permanence, non seulement en surface mais aussi en altitude, de la

ceinture des Hautes Pressions Tropicales et des mouvements subsidents qui les construisent (fig. 5).

Chacune de ces cellules boréales organise une unité de circulation d'alizé. L'alizé maritime, associé à la cellule océane, ne concerne que le littoral occidental, du Maroc jusqu'au Sénégal ou jusqu'à la Guinée-Libéria en fonction de la saison, l'humidité atlantique advectée par ce flux ne pénétrant que de façon très limitée sur le continent. Les massifs centraux dépendent constamment de la cellule saharienne, et par conséquent de la circulation d'alizé continental; cet alizé débute sur la Méditerranée par des caractères maritimes (flux humide et thermiquement peu contrasté), et se transforme assez rapidement en alizé continental, appelé harmattan dans sa branche méridionale la plus chaude et la plus sèche.

L'origine extratropicale de la circulation dans les basses couches, et les mouvements subsidents permanents issus du jet d'ouest d'altitude (fig. 5 — A), entraînent une stratification aérologique dans la circulation d'alizé; l'Inversion d'Alizé (I. Al.) qui sépare ces deux strates d'origines et de caractères différents, est ainsi stérilisante, interdisant toute précipitation, dans l'alizé maritime où la strate inférieure possède cependant un potentiel précipitable, et à plus forte raison dans l'alizé continental où le déficit de saturation est excessif; l'Inversion d'Alizé n'y représente que le sommet d'un niveau de concentration de poussières, la couche «sale», située selon la saison entre 1500 m (hiver) et 3500 m (été), la «brume sèche» ainsi formée étant susceptible de diminuer de 10 % la radiation solaire directe.

La circulation de mousson, lointainement originaire de l'Atlantique sud, n'atteint pas les massifs sahariens en situation moyenne, l'Equateur Météorologique ne dépassant pas les contreforts méridionaux (fig. 4 — B). En raison d'une part, des chaleurs estivales maximales atteintes entre Atlas et Hoggar (températures moyennes de 38° C, et maximales moyennes de 46° C, en juillet et août) qui creusent la dépression thermique du Tanezrouft dans laquelle vient s'inscrire l'Equateur Météorologique, et en raison d'autre part de la latitude méridionale du bassin oriental de la Méditerranée sur lequel se réfugient en été les Hautes Pressions Tropicales, le Tibesti ne retire pas un avantage décisif de sa latitude puisque l'Equateur Météorologique est à sa longitude moins décalé vers le nord. Le flux de mousson est fortement réchauffé, relativement asséché, et de faible épaisseur, surmonté par l'Equateur Météorologique dont la structure inclinée (structure EMI ou «FIT») est particulièrement stérilisante (fig. 5 — B).

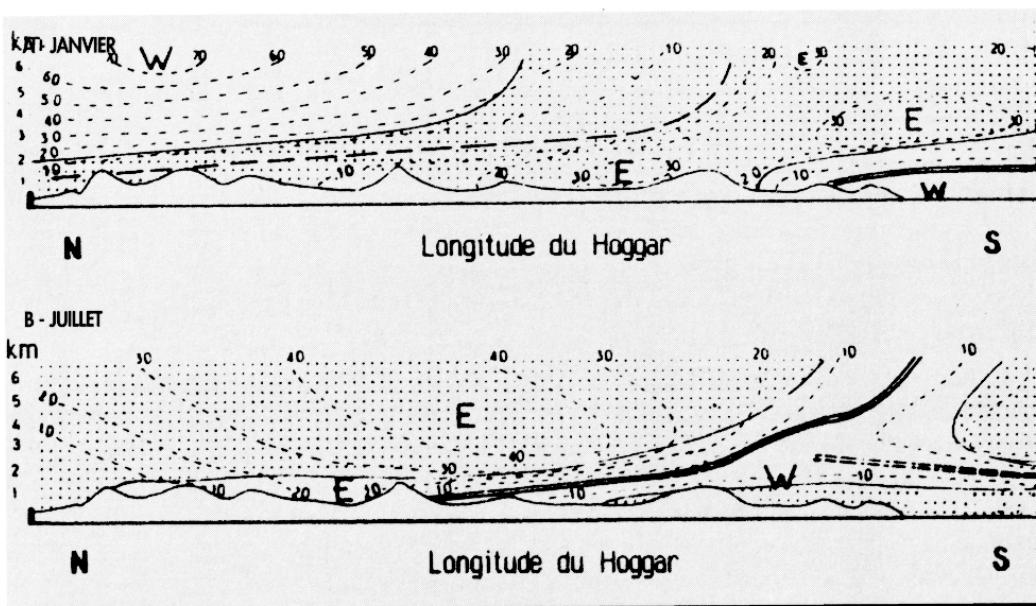


Figure 5 :
Coupes verticales méridiennes
de la basse troposphère

Hautes Pressions
 Tropicales
 Axe des Hautes
 Pressions Tropicales
 Equateur
 Météorologique
 Inversion d'Alizé
 austral
 Composantes zonales de E W
 la direction du vent
 Isotaches

De telles conditions expliquent aisément les caractères climatiques moyens, et notamment l'extrême faiblesse des précipitations, associée :

- à la pauvreté du potentiel précipitable, qui résulte de la continentalisation de l'alizé,
- à la subsidence supérieure qui a le double effet, d'écraser les éventuelles formations nuageuses, et de donner à l'air descendant (donc réchauffé et asséché) un fort pouvoir évaporateur qu'il exerce aux dépens de la strate inférieure de l'alizé continental dont le potentiel est déjà réduit,
- au rôle stérilisant de la structure inclinée de l'Equateur Météorologique (EMI).

Les précipitations sont toutefois possibles car, si la ceinture anticyclonique est toujours présente, elle est relativement peu épaisse en hiver sur le Sahara septentrional (fig. 5 — A), ou bien sapée dans les basses couches par la dépression thermique en été sur le Sahara méridional (fig. 5 — B); la pluviogenèse nécessite toutefois, en raison de la grande vigueur des facteurs contrariants, l'intervention de processus extérieurs puissants, capables d'annuler de façon momentanée le caractère stérilisant des structures aérologiques saisonnières.

Ces circonstances météorologiques favorables peuvent être observées et interprétées de manière relativement satisfaisante, grâce aux cartes synoptiques et aux clichés de satellites (notamment Météosat) qui

offrent une vue d'ensemble des phénomènes; ainsi paradoxalement, la dynamique du climat peut être mieux connue que le climat montagnard saharien lui-même.

La dynamique hivernale : l'intervention des Anticyclones mobiles Polaires

Les phénomènes météorologiques étant appréhendés à travers des écoles de pensée différentes, à l'intérieur de chaque zone, mais aussi séparément dans chacune des zones tempérée et tropicale, la question n'est pas souvent posée de savoir ce que deviennent les perturbations dites «du Front Polaire», lorsqu'elles parviennent à la limite des zones tempérées; le lien entre les phénomènes de la zone tempérée et de la zone tropicale est en effet souvent mal établi, les phénomènes étant désignés par des formulations vagues, ou inadaptées; sont par exemple évoquées en Afrique septentrionale les «dépressions soudano-sahariennes, les dépressions printanières du désert (spring lows), les khamsin depressions, les dépressions méditerranéennes mobiles...». En fait, le principal acteur de la dynamique des marges tropicales, l'Anticyclone Mobile Polaire (AMP), n'est pas identifié puisque, anticyclone, il «s'intègre» (du moins en apparence) dans une ceinture anticyclonique à l'intérieur de laquelle il devient alors relativement plus difficile de le suivre.

Les Anticyclones mobiles Polaires (M. Leroux, 1983, 1986, 1990), moteur des perturbations tempérées, sont de vastes masses mobiles (diamètre moyen de 2500 km) de hautes pressions d'origine thermique et donc pelliculaires (épaisseur moyenne de 1500 mètres), issues des régions polaires et traversant les latitudes moyennes d'ouest en est, avec une forte composante méridienne en direction de la zone tropicale. Ils passent aisément (en raison de leur densité associée à leur caractère froid, en valeur relative ou absolue) dans les basses-couches à travers la ceinture des Hautes Pressions Tropicales (formées d'air chaud), et ils alimentent ainsi régulièrement la strate inférieure de la circulation d'alizé. Leur trajectoire est fortement conditionnée par le relief, qui peut constituer une véritable barrière lorsqu'il est massif et lorsque son altitude est supérieure à l'épaisseur de l'AMP; au nord du Sahara le relief de l'Atlas détermine deux axes d'écoulement : l'un à l'ouest, qui alimente l'alizé maritime, l'autre à l'est de l'Atlas, qui donne naissance au flux d'alizé continental; il existe encore une possibilité de débordement par Anticyclones mobiles très épais, dans la partie orientale moins élevée de l'Atlas, dont témoignent les directions

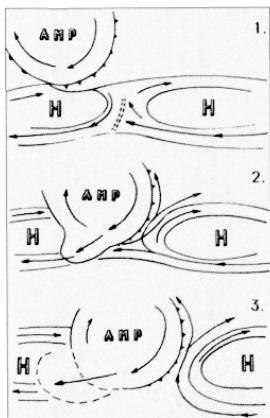


Figure 6 :
Interférence entre anticyclone mobile polaire et hautes pressions tropicales — schéma de surface.

méridiennes des formations dunaires du Grand Erg occidental (M. Leroux, 1987).

Les plus puissants Anticyclones Mobiles Polaires parviennent à ouvrir une brèche à travers la ceinture des Hautes Pressions Tropicales, dont l'épaisseur sur l'Afrique septentrionale est relativement faible en cette saison (fig. 5 — A), le couloir dépressionnaire ainsi ouvert sur la face antérieure de l'AMP mettant en communication directe les zones tempérée et tropicale (cf. fig. 6 & 7, qui schématisent en surface et en altitude l'interférence entre AMP et HPT). Les conséquences climatiques sont multiples, avant et lors du passage de l'Anticyclone Mobile Polaire :

A l'avant de l'AMP, où une situation dépressionnaire remplace alors l'habituelle situation anticyclonique, l'air tropical c'est-à-dire l'alizé continental (ou harmattan), dévié de sa trajectoire habituelle, remonte vers le nord en provoquant une vague de chaleur et de sécheresse [situation dite chergui (Maroc), sirocco (Algérie, Tunisie), gibli (Libye), khamsin (Egypte)]; la poussière saharienne, dont une partie peut être arrêtée par un relief placé sur la trajectoire (comme l'Atlas ou les massifs centraux), est aisément transportée jusqu'en Europe (et se retrouve bien au-delà dans les glaces polaires); ce flux chaud, soulevé par l'approche de l'AMP, est en outre le vecteur vers le nord des invasions de criquets issus des points d'eau sahélio-sahariens. Lorsque l'intrusion des AMP intervient brutalement en fin de saison chaude sur la Méditerranée, où un très important potentiel précipitable s'est accumulé sous l'inversion de subsidence (Inversion d'Alizé) située vers 1000 mètres d'altitude, la brusque libération d'énergie (contenue dans la vapeur d'eau sous forme latente) se traduit par des perturbations pluvio-orageuses violentes, avec grêle éventuelle, voire inondations.

Au-dessus de l'AMP, sur sa face avant et dans les couches moyennes, des formations nuageuses peuvent se développer, leur densité étant fonction des caractères du flux soulevé : alizé maritime à l'ouest, ou alizé continental dont l'humidité spécifique dépend principalement de la fourniture méditerranéenne; les formations de l'étage moyen (altocumulus, altostratus), organisées en bande d'orientation sud-ouest/nord-est (parfois dites «de jet») sont souvent peu denses en raison de la subsidence supérieure et de la médiocrité du potentiel précipitable, mais d'éventuels développements verticaux (avec manifestations orageuses), peuvent accompagner des AMP puissants, ou une fourniture d'humidité plus abondante (provenant par exemple du flux de mousson; cf. fig. 7 — 3). Généralement les précipitations ne descendent pas jusqu'au sol, étant rapidement évaporées avant de

l'atteindre par l'air sec des basses couches, mais les reliefs centraux ont cependant la possibilité d'intercepter la pluie avant son évaporation, améliorant ainsi leur pluviosité de façon substantielle.

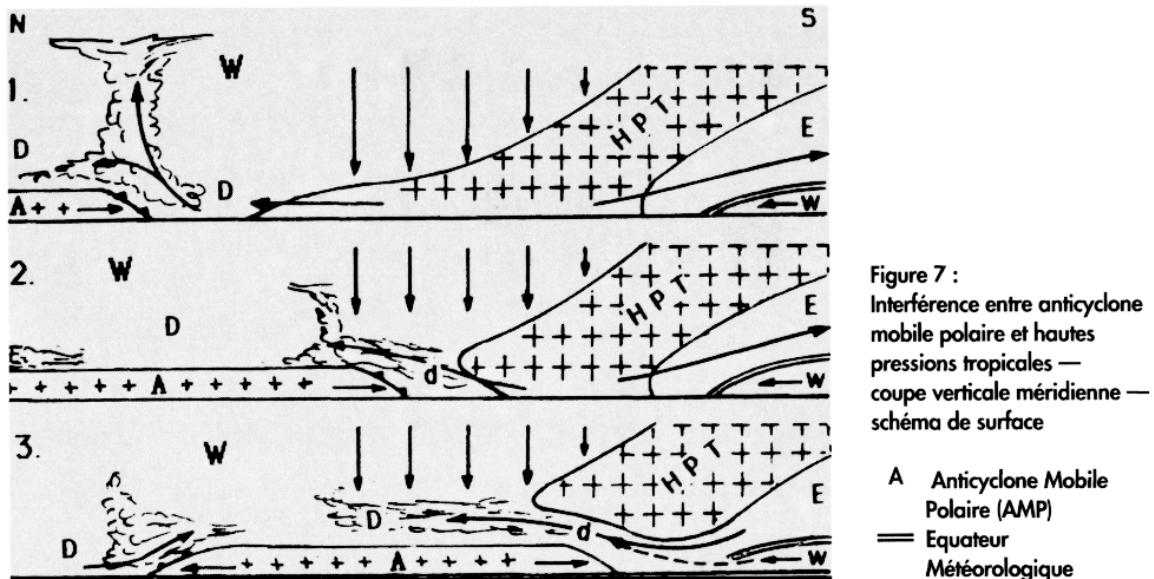


Figure 7 :
Interférence entre anticyclone mobile polaire et hautes pressions tropicales —
coupe verticale méridienne —
schéma de surface

A Anticyclone Mobile Polaire (AMP)
— Equateur Météorologique

Tel a été le cas, par exemple, lors de l'hiver 1987-88, dont les principaux événements météorologiques ont été relatés par M. Mimouni (1988) :

- fin décembre : 4 mm tombent à Tamanrasset et à l'Assekrem, et 19,1 mm à Djanet où l'oued est en crue,
- du 9 au 10 février 1988 des chutes de neige sur les hauts sommets du Hoggar (30 à 50 cm) couvrent les reliefs pendant 4 à 5 jours; la température minimale descend à -7° C (des événements identiques s'étaient produits en décembre 1964, janvier et février 1976),
- les 3, 4, et 5 mars 1988 reçoivent des pluies copieuses : 10,6 mm à Illizi, 25 mm à Ideles, 26 mm à Silet, 27,2 mm à Djanet, 52 mm à Tamanrasset (l'oued roulant des flots violents); 126,8 mm tombent à l'Assekrem (record de la période 1955-1988) où ont été précédemment enregistrés 23 mm en mars 1979, 110,5 mm en février 1983 et 111 mm en novembre 1958.

Lors du passage de l'AMP, dans les basses couches, l'air polaire pénètre dans la zone tropicale (l'AMP se fragmentant alors en «noyaux anticycloniques mobiles»); la strate inférieure de l'alizé ainsi alimentée s'écoule dans les couloirs situés entre Atlas et Hoggar, entre Hoggar et Tibesti, entre Tibesti et Ennedi, l'air venu du nord apportant la fraîcheur, voire une réelle vague de froid. Les accélérations (pulsations ou «surge») qui se propagent dans l'alizé continental, se traduisent par des lithométéores, de la chasse-sable d'accélération (sables brassés près

du sol) jusqu'au vent de sable, la tempête de sable, voire le mur de sable (haboob), en fonction de la composante verticale des flux, la brume sèche formée par les particules les plus fines se maintenant en suspension bien longtemps après le passage du phénomène générateur.

La remontée vers le nord de la ceinture des Hautes Pressions Tropicales met progressivement fin à la période hivernale, tandis que les Anticyclones mobiles Polaires voient graduellement leur puissance diminuer; le relais est ainsi pris par la dynamique tropicale qui triomphe au coeur de la période estivale.

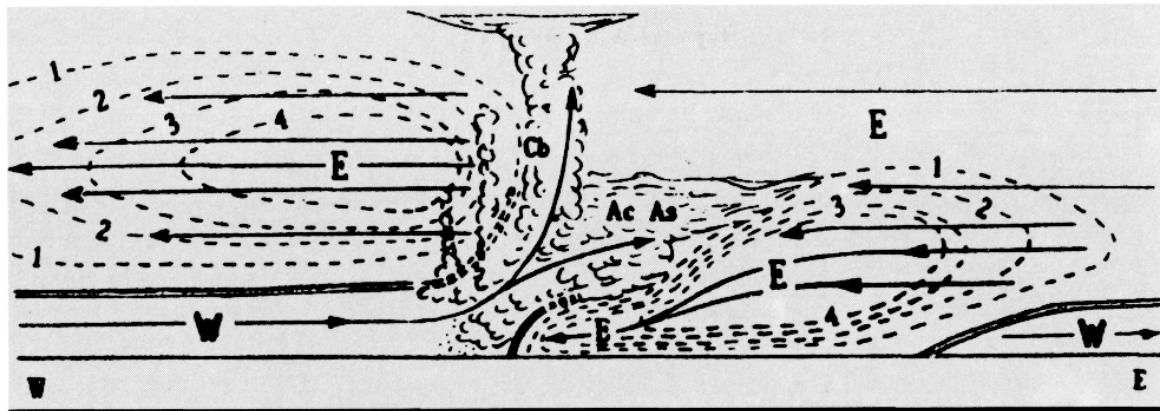
La dynamique estivale : les lignes de grains de la structure inclinée de l'Equateur Météorologique (structure EMI ou «FIT»)

Au cours de la période estivale, et plus précisément de juin à septembre, le flux de mousson atlantique n'atteint que le sud du Sahara oriental, mais pénètre profondément vers le nord dans la dépression du Tanezrouft; à l'échelle moyenne le flux de mousson de faible épaisseur demeure cependant au pied des massifs centraux (fig. 4 — B).

Ce flux de mousson, après un long trajet continental, est fortement réchauffé et donc très instable, mais il est peu humide, peu épais et surmonté par la structure inclinée de l'Equateur Météorologique, EMI ou «FIT» (fig. 5 — B). Cette structure de «Front Intertropical» (le terme «front», inadapté mais consacré par l'usage, traduisant ici uniquement la pente de la discontinuité) est particulièrement stérilisante en raison des contrastes entre les strates; la strate supérieure (formée par l'harmattan soulevé), très sèche, évapore le potentiel précipitable de la mousson de basses couches, tandis que les éventuelles formations nuageuses sont cisaillées, les directions de la mousson et du flux supérieur étant diamétralement opposées. Dans ces conditions structurales, et surtout à proximité de la trace au sol de l'Equateur Météorologique, où la mousson est très mince, la pluviogenèse est impossible. Le temps habituel est donc non-pluvieux, mais chaud, voire torride dans l'espace saharien, l'arrivée de la mousson ne se traduisant pas ici par un relèvement significatif de l'humidité relative. Dans ces conditions drastiques il apparaît très difficile que puissent se développer des orages «isolés», c'est-à-dire simplement associés à des facteurs locaux,

l'instabilité de basses couches étant écrasée par la subsidence supérieure et les éventuels développements nuageux très rapidement cisaillés et évaporés; en dépit de la modicité des manifestations pluvieuses ici provoquées, les précipitations estivales des massifs centraux s'inscrivent donc dans une échelle de phénomènes nettement supérieure.

La puissante stérilisation est en effet atténuée, voire momentanément annulée en situation perturbée, lorsqu'intervient un facteur allogène dans la structure FIT, facteur assez puissant pour déclencher la formation d'une ligne de grains et pour en commander ensuite la trajectoire et l'évolution. Des divergences existent quant à l'origine de ce facteur allogène, tantôt associé aux «ondes d'est», tantôt au Jet d'Est Tropical (JET), ou au Jet d'Est Africain (JEA); il suffit ici de considérer la



structure de vent dans les basses couches (fig. 8), qui révèle l'intrusion brutale de la circulation d'est dans le flux de mousson, provoquant sur la face avant du noyau d'accélération dans le flux d'est un soulèvement du flux humide d'ouest, accompagné de développements nuageux puissants de type Cumulonimbus, et de manifestations orageuses violentes (M. Leroux, 1983, 1988). Les noyaux d'est qui empruntent la circulation d'alizé continental peuvent être aisément suivis avant leur pénétration dans la mousson, car ils s'y manifestent par des noyaux mobiles de hausse de pression, responsables de lithométéores ; dans leur déplacement vers le sud ces lithométéores se transforment progressivement en hydrométéores au fur et à mesure qu'ils utilisent le potentiel de la mousson atlantique. Le facteur déclenchant des lignes de grains empruntant nécessairement les couloirs d'écoulement de l'air extratropical (basses couches), il en résulte que les reliefs sahariens contribuent fortement à déterminer spatialement la genèse des perturbations; selon P. Sagna (1988) 26 % d'entre elles prennent

Figure 8 — Champ de vent de basses couches et ligne de grains

- Equateur
- Isobaque (x 10 km/h)
- W Mousson
- E Alizé

naissance dans la région du lac Tchad, au débouché du couloir Tibesti-Ennedi, tandis que 42 % naissent au débouché de l'ensellement entre Hoggar/Aïr et Tibesti.

Au début de son intrusion dans le flux d'ouest, le noyau de vent d'est provoque sur sa face avant-occidentale une puissante remontée de la mousson vers le nord; cette déviation de la mousson, facilitée par le caractère dépressionnaire (et attractif) du relief en période estivale, se

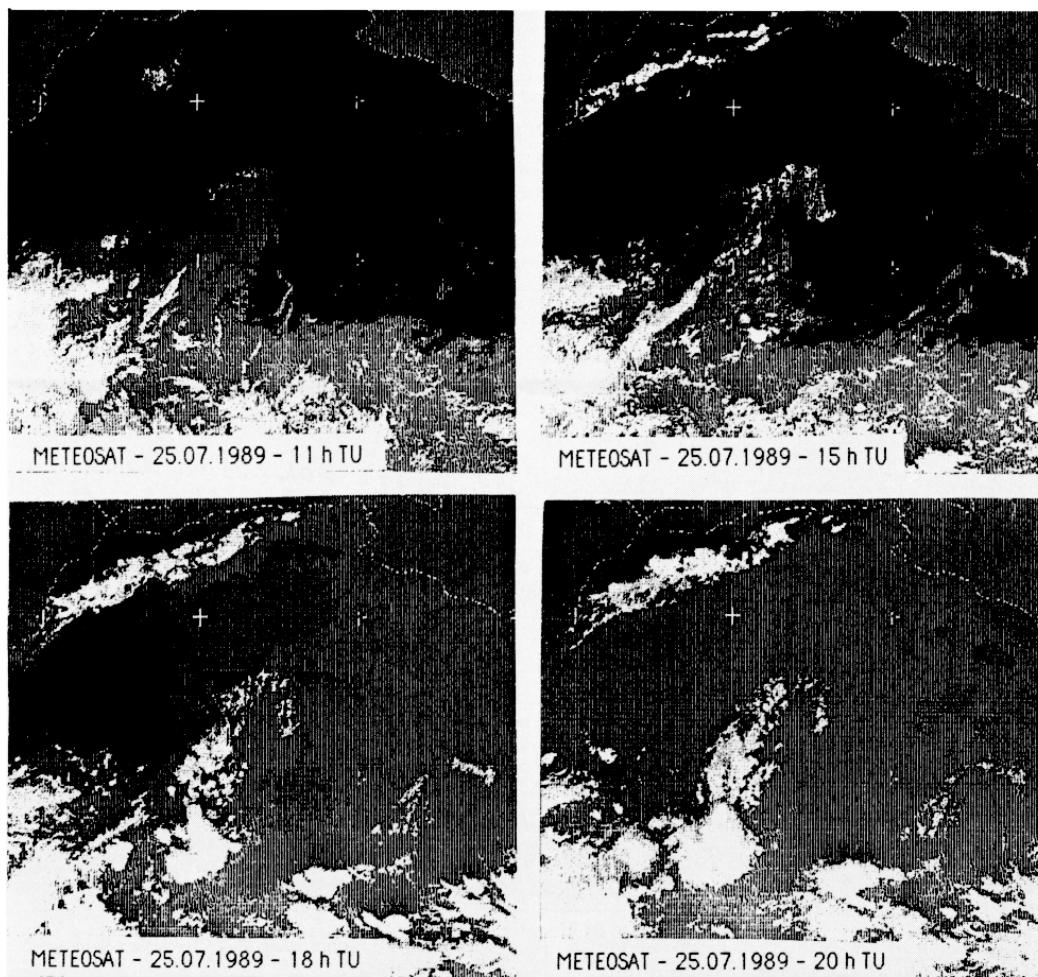


Figure 9 :
Relief saharien et genèse
d'une ligne de grains

traduit par un transport d'humidité vers les massifs centraux, transport nettement visible sur les clichés Météosat du 25 juillet 1989 (fig. 9, établie à partir de clichés Météosat relevés à la station UTIS de l'ISRA/ORSTOM à Dakar). Dès que la ligne de grains est bien formée (fig. 9 à 18 h TU) le corps nuageux principal s'éloigne vers l'ouest, sous la poussée du noyau anticyclonique mobile, et les chances de

pluies sur la montagne saharienne, limitées, s'éloignent aussi rapidement avec la perturbation.

La canalisation par le relief du facteur déclenchant la formation des lignes de grains, la déviation du flux de mousson et l'interception des pluies par le relief, permettent ainsi à la montagne saharienne (particulièrement à sa partie méridionale) de recevoir pendant la période estivale la majorité de ses précipitations; les mois de mai/juin à septembre/octobre — considérés globalement — au cours desquels la circulation de mousson est la plus ample offrent ainsi, les meilleures «probabilités» de pluie; soulignons toutefois que cette période estivale correspond aussi malheureusement aux plus fortes chaleurs et donc à la plus forte évaporation potentielle (susceptible de dépasser les 400 mm par mois).

Une analyse plus précise révèle cependant, notamment dans les stations du Hoggar, un net fléchissement pendant le mois de juillet : du total pluviométrique, de l'apport relatif mensuel (cf. tableaux ci-dessous), et du nombre de mois ayant reçu au cours de la période d'observation des pluies mensuelles supérieures (ou égales) aux seuils de 1/10 de mm, 5 mm, 10 mm et 20 mm :

| Nombre de mois | | J | F | M | A | M | J | Jt | A | S | O | N | D |
|----------------|---------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Djanet | 1 > 10 | 9 | 12 | 23 | 19 | 31 | 18 | 4 | 6 | 30 | 22 | 15 | 15 |
| | > 5 mm | 5 | 3 | 7 | 8 | 9 | 7 | 0 | 1 | 6 | 10 | 2 | 3 |
| | > 10 mm | 5 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 | 0 | 0 | 4 | 5 | 2 | 2 |
| | > 20 mm | 3 | 1 | 1 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 1 | 1 |
| Assekrem | | | | | | | | | | | | | |
| Assekrem | 1 > 10 | 8 | 14 | 22 | 20 | 29 | 30 | 29 | 29 | 32 | 29 | 13 | 16 |
| | > 5 mm | 3 | 5 | 8 | 8 | 17 | 19 | 16 | 16 | 25 | 14 | 7 | 9 |
| | > 10 mm | 3 | 4 | 7 | 8 | 12 | 15 | 12 | 15 | 22 | 9 | 6 | 7 |
| | > 20 mm | 2 | 3 | 3 | 6 | 8 | 10 | 4 | 9 | 12 | 5 | 4 | 6 |
| Tamanrasset | | | | | | | | | | | | | |
| Tamanrasset | 1 > 10 | 11 | 15 | 22 | 25 | 35 | 41 | 38 | 41 | 48 | 31 | 15 | 18 |
| | > 5 mm | 5 | 5 | 5 | 7 | 13 | 14 | 14 | 20 | 22 | 8 | 5 | 6 |
| | > 10 mm | 2 | 3 | 1 | 5 | 5 | 9 | 7 | 14 | 16 | 5 | 4 | 4 |
| | > 20 mm | 2 | 0 | 1 | 1 | 6 | 5 | 1 | 6 | 10 | 3 | 3 | 3 |

Le mois de juillet représente en effet l'emprise tropicale la plus forte (cf. fig. 4 — B & fig. 5 — B), dont les effets stérilisants sont compensés par la relative amélioration du potentiel précipitable ; de façon

Tableau VII

symétrique les conditions hivernales qui triomphent en janvier-février (fig. 4 — A & fig. 5 — A) sont associées aux plus faibles valeurs du potentiel précipitable. Les probabilités de pluies les plus «fortes» correspondent ainsi aux moments, de transition, lorsque les deux dynamiques peuvent s'associer, l'alizé continental quelque peu humidifié aux dépens de la mousson (voire la mousson elle-même, fig. 7 — 3) étant susceptible de fournir un potentiel à précipiter aux Anticyclones Mobiles Polaires, qui conservent encore quelque puissance (mai), ou qui retrouvent leur puissance (septembre).

Cette distribution particulière des pluies sahariennes rappelle, si besoin est, que les processus pluviogéniques hivernaux et estivaux analysés ci-dessus ne s'excluent pas mutuellement, mais bien au contraire se combinent en permanence pour utiliser le (maigre) potentiel précipitable, puisque les noyaux anticycloniques mobiles prolongent l'action des Anticyclones Mobiles Polaires; la hiérarchie entre les facteurs déclenchants, connaît toutefois une variation saisonnière graduelle, les Anticyclones Mobiles Polaires ne perdant la prééminence qu'au centre de la période estivale.

Conclusion

Les traits climatiques de la montagne saharienne sont fortement marqués par de grands écarts thermiques, une rigoureuse siccité et la non-pluviosité; cette «stabilité» apparente des caractères climatiques moyens, imposée par des facteurs aérologiques tyranniques, masque en fait une très forte variabilité, commandée par les dynamismes respectifs des zones tempérée et tropicale, qui se traduit en particulier dans la variabilité pluviométrique.

L'intensité des échanges entre zones climatiques étant fonction de la dynamique générale de l'atmosphère, les manifestations climatiques dans les régions sahariennes (aérologiques, thermiques et pluviométriques) sont ainsi sujettes à d'importantes variations, à l'échelle actuelle et a fortiori à l'échelle paléoclimatique. Considérons ici par exemple deux périodes relativement récentes qui représentent des situations extrêmes :

- Lors du Würm tardif (entre 18 000 et 15 000 BP), période caractérisée par une température globale froide et par une circulation générale rapide, la zone tropicale est fortement réduite par le resserrement et le renforcement des HPT à l'intérieur desquelles la liberté de déplacement de l'Équateur Météorologique est très réduite (M. Leroux, 1987); les Anticyclones Mobiles Polaires sont beaucoup plus puissants, renforçant la vitesse des alizés ce dont témoigne au

Sahara la forte mobilisation éolienne et le glissement des ergs d'environ 1000 km vers le sud; leur trajectoire est aussi plus méridionale, le Hoggar étant alors plus facilement atteint que le Tibesti; les montagnes sahariennes sont donc plus facilement annexées saisonnièrement par la zone tempérée nord, et leur face ouest abrite «des niches nivales, à des élévations supérieures à 2400 m dans le Hoggar et à partir de 3000 m au Tibesti» (B. Messerli & al., 1980, P. Rognon, 1989).

- Lors de l'Optimum Climatique Holocène, grossièrement compris entre 9000 et 5000 BP, période caractérisée par une température globale chaude et par une circulation générale lente, les Anticyclones Mobiles Polaires sont moins puissants et de moindre fréquence; la zone tropicale est considérablement élargie, les ceintures des HPT moins vigoureuses s'étant fortement éloignées de part et d'autre de l'Equateur géographique; dans cet espace accru l'Equateur Météorologique dispose d'une grande liberté de déplacement, et les circulations de mousson atteignent leur ampleur maximale (M. Leroux, 1987). La pluviogenèse est facilitée par l'accroissement général du potentiel précipitable, principalement venu du sud mais aussi du nord (les pluies méditerranéennes pénétrant dans le même temps plus profondément sur le Sahara septentrional), par la moindre puissance des mouvements subsidents et par conséquent la moindre rigueur des facteurs stérilisants; les montagnes sahariennes, comme l'ensemble du Sahara mais avec les mêmes nuances locales que dans l'Actuel, bénéficient alors de précipitations plus abondantes (M. Servant & al., 1980, N. Petit-Maire & al., 1983, P. Rognon, 1989).

Ce dernier scénario aux conditions moins draconniennes, a laissé progressivement la place — depuis environ 4500 BP — au scénario de circulation générale rapide, qui aggrave progressivement les conditions tyranniques pour le milieu saharien, en conformité avec l'évolution des conditions orbitales du rayonnement (A. Berger, 1978; J.E. Kutzbach & al., 1982; M. Leroux & al., 1990), l'ampleur des échanges méridiens commandant l'intensité de la circulation générale de l'atmosphère, dont dépend l'évolution climatique, à toutes échelles d'espace et de temps... la péjoration pluviométrique sahélienne s'inscrit précisément dans la poursuite logique de cette lente évolution.

Marcel Leroux

Université Jean Moulin,
CNRS URA 260,
PICG 252, BP 0638 -
69239 Lyon (France)

Je remercie vivement : M. Mimouni et l'Office National de la Météorologie de la République Algérienne (Direction régionale sud), pour les données d'observations de Djinet, de Tamanrasset et de l'Assekrem ; J. Citeau et l'Unité de Traitement de l'Information Satellitaire (UTIS) de l'ISRA/ ORSTOM à Dakar (Sénégal) pour les images Météosat.

Références bibliographiques

- Ascena Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar. Résumés mensuels du temps, dans les républiques centrafricaine, congolaise, gabonaise, tchadienne; postes pluviométriques, Direction de l'Exploitation Météorologique, Dakar.
- Berger A.-L. 1978 Long-term variations in daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, **35**, 2362-2367
- Dubief J. 1959 Le climat du Sahara.
1963 *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, Alger.
- Enema 1970 Etablissement National pour l'Exploitation Météorologique et Aéronautique Climatologie Nationale, République Algérienne, Recueil de données climatologiques.
- Heckendorf W.D. 1972 Zum klima des Tibesti-Gebirges. *Berl. Geogr. Abb.* **16**, 123-141.
- Heckendorf W.D. 1977 Untersuchungen zum klima des Tibesti-Gebirges. *Ber. des Inst. für Met. und Klim. der TU Hannover* **17**, Göttingen.
- Jalu R. & Dettwiler J. 1965 Advection froide vers les basses latitudes, mars 1963. *La Météorologie* n° 78, 159-167.
- Kutzbach J.-E. & Otto-Briesner B.-L. 1982 The sensitivity of the african-asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years B.P. in a low-resolution general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **39** (6), 1177-1188.
- Leroux M. 1983 Le climat de l'Afrique tropicale. Ed. H. Champion/M. Slatkine, Paris/ Genève, tome 1 : 636 p., 349 fig., tome 2 : notice et atlas de 250 cartes.
- Leroux M. 1986 L'Anticyclone Mobile Polaire : facteur premier de la climatologie tempérée. *Bulletin de l'Association des Géographes Français* (4), Paris, 311-328.
- Leroux M. 1987 L'Anticyclone Mobile Polaire, relais des échanges mériadiens : son importance climatique. Paléolacs et paléoclimats en Amérique latine et en Afrique, *Géodynamique* **2** (2), ORSTOM, 161-167.

- La variabilité des précipitations en Afrique occidentale : les composantes aérologiques du problème. *Veille Climatique Satellitaire* n° 22, ORSTOM/CMS, Lannion, 26-45.
- 1988 Leroux M.
- Les conditions dynamiques moyennes du climat de la France. in Le Climat de la France. *Revue de Géographie de Lyon*, 65 (2) 63-79.
- 1990 Leroux M.
- Differential insolation at north and south high latitudes explains palaeoclimatic changes in tropical Africa for the last 30 000 years. (à paraître).
- 1990 Leroux M., Petit-Maire N. & -b Davis O.-K.
- The Saharan and East African uplands during the Quaternary. The Sahara and the Nile, Williams, Faure Ed., A.A. Balkema, 87-132.
- 1980 Messerli B., Winiger M. & Rognon P.
- Situations météorologiques exceptionnelles de l'hiver 1987-1988 dans le sud de l'Algérie. *Veille Climatique Satellitaire* n° 23, ORSTOM/CMS Lannion, 37-43.
- 1988 Mimouni E.
- Notes sur deux situations météorologiques remarquables observées au Tchad. Publ. Dir. Expl. Mét. n° 30, ASECNA, Dakar.
- 1973 Morell M.
- Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du bassin de Taoudenit (Mali). Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS, Marseille-Luminy.
- 1983 Petit-Maire N. & Riser J.
- Biographie d'un désert. Coll. scient. Synthèse, Plon, Paris.
- 1989 Rognon R.
- Etude des lignes de grains en Afrique de l'ouest. Thèse, Université de Dakar.
- 1988 Sagna P.
- L'environnement Quaternaire du bassin du Tchad. The Sahara and the Nile, Williams, Faure Ed., A.A. Balkema, 133-162.
- 1980 Servant M. & Servant-Vildary S.
- Etude de deux perturbations typiques de saison sèche en Afrique occidentale. Publ. Dir. Expl. Mét. n° 14, ASECNA, Dakar.
- 1968 Voiron H.
- Types de temps de mousson au Hoggar du 11 au 17 août 1932. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 336-337, 28-39.
- 1965 Yacono D.

- Yacono D. 1968 Essai sur le climat de montagne du Sahara : l'Ahaggar. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, Alger **27**.
- Zohdy H. 1971 On the interaction between extratropical and tropical disturbances over Africa as seen from satellite pictures. *Met. Res. Bull.*, vol. **3** n° 1, Cairo, 87-106.