

## Centre ORSTOM de la Guadeloupe

### Régimes pluviographiques

— — — \* \* \* — — —

Relation entre la variabilité des pluies et les cycles climatiques

— — — \* \* \* — — —

### Influence du relief sur les précipitations



*par*

*Dominique Rossignol  
Physicien de l'atmosphère*

Pointe-à-Pitre, juin 1990

*Ce document présente les trois dernières études de Dominique Rossignol, physicien de l'atmosphère au sein de l'unité de recherche "Continent, atmosphère, séries climatiques".*

*Affecté en Guadeloupe en 1984, Dominique a développé la plupart des logiciels nécessaires à ses études : traitement de données pluviométriques et de radiosondages, analyses statistiques, etc... Ses recherches ont porté sur l'étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations en liaison avec les types de temps, et sur l'influence du relief sur les précipitations.*

*Dominique mettait toute son opiniâtreté dans son travail. Son caractère le conduisait plus aisément à mettre ses compétences à la disposition de ses collègues, qu'à se mettre en valeur par une plus large diffusion de ses travaux.*

*Au cours de ses "loisirs", Dominique mettait autant d'acharnement à équiper son bateau. "Bacchanale" était prêt pour le grand départ au début du mois d'avril. Dominique rejoignait sa nouvelle affectation au "California Space Institute", à San Diego aux USA.*

*Dans la nuit du 4 au 5 juin 1990, sur les côtes mexicaines de Basse Californie, Bacchanale s'échouait, Dominique disparaissait.*

## RESUMES

### Les régimes pluviographiques de la Guadeloupe.

*Grâce à l'implantation de pluviographes à enregistrement des données informatisées, une analyse des régimes pluviographiques de la Guadeloupe a été réalisée. L'étude comporte la description comparative des distributions des intensités de pluie en une minute entre les postes soumis à des régimes pluviographiques d'origine différente. La distribution des intensités et plus encore des durées de pluies différencie les postes de pente des postes situés sur les crêtes. La variation diurne fait apparaître la variété des régimes pluviométriques selon la situation géographique des postes. L'effet orographique et la convection de réchauffement diurne se manifestent nettement dans certaines zones, alors que l'influence océanique se conjugue à des effets locaux en d'autres points.*

### Relation entre la variabilité des pluies en Guadeloupe et les cycles climatiques.

*Le climat de la planète est soumis à des variabilités plus ou moins cycliques. L'Oscillation Australe, ou El Nino, se manifeste tous les 3 à 9 ans. Par contre, la Quasi-Biennial Oscillation possède une période plus définie située entre 21 et 26 mois. Plus récemment, on a mis en évidence une oscillation de 30 à 60 jours des amas nuageux tropicaux. L'objet de cette étude est de rechercher si le signal de ces oscillations climatiques se retrouve dans la variabilité des précipitations en Guadeloupe.*

### Influence du relief sur les précipitations

*Les caractéristiques des précipitations journalières et des intensités sont analysées dans le but d'approfondir les mécanismes d'augmentation des précipitations sur le relief de la Basse-Terre. La variation de l'accroissement orographique en fonction du vent et de l'intensité moyenne des précipitations est analysée au pas de temps journalier. L'étude des intensités au pas de temps d'une minute permet de différencier les postes situés sur la pente des postes de crête. La variation diurne distingue les postes influencés préférentiellement par l'orographie pure de ceux qui subissent le réchauffement diurne.*

Les régimes pluviographiques

de la Guadeloupe

--- \*\*\* ---

## 1 INTRODUCTION

### 1.1 Situation Géographique

L'île de la Guadeloupe, située par 61 degrés Ouest et 16 degrés Nord, fait partie de la chaîne des petites Antilles s'étendant des îles Vierges à Trinidad. Elle est sous l'influence des vents d'alizés, lui procurant un régime climatique tropical océanique, constitué essentiellement de deux saisons :

la saison sèche ou carême de janvier à avril, est caractérisée par l'influence dominante d'un alizé stable et peu épais, surmonté de la circulation d'Ouest des latitudes tempérées.

la saison humide, de juillet à octobre, pendant laquelle l'alizé s'épaissit. Elle est le siège de perturbations tropicales tels que ondes d'Est, dépressions et ouragans (le dernier ouragan ayant affecté la Guadeloupe est David en 1979)

La caractéristique des deux inter-saisons, de mai à juin et de novembre à janvier, est d'être le siège de perturbations fortement influencées par les systèmes synoptiques de l'hémisphère Nord sous la forme de descentes froides d'altitude pouvant renforcer l'activité convective.

### 1.2 Le relief

La Guadeloupe est constituée de deux îles de formation géologique différente, séparées par un bras de mer très étroit. La partie Ouest est formée d'une barrière montagneuse d'origine volcanique, orientée grossièrement Nord Sud, perpendiculairement aux vents dominants, et plus élevée au Sud qu'au Nord (Soufrière 1457 m), responsable d'un effet orographique important.

La partie Est est un plateau calcaire d'origine corallien culminant à 150 m d'altitude. La Guadeloupe est la seule île de la chaîne à être constituée de deux entités géologiquement différentes, présentant des régimes climatiques très différents.

La figure 1 est une représentation en trois dimension du relief de la Basse-Terre vue de l'Est. On y remarque nettement que la partie Nord de l'île est moins élevée que le Sud, et que malgré un légère orientation Sud-Est Nord-Ouest, le massif montagneux se présente comme une barrière à l'alizé soufflant de l'Est.

### 1.3 Régimes pluviométriques

L'ORSTOM a analysé les données pluviométriques et pluviographiques disponibles jusqu'en 1978, et exposé les résultats obtenu par P. Chaperon, Y L'Hote et G. Vuillaume dans un ouvrage intitulé "Les ressources en eau de surface de la Guadeloupe".

Les auteurs ont mis en évidence par régionalisation différentes zones pluviométriques homogènes sur la Grande-Terre et la Basse-Terre. En Grande-Terre on distingue trois zones : le Sud-Est, le Sud-Ouest et le Nord. En Basse-Terre on distingue la côte au vent et la côte sous le vent.

Les caractéristiques statistiques des pluies annuelles mensuelles et journalières sont exposées, ainsi que les courbes intensité-durée-fréquence de quelques postes. Cette étude sert encore de référence.

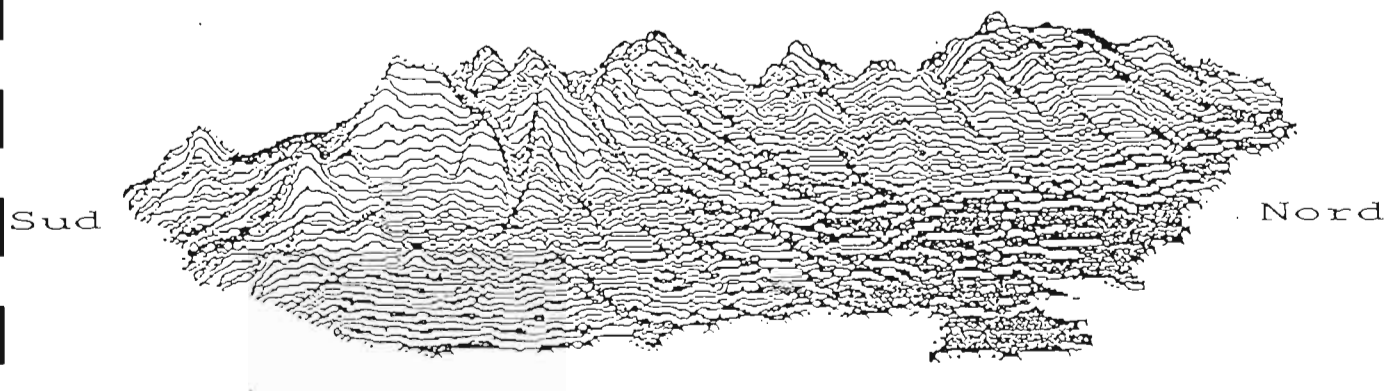


Figure 1 : Vue en perspective du relief de la Basse-Terre  
obtenue avec le Modèle Numérique de Terrain LAMONT

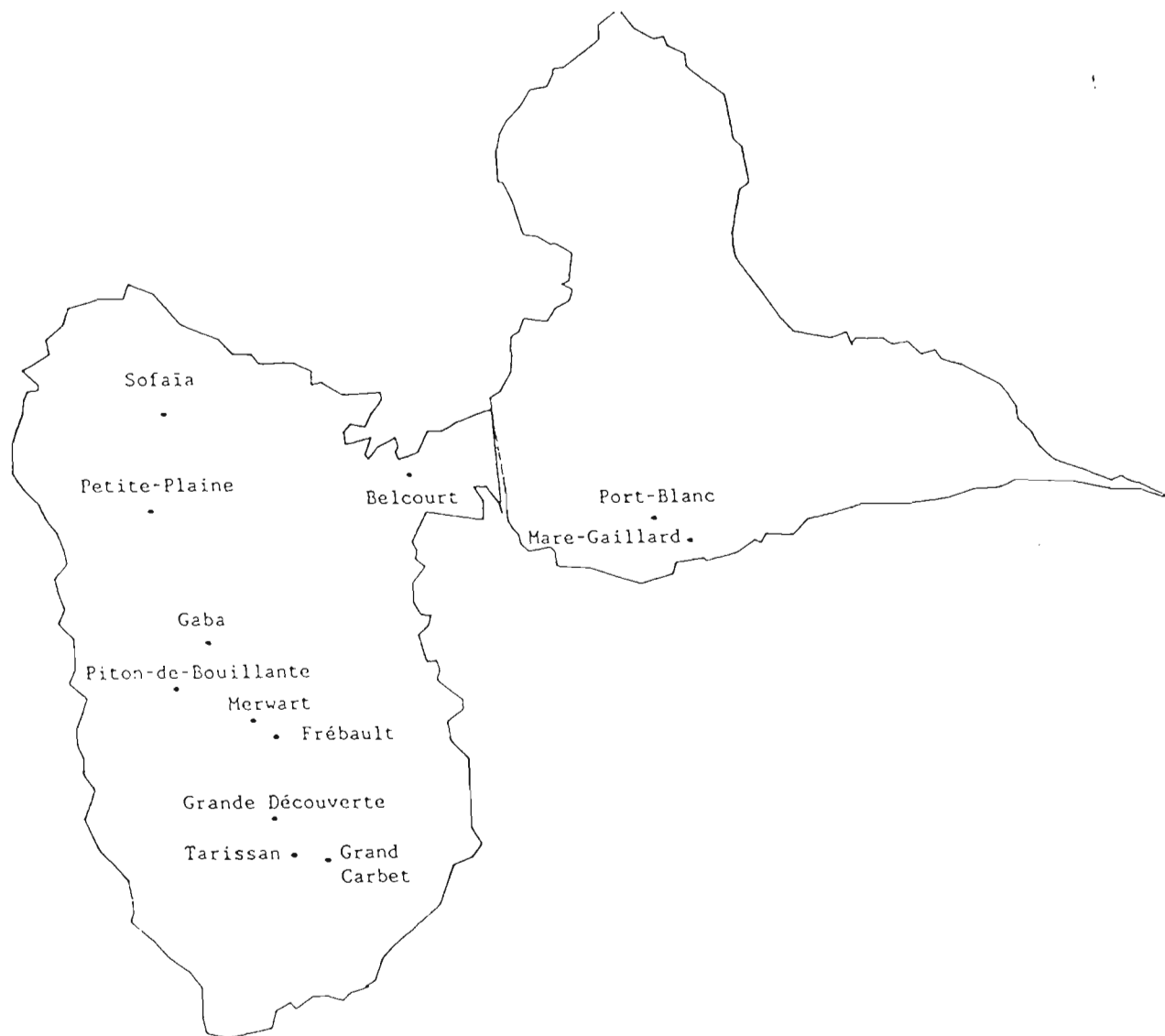


Figure 3 : Le réseau de pluviographes



Figure 2 : Isohyètes inter-annuelles.

Les isohyètes inter-annuelles ont été calculées sur une période allant de 1965 à 1987. Les données manquantes ont été complétées par corrélation linéaire avec les stations dont la corrélation était la plus forte avec le poste à compléter. Les isohyètes ont ensuite été calculées par interpolation sur une grille de 1 km carré. L'estimation obtenue est une première approximation de la moyenne inter-annuelle, montrant les caractéristiques les plus importantes de la répartition des pluies. On observe très fort gradient centré sur la partie la plus haute de relief de la Basse-Terre, la dissymétrie entre les gradients de la côte au vent et la côte sous le vent par effet de foehn. Le curieux maximum secondaire localisé au centre du Nord de la Grande-Terre a été observé pendant plusieurs années. Il est difficile de croire qu'il corresponde à un micro-climat réel, bien que les données recueillies y soient fiables.

La différenciation morphologique des deux îles se répercute sur les régimes pluviométriques, bien visibles sur les moyennes inter-annuelle de la figure 3. La Grande-Terre est caractérisée par un faible gradient pluviométrique général Est-Ouest, dirigé de la mer vers l'intérieur des terres, et dû à la convection thermique diurne croissante en fonction de la distance de l'Océan.

La Basse-Terre accuse un très fort gradient pluviométrique dans les zones montagneuses, avec 2 m de hauteur de précipitation annuelle au niveau de la mer, et 10 m sur le sommet de la Soufrière, alors que cette pluviométrie inter-annuelle était estimée à seulement 7 m en 1978. La côte sous le vent, sous l'influence d'un effet de foehn, présente le minimum pluviométrique annuel de l'île avec 1,2 m d'eau environ.

La variété des régimes pluviométriques de Guadeloupe en fait un site privilégié d'étude de variabilité spatio-temporelle.

#### 1.4 Réseau pluviographique

L'étude des ressources en eau de surface de la Guadeloupe a mis en évidence la carence des connaissances des régimes pluviométriques dans les zones montagneuses, pour l'estimation des lames d'eau sur les bassins versants de la Basse-Terre, en raison du fort gradient pluviométrique. L'ORSTOM a donc développé un réseau pluviographique d'altitude, tout d'abord constitué de pluviographes classiques à tambour ou table déroulante, et d'appareils à enregistrement électronique sur mémoire statique (Oedipe) à partir de fin 1984.

En 1989, l'ORSTOM dispose d'un réseau de 35 pluviographes, dont une vingtaine d'enregistreurs Oedipe répartis essentiellement dans les zones montagneuses de la Basse-Terre. Les premiers enregistreurs Oedipe ont été installés à partir de la fin de l'année 1984.

Cette information pluviographique originale et extrêmement précise est maintenant disponible pour une exploitation systématique.

#### 1.5 Période d'étude

Les dates de mise en fonctionnement des enregistreurs Oedipe sont assez récentes (1984 à 1987). Nous avons choisi d'effectuer l'étude sur toutes les données des Oedipe disponibles pour chaque station, afin d'obtenir des résultats fiables pour chacune d'elles. La rigueur de la comparaison entre stations souffre de la disparité des périodes d'observation. Mais, comme on le verra, la généralité des résultats obtenus justifie à posteriori ce choix. Le tableau suivant résume les données disponibles utilisées pour cette étude, et la figure 4 en montre la localisation géographique.



NOM	date début	date fin	Altitude	Fonctionnement
BELCOURT	10/10/1984	15/02/1989	35 m	81.6% - 31588 h
FREBAULT	20/12/1984	30/09/1988	1070 m	62.8% - 20795 h
GABA	19/08/1985	08/12/1988	490 m	80.3% - 23251 h
GRAND-CARBET	27/04/1987	01/02/1989	720 m	92.8% - 14394 h
GRANDE-DECOUVERTE	28/05/1986	07/01/1989	1100 m	88.3% - 20230 h
MARE-GAILLARD	19/09/1985	25/02/1988	35 m	100.0% - 21334 h
MERWART	19/03/1986	02/01/1988	1000 m	77.7% - 12191 h
PORT-BLANC	19/09/1985	05/12/1988	105 m	99.6% - 28042 h
PITON-DE-BOUILLANTE	20/12/1984	27/10/1988	1088 m	83.6% - 28226 h
PETITE-PLAINE	17/02/1987	08/12/1988	389 m	89.1% - 14117 h
SOFAIA	29/03/1985	05/12/1988	430 m	87.6% - 28310 h
TARISSAN	20/02/1987	08/02/1989	1445 m	89.8% - 15500 h

TABLEAU 1 : Période de fonctionnement des pluviographes

Le temps de fonctionnement des appareils est donné en dernière colonne en pourcentage et en heure d'acquisition de données. Les lacunes proviennent de pannes des enregistreurs qui n'étaient pas suffisamment conditionnés pour affronter les conditions climatiques très humides des zones montagneuses tropicales.

### 1.6 Enregistrement et traitement des données

L'enregistreur Oedipe développé par la société ELSYDE en collaboration avec l'ORSTOM, est basé sur l'enregistrement sur cartouches EPROM amovibles des instants des basculements des augets de 0.5 mm du capteur pluviométrique. L'information enregistrée est par la suite transférée par l'intermédiaire d'un lecteur vers la liaison série d'un micro-ordinateur.

Ce mode de fonctionnement permet d'évaluer avec précision les fortes intensités, la résolution temporelle étant d'une seconde, correspondant à une intensité instantanée improbable de 1800 mm/h.

L'évaluation des faibles intensités inférieures à 0.5mm/h, n'est pas précise. En particulier dans les traitements effectués lors de cette étude, les basculement isolés, espacés de plus d'une heure d'un autre basculement, sont supposés contribuer aux intensités inférieures à 0.5 mm/h.

## 2 INTENSITES EN UNE MINUTE

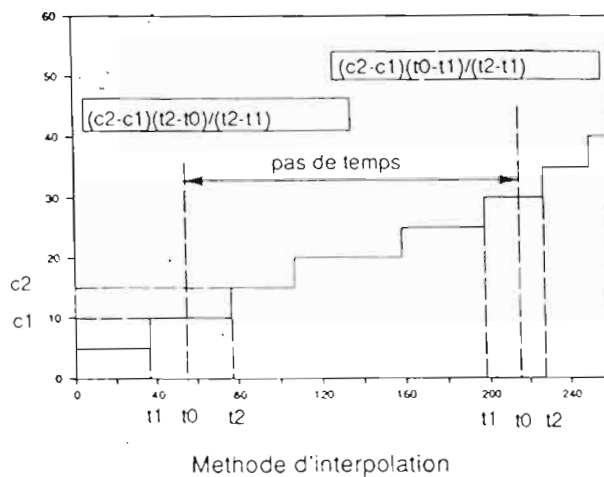
### 2.1 Méthode de calcul des intensités

La précision temporelle de l'enregistrement des données permet de calculer par programmation informatique la distribution des intensités de pluie au pas de temps désiré.

La méthode choisie analyse successivement les averses préalablement déterminées par un critère de séparation qui est le suivant : l'intensité entre deux averses successives doit être inférieure à .5 mm/h. Un inventaire des averses est établi sur la période d'étude. Le critère de séparation des averses influence peu le résultat final.

Chaque averse est traitée séparément. L'intensité maximale de l'averse au pas de temps déterminé est recherchée. L'averse est ensuite découpée en tranches égales au pas de temps, avec une origine des temps calée sur l'intensité maximale. Cette méthode permet de traiter des échantillons contenant les intensités maximales observées, importantes à mettre en évidence pour les estimations statistiques.

Le calcul de l'intensité pour chaque pas de temps est alors effectué selon le schéma de la figure ci-contre. Soit  $n$  le nombre de basculements dans un intervalle de temps, les  $n-1$  derniers basculements sont cumulés. La fraction du premier basculement ainsi que la contribution du premier basculement suivant sont calculées par interpolation linéaire avec le basculement précédent.



Lorsqu'aucun basculement ne se produit dans l'intervalle de temps considéré, l'intensité moyenne entre les deux basculements encadrant le pas de temps lui est affectée.

Le pas de temps d'une minute a été choisi pour être suffisamment représentatif de la variabilité des processus physiques de précipitation, tout en restant suffisamment long pour respecter une certaine précision de la mesure, qui décroît avec le nombre de basculements observé par pas de temps.

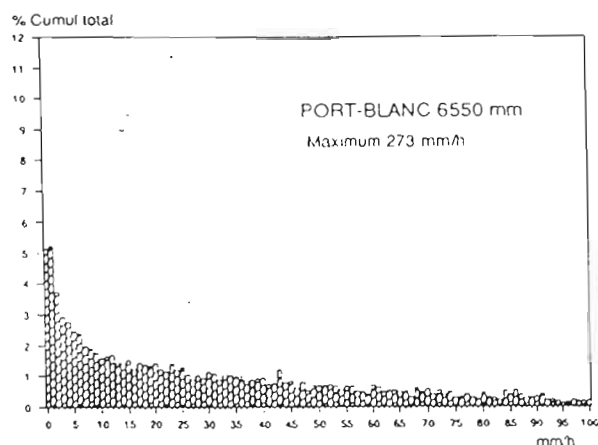
En effet l'incertitude de l'estimation de l'intensité provient des interpolations en début et fin de pas de temps. Elle dépend du temps écoulé entre les basculements, et sera d'autant plus faible que les basculements seront proches, et que l'intensité sera plus forte.

## 2.2 Distributions des intensités

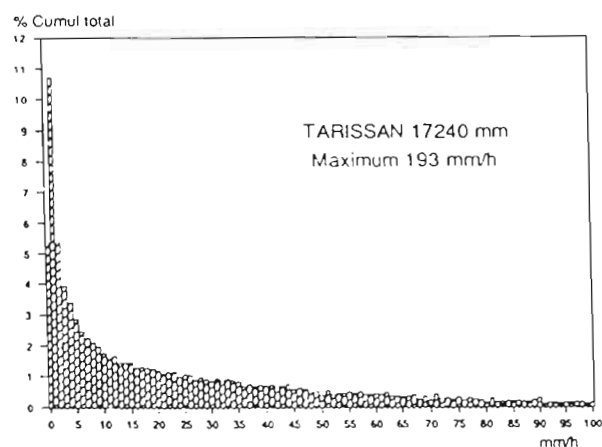
Les distributions obtenues (figures ci-dessous), représentent la contribution de chaque classe de 1 mm/h d'intensité en une minute au cumul pluviométrique total enregistré à la station pendant la période de fonctionnement. L'allure générale des courbes est une décroissance de la contribution en fonction de l'intensité. Les contributions les plus fortes proviennent des faibles intensités.

Les diagrammes choisis pour figurer dans le texte représentent les trois principaux types de distribution des intensités observées sur les stations dont les figures sont présentées en annexe. Les distributions diffèrent entre elles par l'importance relative de la contribution des faibles intensités au cumul total.

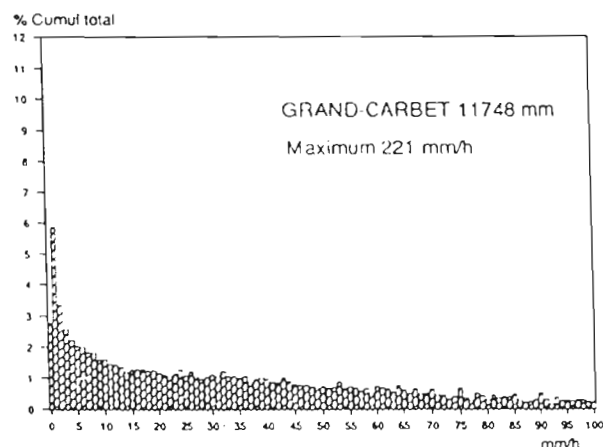
Les postes de plaine, dont Port-Blanc est le représentant, montrent une distribution monotone décroissante, avec une contribution de la première classe, due aux averses de 0.5 mm isolées (séparé de plus d'une heure d'un autre basculement) du même ordre de grandeur que celle de la deuxième classe, contrairement aux distributions des postes de la chaîne montagneuse, représentés sur le diagramme suivant par Tarissan.



La caractéristique des postes de crête, situés à plus de 1000 m d'altitude, est l'importance prépondérante de la classe de 1 mm/h qui dépasse 10% au sommet de la Soufrière (Tarissan), alors que la contribution relative des basculements isolés reste du même ordre que pour les postes de plaine. La contribution des intensités inférieures à 10 mm/h est supérieure à celle des postes de plaine. Dans le cas de ces postes, l'orographie se manifeste par des précipitations de faible intensité pendant de longues durées.



Les postes situés sur les pentes, comme Grand-Carbet, affichent une plus faible contribution des premières classes d'intensités. Comme dans le cas des postes de crête, la contribution prépondérante est la classe de 1mm/h, mais cette contribution est relativement faible, (inférieure à 6%), au bénéfice des plus fortes intensités. La pente favorise l'intensification des précipitations. Ce résultat est en accord avec la modélisation du soulèvement orographique, qui prévoit que l'intensité des précipitations augmente avec la pente de la montagne, obstacle qui produit une augmentation de la vitesse verticale de la masse d'air nuageuse, et par conséquent de l'intensité des précipitations.

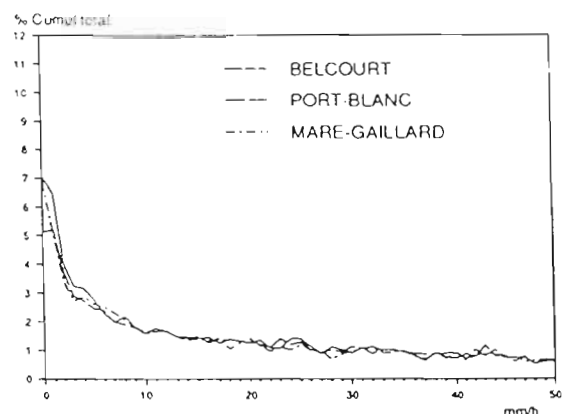
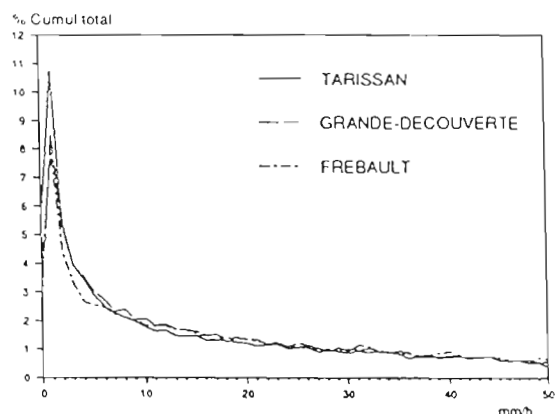


Les postes de crête, par contre sont soumis à une plus grande fréquence de pluie de plus faible intensité, la pente, inexistante au niveau des crêtes, n'agissant plus sur la vitesse verticale. Notons de plus que Grand-Carbet est situé dans une des zones de plus forte pente de la Basse-Terre.

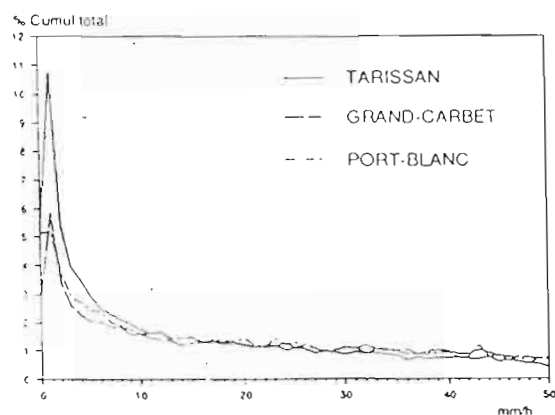
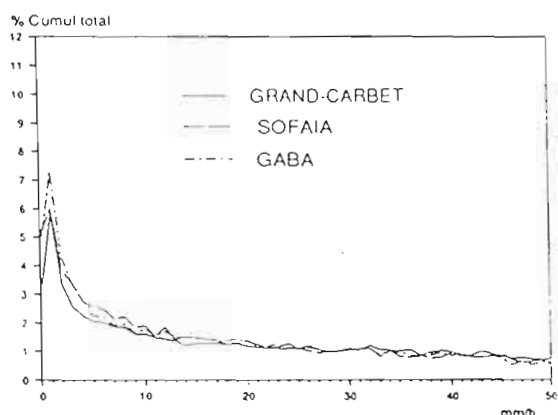
Les différences et les ressemblances des distributions des intensités de pluies apparaissent plus nettement lorsque l'on superpose les diagrammes des différentes stations.

Les distributions des postes de plaine tels que Belcourt, Port-Blanc et Mare-Gaillard représentées sur la figure ci-contre, se superposent les unes aux autres, montrant l'homogénéité des régimes d'intensité de pluie dans les zones au vent, de faible altitude. Leur régime pluviographique est semblable et les lois statistiques des fortes intensités doivent y être identiques.

De la même manière, les postes de crête situés à plus de 1000 m d'altitude (Tarissan, Grande-Découverte, Frébault) ont des distributions des intensités relativement semblables par l'importance de la contribution des faibles intensités. Ils semblent eux aussi soumis au même régime pluviographique.



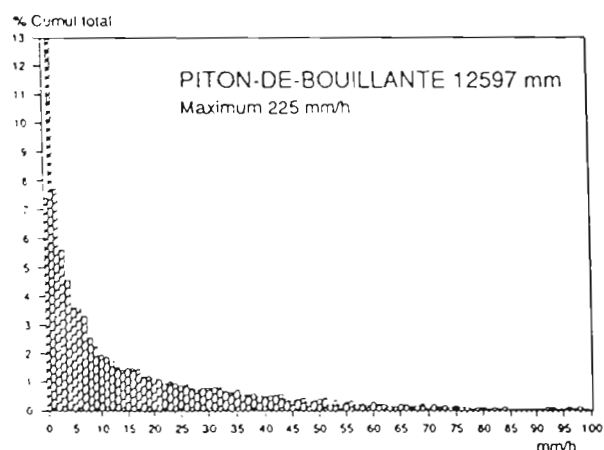
Les distributions des postes de moyenne altitude tels que Grand-Carbet, Sofaia et Gaba sont également comparables, bien que l'on constate que Grand-Carbet se distingue légèrement des deux autres stations par une légère prépondérance des fortes intensités. La forme de la distribution dépend de l'altitude du poste considéré, de la pente, de l'altitude du poste par rapport à la base des nuages généralement située entre 600 et 900m, et de la fréquence avec laquelle le poste se trouve noyé dans la masse nuageuse.



Cependant, bien que Grand-Carbet (altitude 700 m) et Tarissan (altitude 1445 m) soient proches l'un de l'autre, et qu'il subissent tous les deux l'influence orographique, leurs distributions sont différentes. La contribution des faibles intensités est prépondérante au sommet. La différence de pluviométrie annuelle entre les deux postes (6m à 10 m) est attribuée à la fréquence importante des pluies d'intensité inférieure à 10 mm/h au sommet de la Soufrière.

Cette observation conduit à penser que l'influence orographique peut se classer en deux types. L'influence de pente (Grand-Carbet) augmente l'intensité des précipitations par le soulèvement de la masse d'air qui crée une vitesse verticale ascendante. Les postes de crête ne sont pas soumis à l'influence de la pente, mais à la fréquence où le poste se trouve noyé dans la couche nuageuse, et directement influencé par la précipitation présente dans le nuage. En d'autres termes les postes de plus haute altitude subissent l'influence de nuages de faible intensité de pluie pendant plus longtemps que les postes de basse altitude, ces mêmes nuages n'affecteraient pas les postes situés sous leur base.

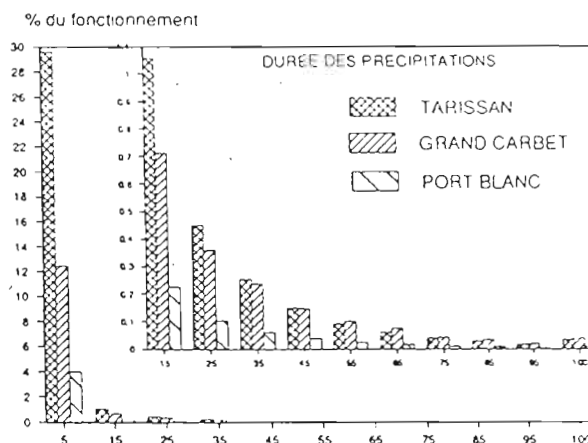
Parmi les stations d'altitude, Piton-de-Bouillante est un cas particulier. Il présente la contribution la plus importante des faibles intensités de tous les postes observés. Cette caractéristique est attribuable à sa situation géographique particulière. Bien qu'à 1088m d'altitude, le poste de Piton-de-Bouillante est situé en retrait de la ligne de crête générale de la chaîne montagneuse. La pente de la montagne à son vent est relativement plus faible que pour les autres postes de crête. On voit apparaître dans ce cas l'influence de l'exposition au vent par rapport à la pente montagneuse.



### 2.3 Durée des intensités

Le temps pendant lequel chacune des classes d'intensité est observée peut être facilement calculé. Cette donnée intéresse particulièrement les conditions de transmission des ondes hertziennes dans l'atmosphère, car leur atténuation est fonction de l'intensité des précipitations.

Nous ne présentons que les diagrammes obtenus pour les stations les plus représentatives des différentes situations géographiques : Tarissan, Grand-Carbet et Port-Blanc. Le diagramme représente le pourcentage de temps, rapporté à la période d'observation, où les différentes classes d'intensités (0-10, 10-20... >100 mm/h) ont été observées aux différents postes. Le diagramme du centre représente les durées pour les intensités supérieures à 10 mm/h, peut visibles dans le diagramme complet à cause de la contribution prépondérante des faibles intensités.



Le tableau 2 résume les pourcentages de temps des précipitations aux différents postes, allant de 32% au sommet de la Soufrière, à 4% à Port-Blanc. Bien que le temps total de pluie à Grand-Carbet soit inférieur à celui de Tarissan, la durée des fortes intensités (>50mm/h) est plus élevée à Grand-Carbet qu'à Tarissan.

STATION	Alt. m	Max. mm/h	Int. moy	Durée %	P.moy. mm/h	P.annuel mm	% >50 mm/h
MARE-GAILLARD	35	180	4,8	4,1	0,20	1718	26
BELCOURT	35	180	4,3	4,1	0,18	1564	21
PORT-BLANC	105	273	5,2	4,5	0,23	2046	26
PETITE-PLAINE	389	186	4,3	8,9	0,38	3312	17
SOFAIA	430	270	4,9	6,9	0,34	2943	25
GABA	490	270	4,6	9,1	0,42	3675	24
GRAND-CARBET	720	221	5,7	14,2	0,82	7150	30
MERWART	1000	296	4,9	21,7	1,06	9298	27
FREBAULT	1070	318	4,6	21,4	0,99	8652	23
GRANDE-DECOUVERTE	1100	165	4,4	19,4	0,85	7449	19
TARISSAN	1445	193	3,5	32	1,11	9743	19
PITON-DE-BOUILLANTE	1088	225	2,8	15,8	0,45	3909	10

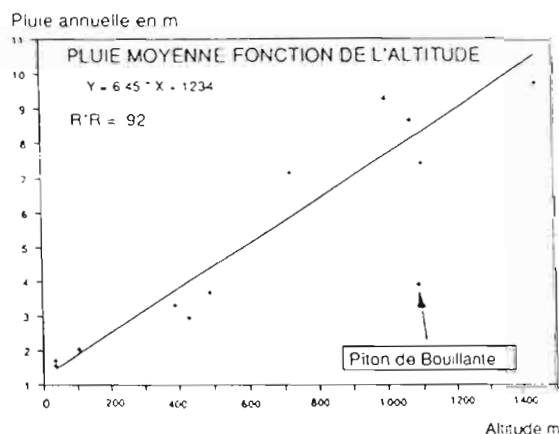
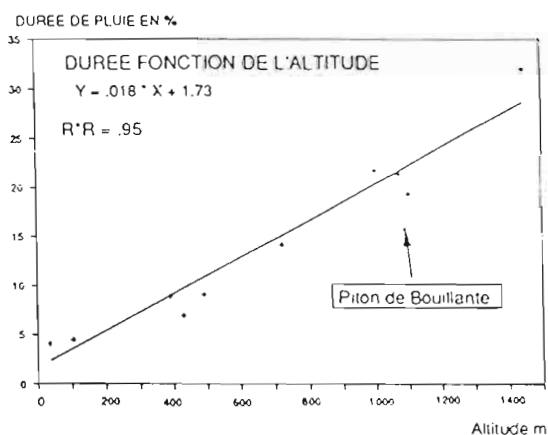
TABLEAU 2 : Durée des précipitations, intensités maximales, pluie moyenne

Le tableau 2 résume les informations concernant les stations étudiées : l'altitude du poste, l'intensité maximale, la précipitation moyenne horaire, calculé en divisant le cumul total par le temps de pluie de chaque poste, la durée totale de précipitations en pourcentage calculée sur la période de fonctionnement de chaque poste, la précipitation moyenne (cumul total

divisé par la période d'observation), la pluviométrie annuelle calculée en divisant le cumul total par le temps d'observation et multiplié par le nombre d'heures d'une année, et la contribution en pourcentage des pluies supérieures à 50 mm/h.

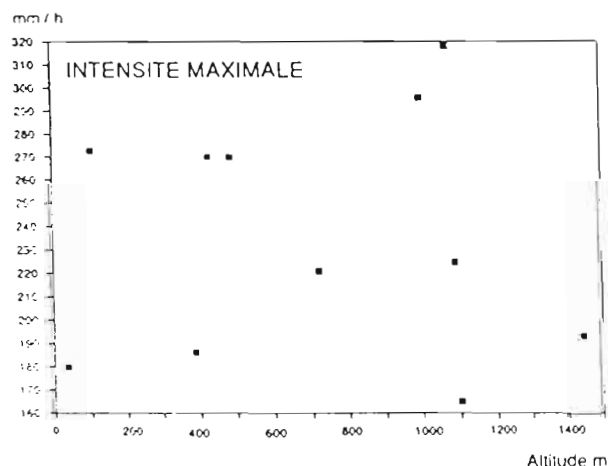
On constate que la précipitation moyenne horaire est maximale à Grand-Carbet, et minimale sur les crêtes. D'autre part la proportion des intensités supérieures à 50 mm/h passe de 30% à Grand-Carbet, à 10% à Piton de Bouillante.

Nous présentons également la régression linéaire du temps de pluie en fonction de l'altitude du poste ainsi que la pluviométrie moyenne annuelle, en excluant Piton de Bouillante, dont les données ne s'accordent pas à la régression des autres stations. Le comportement particulier de ce poste a déjà été noté à la section précédente, et la raison en est probablement sa situation particulière.



## 2.4 Intensités maximales

La figure des intensités maximales en fonction de l'altitude montre qu'il n'existe aucune relation entre les deux paramètres. L'effet orographique, ne semble pas se manifester sur les intensités maximales observées. Cependant on s'attendrait à trouver les intensités maximales les plus fortes à Grand-Carbet où l'orographie a pour effet de rendre les fortes intensités plus fréquentes qu'aux autres postes. La période d'observation de certains postes, dont Grand-Carbet, est trop courte pour tirer des conclusions définitives sur les intensités maximales.



Provisoirement nous dirons qu'il semble que l'effet orographique n'influence pas les très fortes intensités de pluies (> 100 mm/h).

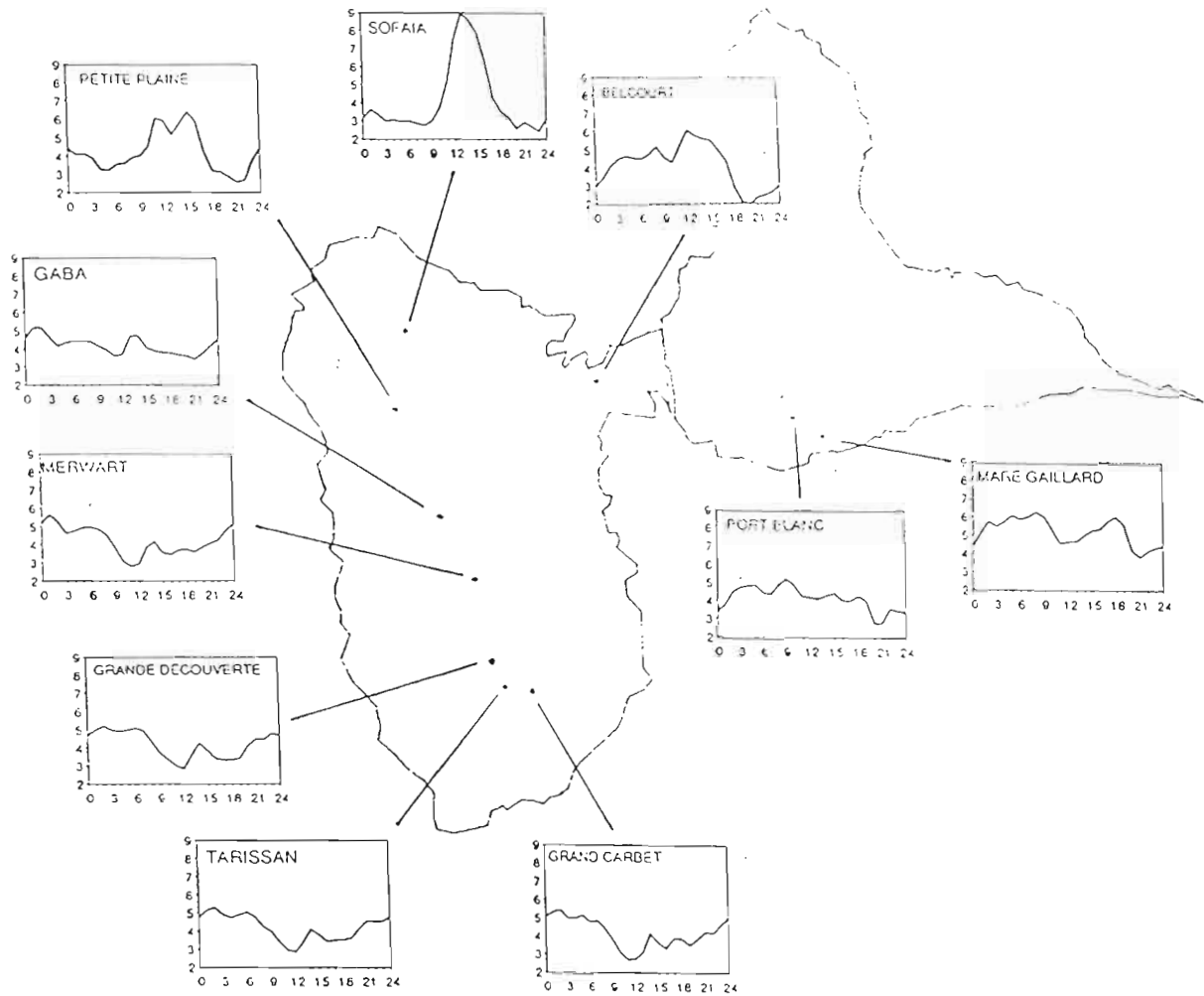


Figure 4 : Variation diurne des précipitations.

Les caractéristiques principales de cette figure sont :

- 1 : l'homogénéité de la variation des postes de montagne, avec un maximum nocturne bien marqué,
- 2 : la variation diurne de type "continental" des portes du Nord de la Basse-Terre, caractérisé par Sofaia.



### 3 VARIATION DIURNE

#### 3.1 Généralités

La variation diurne est un élément climatique qui renseigne sur l'origine des précipitations observées. En particulier on sait que sur les continents, la convection est favorisée en milieu de journée par le réchauffement solaire de la surface terrestre, produisant un maximum diurne de pluie. Au dessus des océans tropicaux l'énergie solaire reçue par la surface est rapidement redistribuée par transfert turbulent dans toute la thermocline, inhibant le réchauffement diurne de la surface. On observe au contraire un maximum nocturne produit par l'augmentation de l'instabilité thermique verticale par refroidissement radiatif des couches supérieures nuageuses.

Dans le cas d'une île tropicale, les deux phénomènes sont présents et se conjuguent, en fonction de la situation géographique du poste sur l'île par rapport au vent dominant et au parcours terrestre de la masse d'air d'origine océanique. L'importance d'un pic diurne est une mesure de l'influence de l'île sur les précipitations.

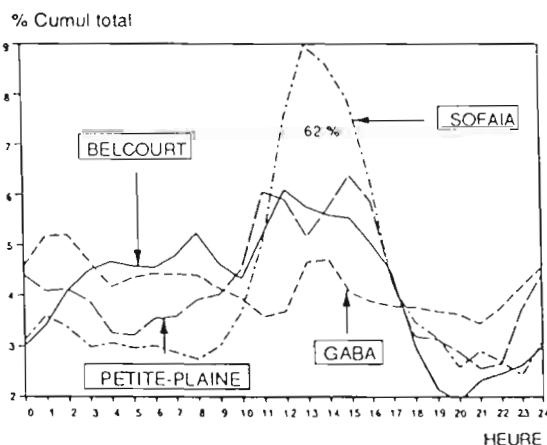
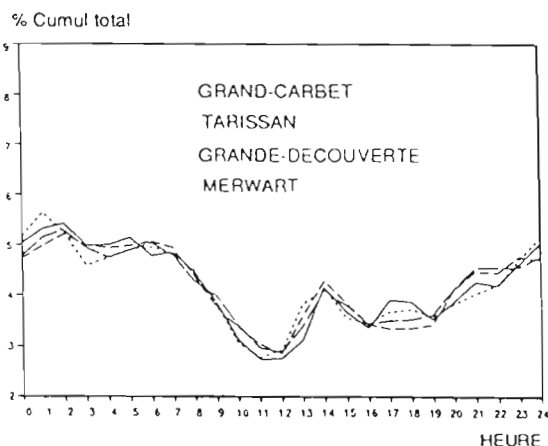
#### 3.2 Méthode de calcul

L'algorithme de calcul cumule simplement les précipitations dans chaque tranche horaire des 24 heures de la journée solaire. Le cumul horaire est normalisé par le cumul total, et exprimé en pourcentage.

#### 3.3 Résultats

La figure 4 montre les variations diurnes obtenues aux différents postes, en fonction de leur situation géographique. On constate une grande diversité de l'évolution diurne des précipitations selon les sites, avec une homogénéité parfaite des postes du Sud de la Basse-Terre.

L'homogénéité de la variation diurne des zones montagneuses est confirmée par la superposition des courbes des différents postes pratiquement confondues. On observe un maximum nocturne entre 1 h et 6 h, un minimum pendant la matinée de 8 h à 13 h, et un maximum diurne secondaire entre 14 et 15 h.



Le maximum nocturne correspond à l'accroissement nocturne des précipitations au-dessus des océans. Il se produit pour les stations du Sud de la Basse-Terre où la masse d'air océanique n'a pas été modifiée par un parcours continental important à leur vent, au contraire des stations situées plus au Nord. Il semble que l'effet orographique soit plus efficace pendant la nuit que dans la journée, démontrant que dans le cas de la Soufrière l'augmentation des précipitations est due au soulèvement de la masse d'air, et peu au réchauffement diurne du sol. L'accroissement nocturne des précipitations signifie que le refroidissement des sommets nuageux pendant la nuit, est plus efficace que le réchauffement diurne pour produire l'instabilité orographique à l'origine des précipitations.

Le maximum diurne secondaire suggère que malgré les masses nuageuses pratiquement permanentes sur les sommets, le rayonnement solaire pénètre suffisamment jusqu'à la surface pour provoquer une instabilité convective.

Les stations du Nord de la Basse-Terre exhibent un maximum diurne entre 12 h et 17 h, caractéristique de l'effet continental de l'augmentation de la convection par le réchauffement solaire. La station de Sofaia, avec 62% des précipitations pendant la journée entre 10 h et 18 h, possède une variation diurne continentale. La contribution de la convection de réchauffement diurne y est de l'ordre de 20% des précipitations. La continentalité des stations du Nord de la Basse-Terre s'explique par le parcours terrestre de la masse d'air, poussée par l'alizé au-dessus de la Grande-Terre avant d'atteindre le Nord de la Basse-Terre. Les couches inférieures de l'atmosphère se déstabilisent progressivement dans la journée au contact du sol réchauffé par le rayonnement solaire, dans leur progression de l'Est vers l'Ouest au dessus de la Grande-Terre puis de la Basse-Terre, où les développements convectifs de variation diurne atteignent leur maximum. Sofaia se trouve influencé par les masses d'air ayant subi le maximum de réchauffement diurne de l'île, c'est pourquoi la variation diurne des précipitations y est si prononcée.

L'influence progressive de l'échauffement diurne est parfaitement illustrée par la vue aérienne de la Guadeloupe, (figure 5) montrant un alignement de nuages s'étendant de la pointe Est de la Guadeloupe au Nord de la Basse-Terre, et se prolongeant jusqu'au dessus de Sofaia. Les masses nuageuses présentes sur cette photographie sont de deux origines : une origine convective pour les nuages de la Grande-Terre, et une origine orographique sur le Sud de la Basse-Terre.

La situation géographique de Petite Plaine, au Sud de Sofaia, lui confère une évolution diurne moins marquée. Les masses d'air intéressant la station subissent un parcours terrestre moins systématique, parce que plus dépendant de la direction du temps, que dans le cas de Sofaia.

Belcourt possède un maximum diurne de même origine que Sofaia mais moins développé, un maximum secondaire nocturne et matinal provenant de l'influence océanique.

Gaba présente une évolution semblable aux postes de crête situés plus au Sud, mais avec un pic diurne plus marqué entre 13 et 14 h. Il représente la transition entre les variations caractéristiques des postes de montagne et les postes à variation diurne nette comme Petite Plaine et Sofaia.

En Grande-Terre, Port-Blanc et Mare-Gaillard présentent le double maximum nocturne et de début de matinée (entre 8 et 9 h), caractéristique de l'influence océanique. De plus Mare-Gaillard présente un pic diurne en fin d'après-midi entre 17 et 19 h, peu marqué à Port-Blanc, alors que les deux postes sont géographiquement proches.



Figure 5 : Reproduction de Photographie SPOT de la Guadeloupe

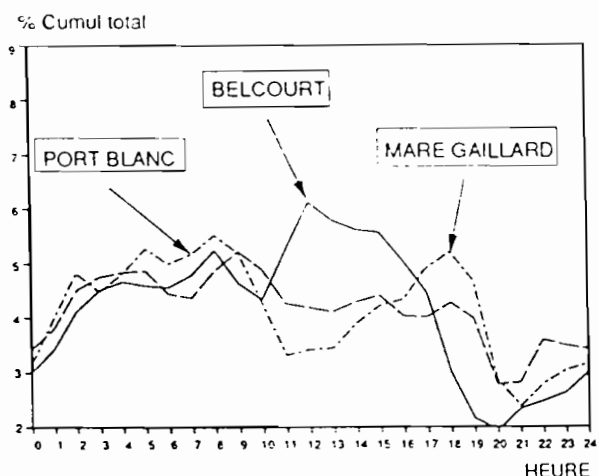
On distingue nettement une ligne de nuages se développant de la pointe Est de la Grande-Terre, et aboutissant vers le Nord de la Basse-Terre. Ce type de situation est responsable de la variation diurne importante à Sofaia. Les nuages du Sud de la Basse-Terre sont d'origine orographique.

Deux questions se posent :

Pourquoi le pic à 17 h et non comme dans le cas du Nord de la Basse-Terre entre 12 et 15 h ?  
 Pourquoi ce même pic est-il moins marqué à Port-Blanc ?

La réponse à la deuxième question peut être un problème d'échantillonnage et de période de fonctionnement, ou un problème d'exposition. Port-Blanc est un poste situé sur un morne, plus fortement influencé par le vent, que le site de Mare-Gaillard.

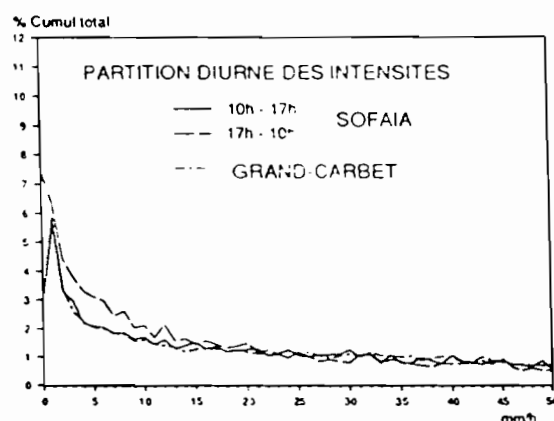
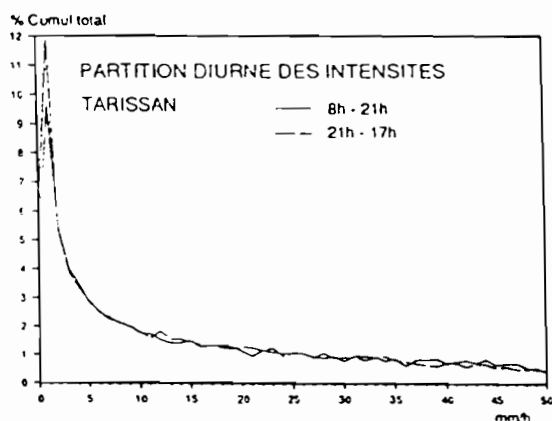
Quant à l'heure du maximum diurne, elle doit correspondre à l'heure du maximum de la convection dans cette zone, plus influencée que le Nord Basse-Terre par les masses d'air maritime, de par la proximité de l'océan.



### 3.4 Variation diurne et intensité

Pour les postes subissant une variation diurne des précipitations bien marquée comme les postes d'altitude et Sofaia, il est intéressant de savoir si la distribution des intensités de pluies est différente selon l'heure de la journée. Nous avons découpé la journée en deux périodes pour le calcul de la distribution des intensités à Tarissan (césures à 8h et 21h), et à Sofaia (césures à 10h et 17h). On observe une faible différence entre les deux distributions à Tarissan, avec une légère tendance au renforcement des faibles intensités pendant la nuit.

Par contre les deux distributions de Sofaia sont bien distinctes, indiquant que les processus de précipitation sont différents le jour et la nuit. Dans la journée, la distribution des intensités est nettement déplacée vers les fortes intensités, pratiquement identique celle de Grand-Carbet, confirmant la violence des précipitations formées par l'instabilité convective de réchauffement diurne.



#### 4 CONCLUSION

La caractéristique des averses observées en un point peut se résumer par la contribution de chaque classe d'intensité de pluie au cumul total mesuré pendant la période d'observation.

La distribution des intensités des pluies en 1 minute dépend de la situation géographique des postes. En particulier elle distingue nettement le comportement des postes de crête des postes situés sur les pentes de la montagne bien que tous soient soumis au régime de pluies orographiques. Les postes de pente possèdent une contribution des fortes intensités plus importante que les postes de crête (les intensités supérieures à 50 mm/h y représentent 30% du cumul total au lieu de 20% dans le cas des postes de crête. On peut donc s'attendre à y observer les plus fortes intensités maximales.

Les postes de plaine ont un comportement semblable, intermédiaire entre les postes de crête et les postes de pente. La contribution relative des faibles intensités est inférieure aux postes de crête, mais supérieure au postes de pente.

L'évolution diurne des postes soumis à l'influence orographique du Sud de la Basse-Terre est très homogène, avec un maximum nocturne et un minimum bien marqué à midi.

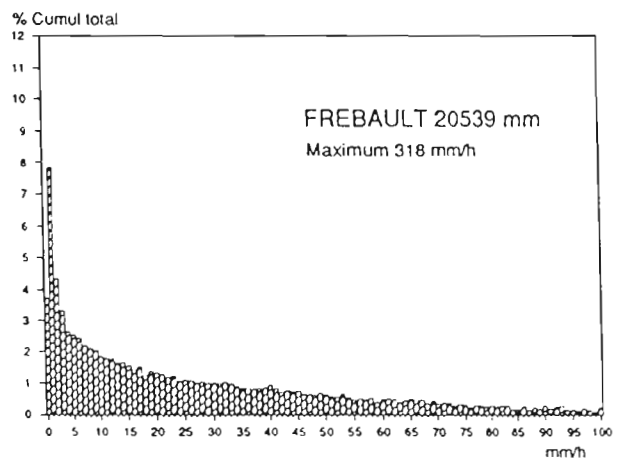
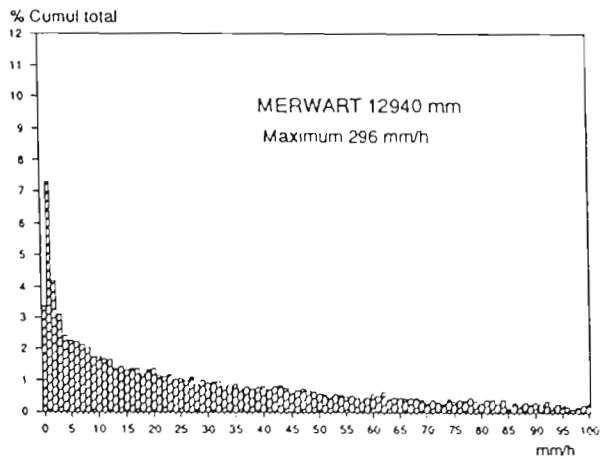
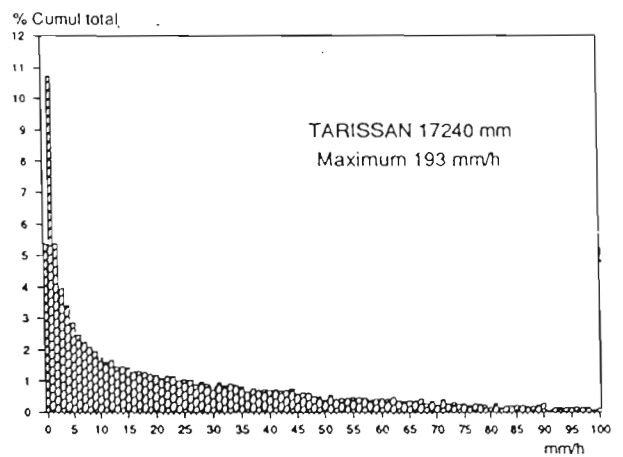
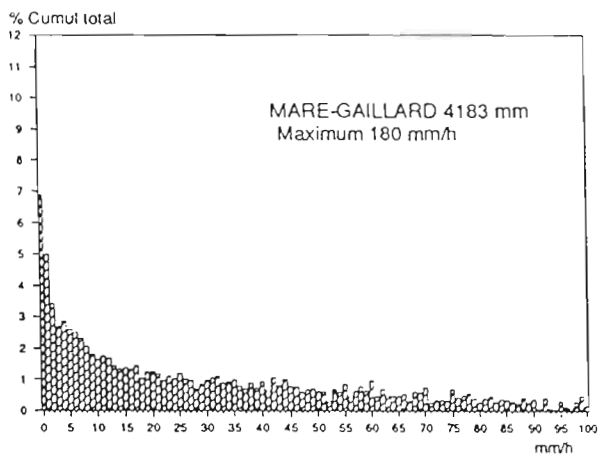
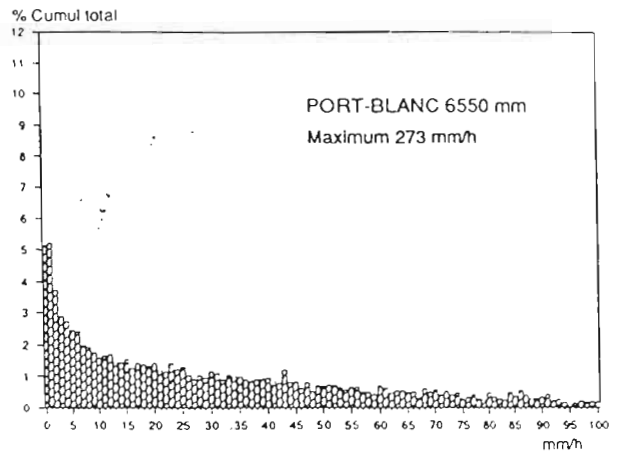
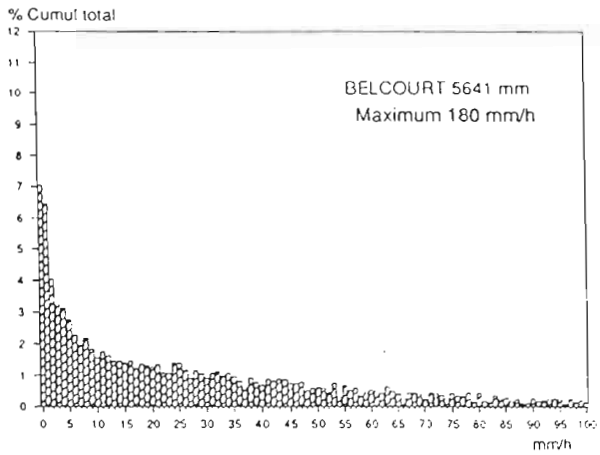
Le Nord de la Basse-Terre se distingue par une évolution diurne de type continental, avec un maximum marqué entre 11 h et 17 h correspondant aux heures chaudes de la journée.

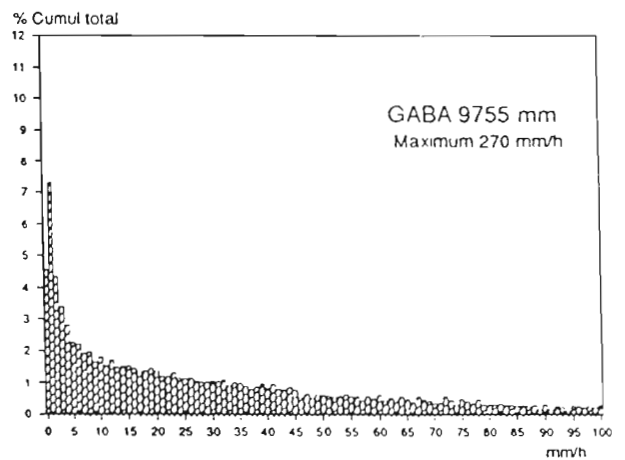
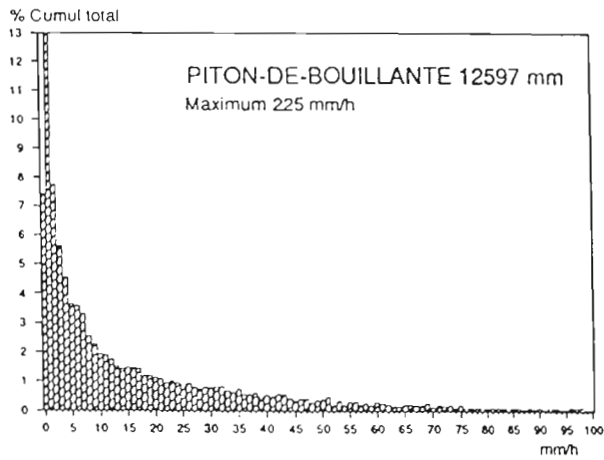
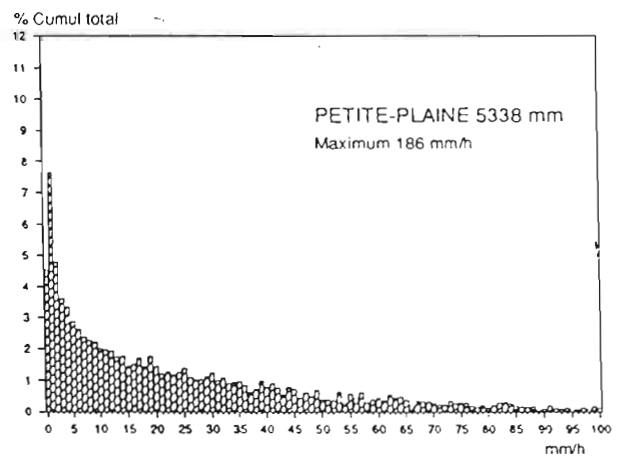
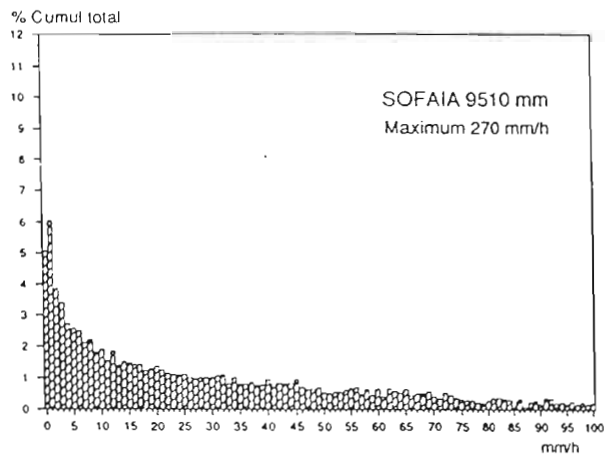
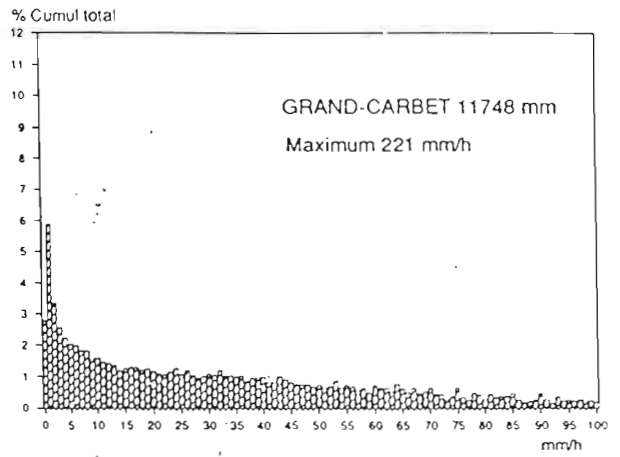
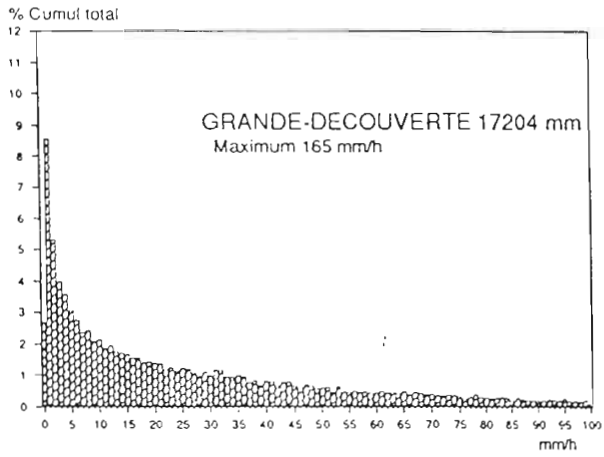
Les postes du Sud de la Grande-Terre subissent une influence océanique plus marquée, avec un maximum pluviométrique secondaire en début de matinée.

Sur une île de faible étendue, de par la diversité du relief et de l'exposition au vent dominant, on observe des régimes pluviométriques très variés, dont les principales influences sont l'orographie, le réchauffement diurne et l'influence océanique. Pour que l'étude soit complète, il conviendrait d'implanter des stations au centre et au vent de la Grande-Terre, et sous le vent de la Basse-Terre, ainsi qu'une station purement océanique qui pourrait facilement s'installer sur Petite-Terre dégagée de l'influence des masses terrestres, et servir de référence au régime des précipitations océaniques. Il serait alors possible d'évaluer l'influence d'une île tropicale sur les précipitations.

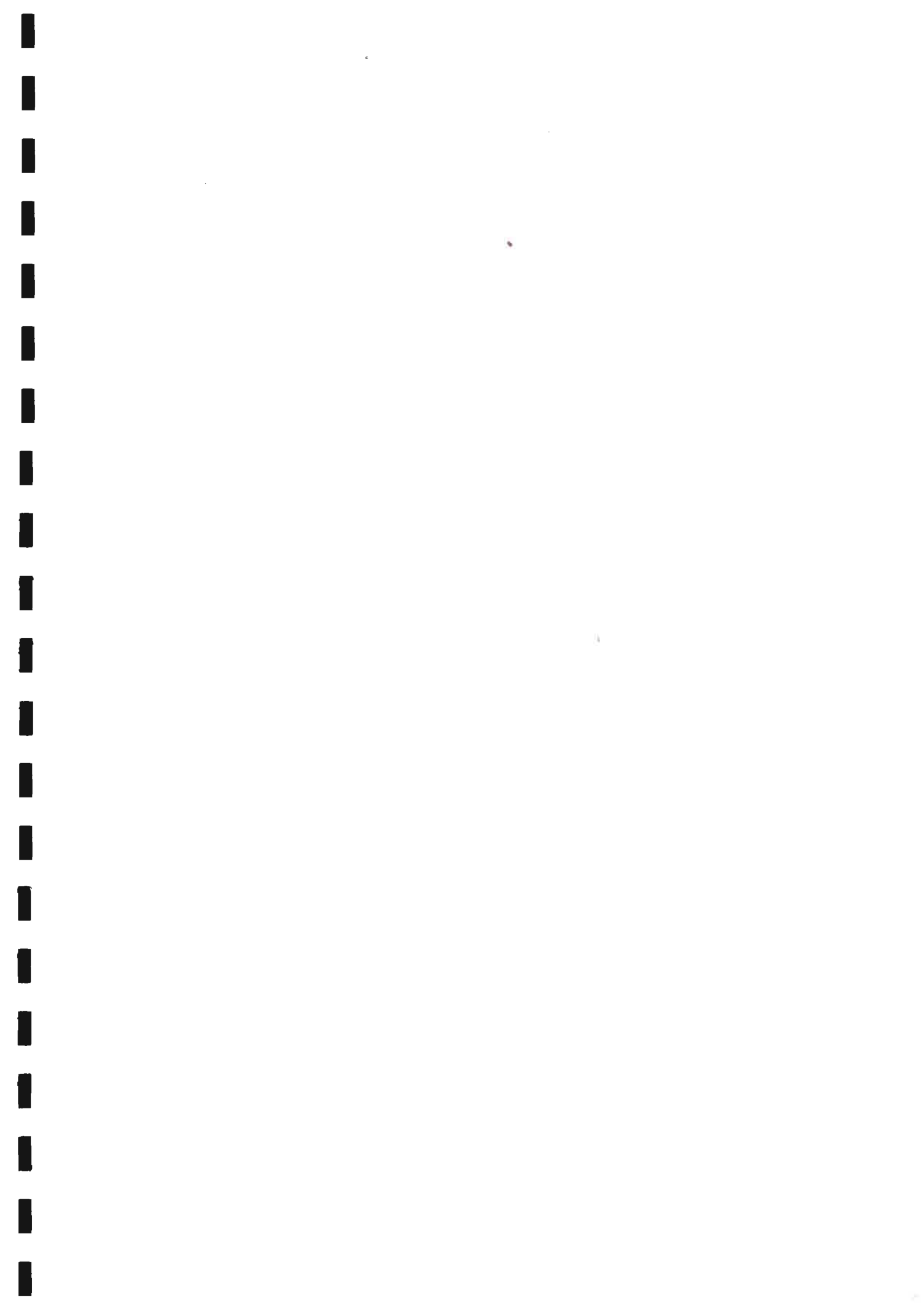
## Table des matières

1 INTRODUCTION .....	1
1.1 Situation Géographique .....	1
1.2 Le relief .....	1
1.3 Régimes pluviométriques .....	1
1.4 Réseau pluviographique .....	2
1.5 Période d'étude .....	2
1.6 Enregistrement et traitement des données .....	3
2 INTENSITES EN UNE MINUTE .....	3
2.1 Méthode de calcul des intensités .....	3
2.2 Distributions des intensités .....	4
2.3 Durée des intensités .....	8
2.4 Intensités maximales .....	9
3 VARIATION DIURNE .....	10
3.1 Généralités .....	10
3.2 Méthode de calcul .....	10
3.3 Résultats .....	10
3.4 Variation diurne et intensité .....	12
4 CONCLUSION .....	13









Relation entre la variabilité des pluies en Guadeloupe  
et les cycles climatiques

— — — \* \* \* — — —

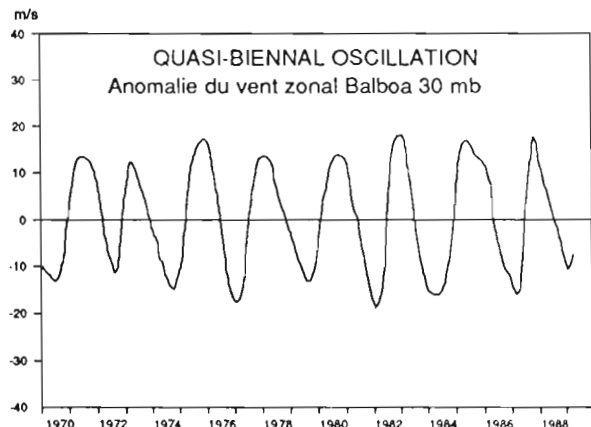
## 1 INTRODUCTION

La vie sur terre est régie par des cycles dont les plus évidents sont l'alternance des jours et des nuits et le cycle annuel de la révolution terrestre autour du soleil. Ces cycles influencent nettement les phénomènes météorologiques, par la variation diurne de la température et l'alternance des saisons.

Les météorologues ont de tout temps recherché des cycles dans la variabilité des climats. Cependant aucune étude n'a pu mettre en évidence des variations totalement périodiques du climat de la planète. On observe des alternances de type de climat, séparés par des périodes de temps de longueur variable. L'oscillation climatique d'échelle historique la mieux connue actuellement est l'oscillation australe ou El Nino. Cette variation climatique, qui a son origine dans l'interaction de l'océan Pacifique avec l'atmosphère, ne possède pas de période définie. Elle est responsable de bouleversements climatiques importants, tels que sécheresses excessives en certaines régions, et pluviométrie excessive dans d'autres. Elle apparaît tous les 3 à 9 ans, sans que l'on sache quel en est la cause.

Certains phénomènes météorologiques sont néanmoins soumis à des variations relativement périodiques. Le plus remarquable est ce que l'on appelle la QBO ou **Quasi-Biennial Oscillation**, de période comprise entre 20 et 29 mois. Le vent zonal stratosphérique (entre 50 et 30 hecto-Pascal) au voisinage de l'équateur voit sa composante zonale d'Est varier, sans subir de renversement réel.

La période correspondant aux vents d'Est faibles est appelée QBO d'Ouest. La phase de l'oscillation varie avec l'altitude, en se propageant vers le bas à une vitesse d'environ 1 km par mois. L'amplitude est maximale à l'équateur, décroît vers les pôles pour s'annuler à une latitude de 30 degrés. Le vent à cet altitude étant en équilibre quasi-géostrophique, la QBO d'Est correspond à des températures de la basse stratosphère à l'équateur relativement moins élevées que lors de la QBO d'Ouest.



Certains auteurs, dont Gray et Shapiro, ont trouvé une relation entre cette oscillation et l'activité cyclonique dans l'Atlantique Nord. Le professeur Gray a recherché une méthode objective de prévision de l'activité cyclonique dans cette région du globe. Les prévisseurs les plus importants selon lui sont au nombre de quatre :

la QBO

l'EN ou indice tenant compte de l'oscillation australe ou El Nino

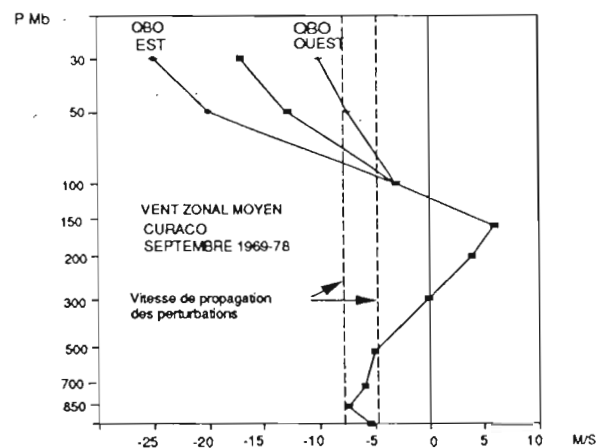
l'SPLA ou anomalie de pression atmosphérique au niveau de la mer dans le golf du Mexique

l'ZWA ou anomalie de vent zonal à 200 mb

Une couche homogène de vent stratosphérique d'Ouest favorise l'activité cyclonique. Le minimum d'activité se produit lorsque l'effet de la QBO et de El Nino se combinent, comme en 1972.

Plus récemment Shapiro a mis en évidence une corrélation directe entre les vents à 50 mb et l'activité cyclonique, expliquant 27% de la variance de l'activité cyclonique. L'interprétation physique de ce résultat suppose que les perturbations tropicales pénètrent dans la basse stratosphère, dépassant le niveau d'annulation de la convection (niveau où l'adiabatique saturée des basses couches coupe la courbe d'état du profil de l'atmosphère).

L'observation d'anomalies froides stratosphériques accompagnant les Ouragans, confirme la pénétration d'air ascendant au dessus de la convection dans la couche stable stratosphérique. La QBO d'Ouest favorise le développement de l'activité cyclonique, parce que la composante zonale du vent à 70 mb serait du même ordre que la vitesse de déplacement du système, facilitant le couplage entre la basse stratosphère et la perturbation troposphérique (voir figure). Ce type d'argument reste totalement théorique, dans la mesure où un tel couplage n'a jamais été étudié ni même modélisé.



Un autre phénomène périodique, découvert plus récemment, influence le temps des régions tropicales. Il a été mis en évidence au-dessus de l'océan Indien et de l'océan Pacifique, par l'étude de la répartition spatio-temporelle de l'énergie terrestre émise de grande longueur d'onde, représentative de l'activité convective. Des variations périodiques (30 à 60 jours) de l'activité convective se propagent vers l'Est dans la zone équatoriale de l'océan Indien en direction du Pacifique Ouest, pour former un dipôle dont un des centres se situe sur l'océan Indien et l'autre sur la partie Ouest de l'océan Pacifique. Ces centres se déplacent ensuite l'un vers le Nord, constituant une poussée de la mousson Indienne, suivi d'un déplacement vers le Nord-Ouest de l'autre centre, responsable de la mousson du Sud-Est asiatique. Ces ondes sont associées aux variabilités intra-saisonnières de la mousson Indienne. Elles pourraient avoir un rôle dans le déclenchement des années chaudes de l'Oscillation Australe.

La propagation vers l'Est de ces ondes, de période de 30 à 60 jours, est un phénomène indépendant de la saison, suggérant qu'il s'agit d'un mode ondulatoire propre aux régions équatoriales. La propagation vers l'Est de superclusters équatoriaux a été confirmée par Hayashi à l'aide d'un modèle de circulation atmosphérique sur une planète totalement océanique (aqua-planète), et par l'observation satellitaire de superclusters océaniques au-dessus de l'océan Pacifique. A ma connaissance, aucune étude équivalente concerne l'Atlantique tropical, alors qu'il semble logique de penser que ces ondes équatoriales pourraient également s'y produire, et jouer un rôle dans la variabilité de la convection.

L'objet de cette étude est d'essayer de mettre en évidence d'éventuelles influences périodiques sur des séries pluviométriques par l'analyse spectrale.

## 2 SERIES CHRONOLOGIQUES MENSUELLES

### 2.1 Constitution des séries

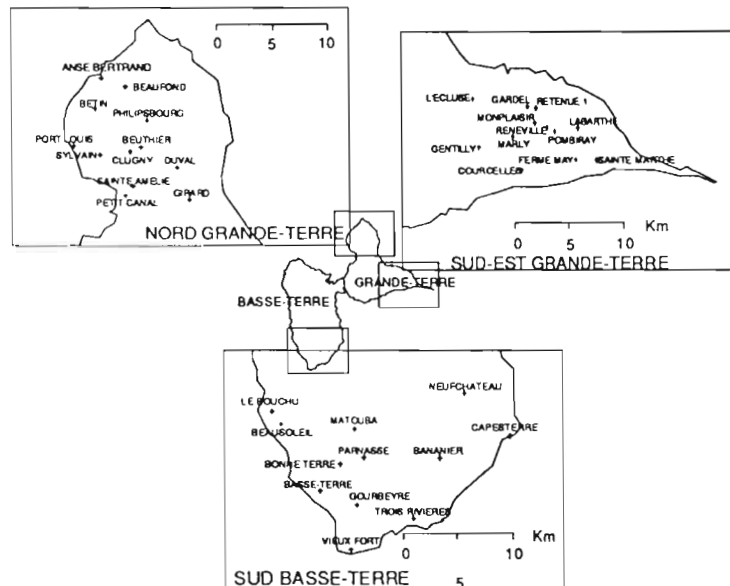
Plusieurs séries analogues ont été constituées pour différentes zones de la Guadeloupe. Les postes utilisés sont indiqués dans le tableau 1. Les séries étudiées sont la moyenne des anomalies normées centrées mensuelles de la pluviométrie mensuelle de 12 postes, dont le calcul est effectué selon la formule suivante :

$$\alpha_i = \frac{1}{k} \sum \frac{X_i(m,k) - \bar{X}(m,k)}{\sigma(m,k)}$$

i	indice du mois dans la série chronologique
m	numéro du mois dans l'année
k	indice de la station
$\alpha_i$	anomalie normée centrée
$\sigma$	écart type du mois et de la station
$X_i(m,k)$	pluviométrie mensuelle de la série chronologique au poste k

1-pour chaque mois de l'année et chaque poste on calcule la moyenne inter-annuelle et l'écart type de la série

2-l'anomalie normée mensuelle moyenne est la moyenne des anomalies normées centrées de chaque station.



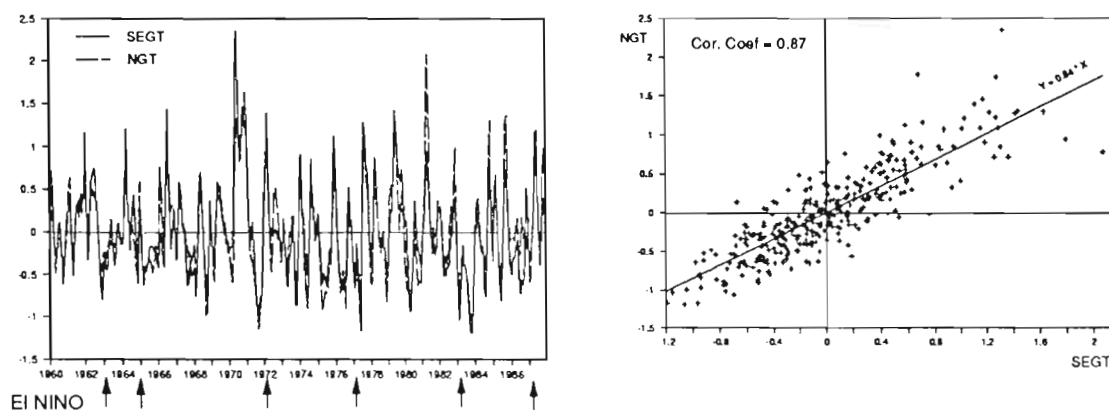
Sud-Est Grande-Terre 1960-1987	Nord Grande-Terre 1960-1987	Sud Basse-Terre 1968-1987
Courcelles	Anse Bertrand	Bonne terre
L'Ecluse	Beaufond	Capesterre
Ferme May	Betin	Basse-Terre
Gardel	Beuthier	Bananier
Gentilly	Clugny	Gourbeyre
Labarthe	Duval	Matouba
Marly	Girard	Le bouchu
Monplaisir	Portlouis	Beausoleil
Pombiray	Petit Canal	Vieuxfort
Renéville	Sylvain	Trois-Rivières
Retenue	Sainte-Amélie	Neufchateau

Tableau 1 : liste des postes utilisés par zone

## 2.2 Comparaison des séries

### 2.2.1 Sud-Est Grande-Terre et Nord Grande-Terre

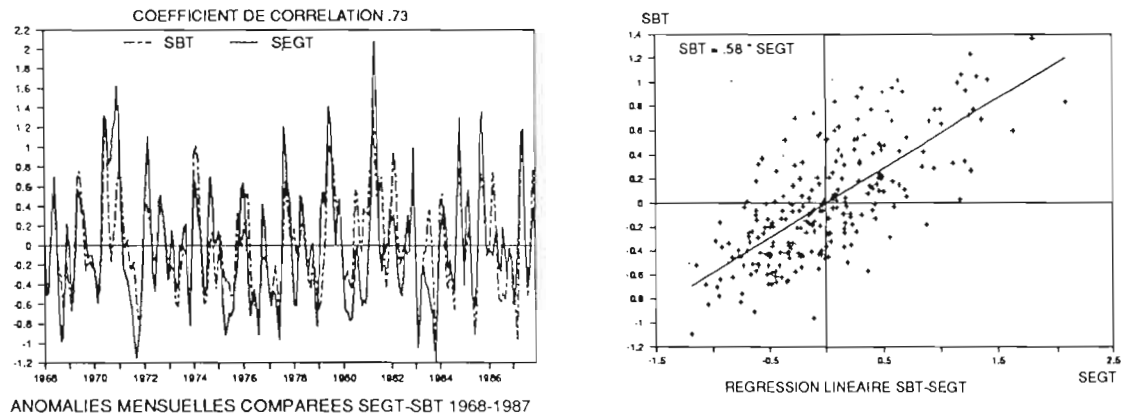
Les séries du Sud-Est et du Nord-Est de la Grande-Terre ont pu être constituées sur une même période d'observation de 1960 à 1987. La figure 3 représente la suite chronologique des anomalies normées mensuelles pour les deux zones. On ne peut y déceler de tendance climatique générale, ne révélant aucune modification des caractéristiques des précipitations mensuelles pendant cette période. La corrélation des deux séries est de 0.87. La courbe de régression met en évidence que la variabilité des précipitations du Sud-Est de la Grande-Terre est supérieure à celle du Nord de la Grande-Terre.



### 2.2.2 Sud-Est Grande-Terre et Sud Basse-Terre

En fonction des données disponibles, la série du Sud de la Basse-Terre n'a pu être constituée que pour la période 1968-1987.

La superposition des deux séries montre également une bonne concordance des anomalies importantes dans les deux zones de la Guadeloupe. Leur coefficient de corrélation est égal à 0.73, largement significatif vu le nombre de données utilisées, est cependant inférieur à celui obtenu entre les deux régions plus rapprochées de la Grande-Terre.



La droite de régression entre les deux séries a pour coefficient 0.58. La variabilité temporelle des précipitations sur la Basse-Terre est bien moindre que sur la Grande-Terre. L'effet orographique joue un rôle de régulateur pluviométrique des variations climatiques.

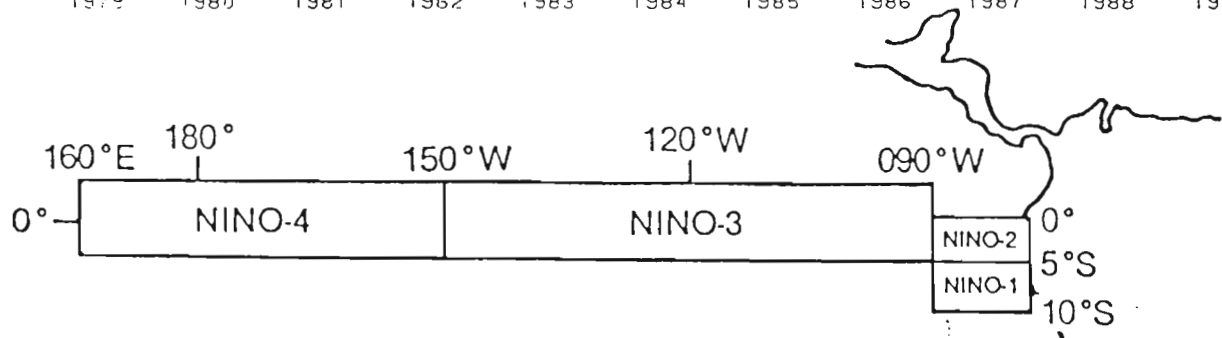
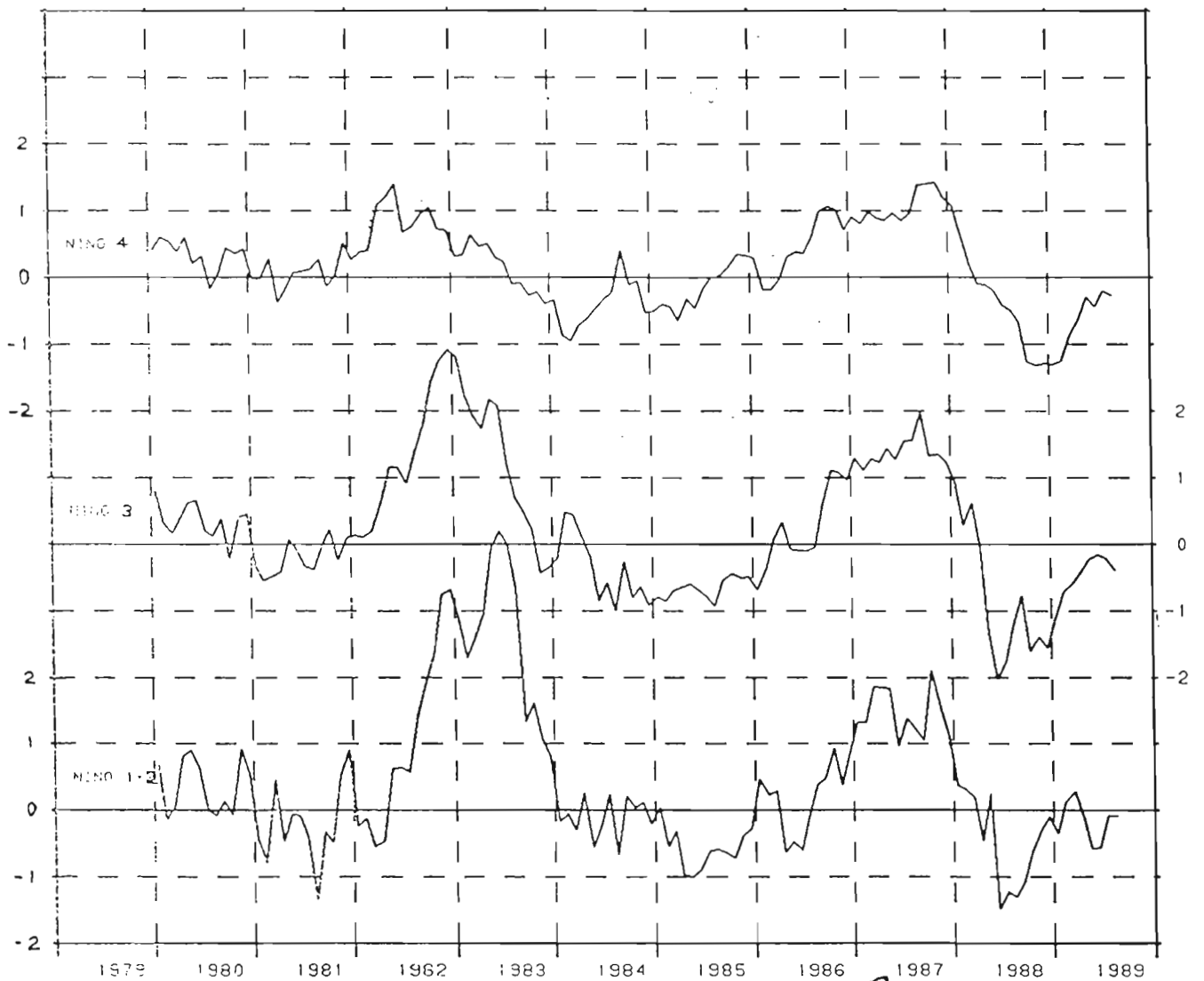
### 2.2.3 Anomalies Climatiques

Les trois séries étudiées montrent que la Guadeloupe est soumise à des variations climatiques affectant l'ensemble des postes, malgré la variabilité spatiale des précipitations tropicales.

On a représenté sur les séries chronologiques les occurrences des différents El Nino observés pendant cette période. On remarque que les El Nino sont concomittants avec des périodes de carêmes secs, 5 fois sur 6 El Nino observés. L'année 1983 est entièrement déficitaire. Elle combine deux indices négatifs : un El Nino très fort et une QBO d'Ouest. On observe des périodes sèches indépendamment du phénomène El Nino. Il n'en reste pas moins que le phénomène El Nino étant décelable dès le mois de Juin ou Juillet, cette constatation permet une prévision de l'occurrence de carêmes secs.

Les deux indices les plus caractéristiques de l'occurrence d'un El Nino sont d'une part l'apparition d'une anomalie positive de température de surface de la bordure Est de l'océan Pacifique, et d'autre part l'indice plus classique de la différence de pression entre Tahiti et Darwin. Ces indices commencent à manifester une tendance à l'apparition d'un El Nino dès le mois de Juin ou Juillet, et se confirme dans les mois suivants, permettant de connaître à l'avance le risque de carême sec.

Les analyses du Climate Diagnosis Bulletin, dont l'anomalie de température de la surface en différentes zones de l'océan Pacifique (voir figure), montrent clairement qu'en ce qui concerne 1983 et 1987, l'occurrence d'un El Nino était facilement décelable bien avant le mois de Décembre. L'amplitude de l'anomalie est une mesure de l'intensité du phénomène, donc de l'intensité des variabilités climatiques qui l'accompagnent.

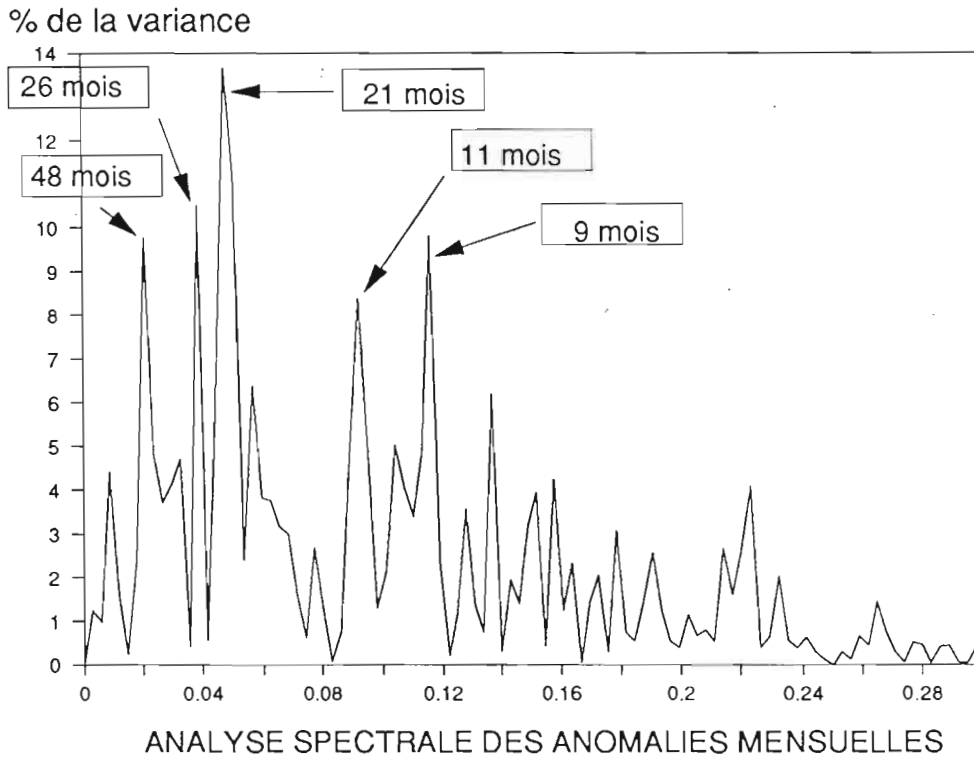


Anomalies de température de la surface de l'océan Pacifique. El Nino se manifeste par une anomalie fortement positive dès le mois de juin ou juillet de l'année précédente. On remarque que l'amplitude de l'année 1983 est supérieure à celle de 1987. Cette figure est extraite du Climate Diagnosis Bulletin, qui paraît tous les mois et permet de suivre les différents indices du phénomène El Nino.



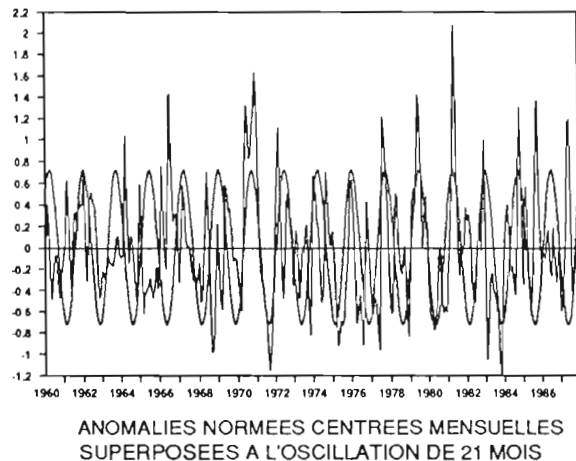
### 3 ANALYSE SPECTRALE

#### 3.1 Sud-Est Grande-Terre



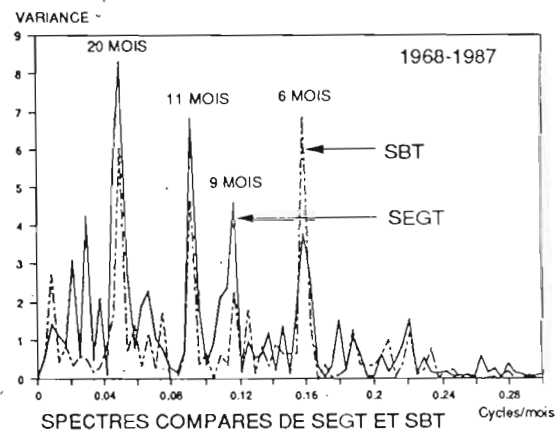
La figure ci-dessus représente le périodogramme de la série des anomalies mensuelles du Sud-Est de la Grande-Terre. Le mode de calcul de la série permet de s'affranchir du cycle annuel. Le pic le plus important est celui de 20-21 mois, qui représente 14% de la variance totale de l'échantillon. On observe un pic secondaire à 26 mois, représentant 10% de la variance, qui correspond à l'influence de la QBO (voir figure ci-dessous).

La période de 21 mois ne correspond à aucune période d'oscillation connue des phénomènes atmosphériques. Elle est probablement due à une combinaison d'influences qui résulte temporairement à des variations des précipitations donnant un cycle de 21 mois, comme on peut l'observer lorsqu'on superpose l'oscillation de 21 mois à la série, entre 1970 et 1973, ainsi que de 1979 à 1983.



### 3.2 Comparaison des spectres

Les spectres des deux séries montrent leur pic le plus important pour une période de 20 mois, confirmant cette périodicité déjà constatée sur la série du Sud-Est Grande-Terre de 1960 à 1987, qui semble confirmer le rôle non négligeable de la QBO sur la variabilité de la pluviométrie mensuelle. Les autres pics sont plus faibles mais leur niveau de signification est confirmé par leur présence simultanée dans les deux séries chronologiques constituées indépendamment l'une de l'autre.

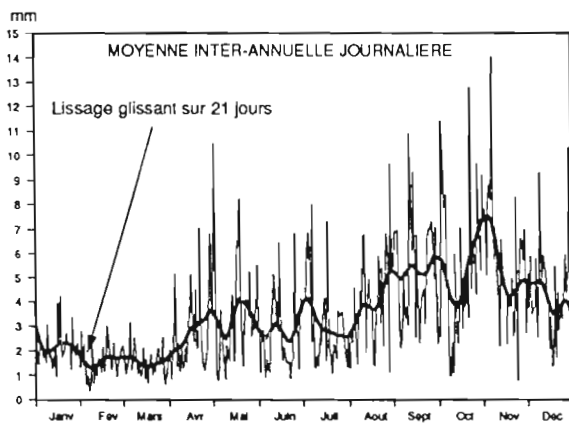


### 4 ANALYSE D'UNE SERIE JOURNALIERE

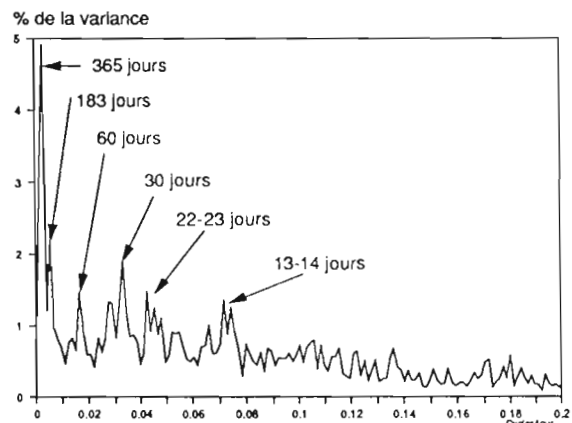
Nous avons également voulu rechercher l'existence de périodicités plus faibles que le mois par l'analyse spectrale d'une série journalière de pluies moyennes calculées sur le réseau du Sud-Est de la Grande-Terre.

La figure ci-contre représente le spectre moyen calculé sur la série de données journalières moyennes de 1968 à 1987. On y distingue nettement l'onde annuelle, et l'onde semi-annuelle, due au maximum secondaire observé au mois de Mai.

Les pics de 60 et 30 jours pourraient correspondre aux variations observées sous les tropiques des radiations de grande longueur d'onde à propagation d'Ouest vers l'Est. Ces ondes d'une période de 30 à 60 jours ont été découvertes par l'analyse de la variation spatio-temporelle de la radiation terrestre émise, variation essentiellement due à la présence de nuages hauts et froids (Cirrus) souvent corrélés aux zones de convection intense.



SUD-EST Grande-Terre 12 stations 1968-1985



Les périodicités décrites sont décelables sur la figure de la pluviométrie journalière inter-annuelle calculée de 1968 à 1985 pour le Sud-Est de la Grande-Terre sur 12 stations. La courbe du lissage glissant sur 21 jours montre l'oscillation annuelle, semi annuelle, et des oscillations d'une périodicité de l'ordre de 30 jours.

### **5 CONCLUSION**

L'analyse spectrale des séries des anomalies mensuelles calculées sur 12 postes et dans trois zones de la Guadeloupe met en évidence une périodicité prépondérante de 21 mois. Cette période est inférieure à la QBO qui se situe entre 21 et 29 mois. On ne peut attribuer cette périodicité aux variations de la QBO qui, d'après Gray et Shapiro module l'activité cyclonique de l'Atlantique Nord. On peut en conclure que cette oscillation de 21 mois provient de la combinaison de différents mécanismes produisant par moment une forte oscillation remarquable comme le montre la série chronologique de 1970 à 1973 et de 1979 à 1983.

L'analyse de la pluviométrie journalière révèle une oscillation de 60 et de 30 jours à mettre en relation avec les études récentes sur les superclusters équatoriaux à propagation vers l'Ouest.

## **6 BIBLIOGRAPHIE**

- Passi, R. M. and M. J. Carpenter, 1986: Prediction and Frequency Tracking of Nonstationary Data with application to the Quasi-Biennial Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, N°7, 1272-1277.
- Davis, J.M., and P.N. Rapoport, 1974: The use of time series analysis techniques in forecasting meteorological drought. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 176-180
- Delleur, J.M., and M.L. Kavvas, 1978: Stochastic models for Monthly rainfall forecasting and synthetic generation. *J. Appl. Meteor.* 14, 159-163
- Jones, R.H., 1964: Spectral analysis and linear prediction of meteorological time series. *J. Appl. Meteor.*, 3, 45-52
- Gray, W.M., 1984: Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part I: El Niño and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation Influences. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1649-1668
- Gray, W.M., 1984: Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part II: Forecasting its variability. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1669-1683
- Arkin, P.A., 1982: The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1393-1404
- Brier, G. W., 1978: The Quasi Biennial Oscillation and feedback processes in the Atmosphere-ocean-earth system. *Mon. Wea. Rev.* 106, 938-946.
- Krishnamurti, T. N., 1979: *Compendium of Meteorology, Volume II, Part 4 - Tropical Meteorology.* pp 351-358.
- Shapiro, L., 1989: The Relationship of the Quasi-Biennial Oscillation to Atlantic Tropical Storm Activity. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1545-1552.
- Hayashi, Y.-Y., T. Nakazawa, 1989: Evidence of the Existence and Eastward Motion of Superclusters at the Equator. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 236-243.
- Climate Diagnosis Bulletin. Climate Analysis Center. Near Real-Time Analyses. Ocean / Atmosphere. U.S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. National Weather Service.

Influence du relief  
sur les précipitations

--- \* \* \* ---



# INFLUENCE DU RELIEF SUR LES PRECIPITATIONS EN GUADELOUPE

D. ROSSIGNOL

Centre ORSTOM de Guadeloupe, B.P. 1020, 97178 Pointe à Pitre, Guadeloupe.

RESUME : les caractéristiques des précipitations journalières et des intensités sont analysées dans le but d'approfondir les mécanismes d'augmentation des précipitations sur le relief de la Basse-Terre. La variation de l'accroissement orographique en fonction du vent et de l'intensité moyenne des précipitations est analysée au pas de temps journalier. L'étude des intensités au pas de temps d'une minute permet de différencier les postes situés sur la pente des postes de crête. La variation diurne distingue les postes influencés préférentiellement par l'orographie pure de ceux qui subissent le réchauffement diurne.

## INTRODUCTION

L'influence des reliefs sur la circulation atmosphérique représente un des phénomènes générateur des précipitations, les deux autres étant les perturbations cycloniques du front polaire et la convection. Les massifs montagneux sont généralement un facteur d'augmentation des précipitations, à tel point qu'ils représentent souvent des réservoirs naturels d'eau, jouant un rôle primordial dans l'économie humaine.

L'évaluation des précipitations sur une surface accidentée n'est pas résolue. Les méthodes d'interpolation courantes à partir de quelques données ponctuelles ne sont pas satisfaisantes, car elle ne représente pas l'effet du relief sur le flux atmosphérique. Seule la modélisation serait capable d'en tenir compte. Avant d'envisager de construire un modèle représentatif des précipitations en montagne, il faut connaître le processus physique responsable de l'augmentation observée.

Différents processus interviennent selon la dimension du massif montagneux par rapport à l'échelle des phénomènes météorologiques étudiés, influencés ou non par la force de Coriolis.

(a) La convergence de frottement de la couche limite augmente en présence de la forte rugosité du relief.

(b) La pente montagneuse favorise l'ascendance de l'air qui subit alors un refroidissement adiabatique qui peut aller jusqu'à la condensation et la formation de nuages. Alpert et Corradini ont développé des modèles numériques basés sur ce phénomène physique.

(c) Le réchauffement diurne des sommets favorise plus particulièrement la convection dans un environnement atmosphérique froid dû à l'altitude.

(d) Certaines influences orographiques trouvent leur origine dans un mécanisme d'ensemencement naturel des nuages inférieurs d'origine orographique par les nuages supérieurs d'origine cyclonique. Ce processus est appelé par les Anglo-Saxons "Bergeron's seeder-feeder" a été mis en évidence lors du passage de front sur les Galles du Sud.

Dans une situation géographique et climatique donnée, il convient d'analyser les données disponibles pour découvrir quel processus est susceptible d'avoir l'influence prépondérante. Cette étude traite du cas particulier de la Guadeloupe. Après l'observation de l'existence d'un fort gradient pluviométrique du cumul annuel (près de 10 m sur une

distance horizontale de 10 km), sur le massif de la Soufrière, nous avons analysé les précipitations à des pas de temps inférieurs (jour et minute), dans le but d'affiner la connaissance du phénomène.

## LA GUADELOUPE

### Situation géographique et climatologique

L'île de la Guadeloupe, située par 61 degrés Ouest et 16 degrés Nord, fait partie de la chaîne des petites Antilles s'étendant des îles Vierges à Trinidad. Elle est sous l'influence des vents d'alizés, lui procurant un régime climatique tropical océanique, constitué essentiellement de deux saisons :

- (a) la saison sèche ou carême de janvier à avril, est caractérisée par l'influence dominante d'un alizé stable et peu épais, surmonté de la circulation d'Ouest des latitudes tempérées.
- (b) la saison humide, de juillet à octobre, pendant laquelle l'alizé s'épaissit, est le siège de perturbations tropicales tels que ondes d'Est, dépressions et ouragans

Les précipitations y sont très rarement d'origine cyclonique, mais essentiellement convectives et orographiques, quelle que soit la saison. En saison humide les perturbations sont des amas convectifs mobiles associés aux perturbations tropicales. En saison sèche, pendant l'hiver boréal, les perturbations sont dues à des passages de talweg d'air froid en altitude, qui destabilisent l'équilibre vertical de l'atmosphère dont la couche limite au contact de l'océan tropical reste chaude et humide. Le profil vertical de l'atmosphère devient alors instable et favorable au développement de cumulo-nimbus fortement convectifs.

### Le relief

La Guadeloupe est constituée de deux îles de formation géologique différente, séparées par un bras de mer très étroit. L'île sous le vent est formée d'une barrière montagneuse d'origine volcanique, orientée grossièrement Nord Sud, perpendiculairement aux vents dominants, et plus élevée au Sud qu'au Nord (Soufrière 1457 m), responsable d'un effet orographique important. La figure 1, issue d'un modèle numérique de terrain, illustre le relief.

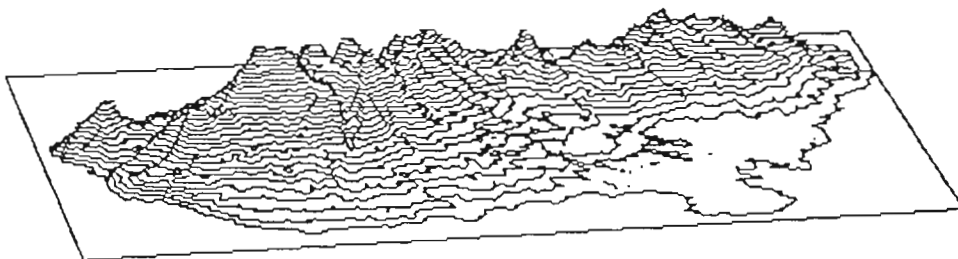
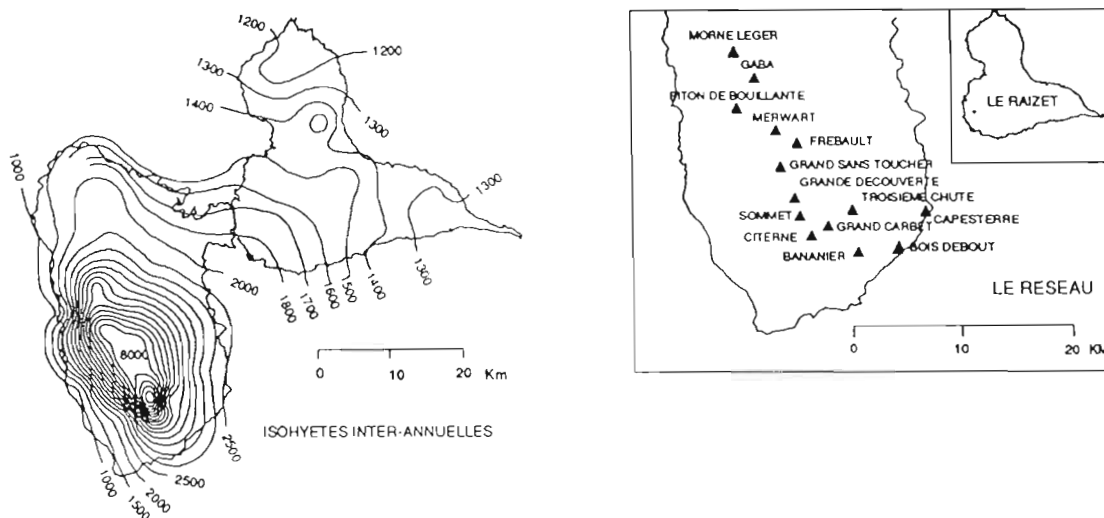


Figure 1 : Vue en perspective du relief de la Basse-Terre obtenu avec le Modèle Numérique de Terrain LAMONT

L'île au vent est un plateau calcaire d'origine corallien culminant à 150 m d'altitude. La Guadeloupe est la seule île de la chaîne des petites Antilles à être constituée de deux entités géologiquement différentes, présentant des régimes climatiques très différents.



## Pluviométrie inter-annuelle



(a) (b)  
Figure 2 : (a) Pluviométrie moyenne interannuelle. (b) Localisation des postes choisis pour l'étude de l'influence orographique journalière.

La différenciation morphologique des deux îles se répercute sur les régimes pluviométriques, bien représentés par les moyennes inter-annuelles de la figure 2(a). La Grande-Terre est caractérisée par un faible gradient pluviométrique général Est-Ouest, dirigé de la mer vers l'intérieur des terres, et dû à la convection thermique diurne croissante en fonction de la distance de l'océan.

La Basse-Terre accuse un très fort gradient pluviométrique dans les zones montagneuses, avec 2 m de hauteur de précipitation annuelle au niveau de la mer, et 11 m sur le sommet de la Soufrière.

## INFLUENCE OROGRAPHIQUE JOURNALIERE

### Le réseau

Le réseau d'appareils utilisés dans cette partie de l'étude est représenté sur la figure 2(b). La période d'étude est la période commune entre les différents postes s'étendant entre 1984 et 1987. Nous avons obtenu 1003 jours de données pour l'étude des postes le long de la pente de la Soufrière, et 89 jours communs pour les postes d'altitude.

### Effet du vent

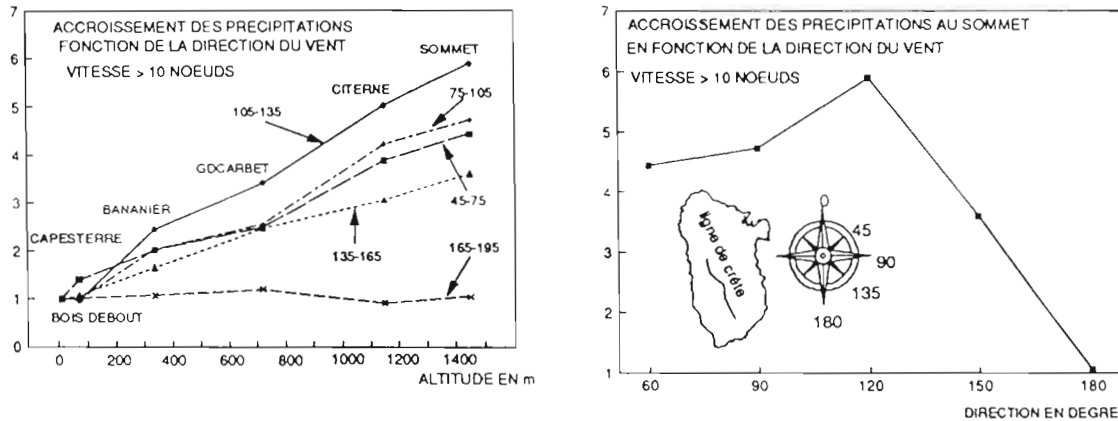
Théoriquement l'accroissement des précipitations par le soulèvement orographique est proportionnel à la pente et à la composante de la vitesse du vent perpendiculaire à la ligne de crête. L'augmentation des précipitations doit donc dépendre de la direction du vent et de sa vitesse.

### Direction du vent.

Pour étudier la dépendance de l'effet orographique par rapport à la direction du vent,

nous avons calculé le vent moyen entre 1000 et 900 hectopascal (soit entre 125 et 1050 m d'altitude) du radiosondage quotidien effectué au Raizet à 8 heures locales.

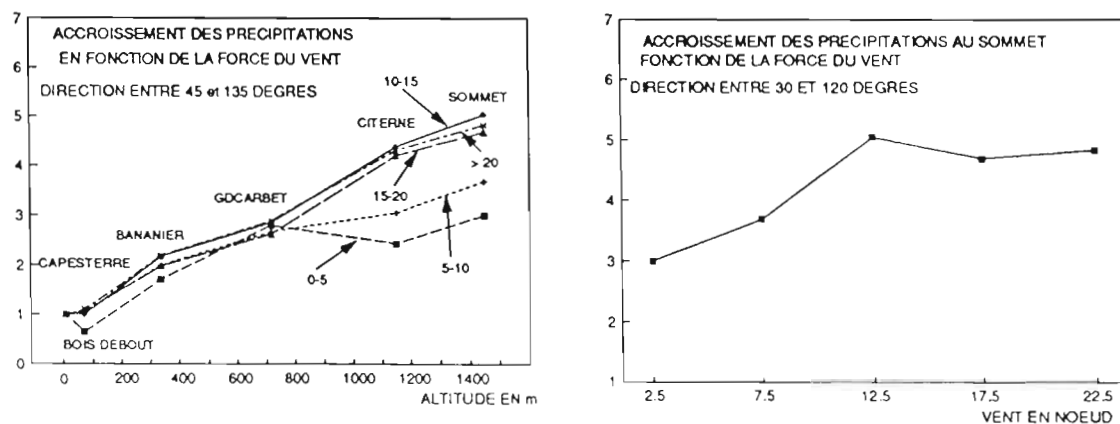
Nous avons découpé les directions du vent en secteurs de 30 degrés : 45-75, 75-105 etc ..., et calculé la pluviométrie moyenne, pour les postes situés sur la pente et au sommet, dans chaque secteur de vent en imposant que la force du vent dépasse 10 nœuds de façon à s'assurer que l'on se trouve dans les conditions où le soulèvement orographique se manifeste. Le rapport de la pluie à chaque poste sur la pluie à Capesterre, (référence de bord de mer), est utilisé pour mesurer l'augmentation des précipitations. Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 3(a) et 3(b).



(a) (b)  
Figure 3 : Influence de la direction du vent. (a) en fonction de l'altitude, (b) au sommet.

Le trait marquant des diagrammes est la réduction de l'effet orographique lorsque la direction du vent passe au Sud. L'effet de barrière disparaît dans ces conditions, et le flux contourne l'obstacle plus qu'il ne se soulève à son passage. L'effet orographique maximum se produit pour les directions comprises entre 105 et 135 degrés.

### Effet de la vitesse du vent

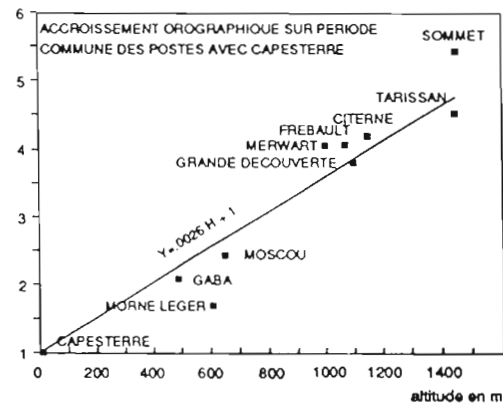
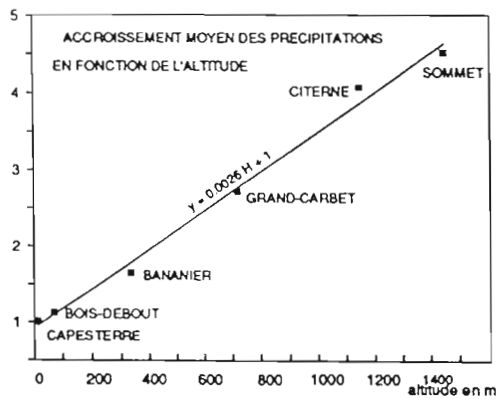


(a) (b)  
Figure 4 : Influence de la vitesse du vent. (a) en fonction de l'altitude, (b) au sommet.

Les calculs sont faits de manière similaire au paragraphe précédent, en imposant que la direction du vent soit comprise entre 45 et 135 degrés de façon à assurer un effet de barrière. L'augmentation des précipitations en fonction de la vitesse du vent atteint une valeur limite lorsque le vent dépasse 10 nœuds (figure 4(b)). L'explication de ce comportement, qui diffère d'une dépendance linéaire théorique, peut provenir soit d'une diminution de l'efficacité, soit d'une advection plus forte des précipitations réduisant la quantité d'eau reçue sur les sommets, ou encore de l'effet du vent sur la mesure même des précipitations. On constate également (figure 4(a)) que les stations de pente sont moins sensibles à la vitesse du vent que les stations du sommet. En particulier à Grand-Carbet, l'accroissement reste pratiquement constant quelle que soit la vitesse du vent.

### Relation avec la précipitation moyenne

L'accroissement orographique moyen, représenté sur la figure 5(a) est parfaitement linéaire en fonction de l'altitude. La relation linéaire, établie sur quelques postes, se vérifie sur d'autres postes de montagne (figure 6(b)), calculée sur des périodes communes deux à deux avec Capesterre. Il semble que la relation moyenne puisse se généraliser, à l'exception de la station de Morne Léger dont la pluviométrie se situe nettement au-dessous de la droite.



(a)

(b)

Figure 5 : (a) Influence orographique moyenne (période commune pour tous les postes. (b) Vérification sur d'autres postes (périodes communes avec Capesterre deux à deux)

L'effet orographique affecte-il de la même manière les fortes précipitations et les faibles? Les fortes précipitations sur la zone ont une origine convective, et par conséquent devraient être peu modifiées par le relief, alors qu'en situation d'alizé non perturbé le soulèvement orographique est le seul responsable de l'augmentation des précipitations.

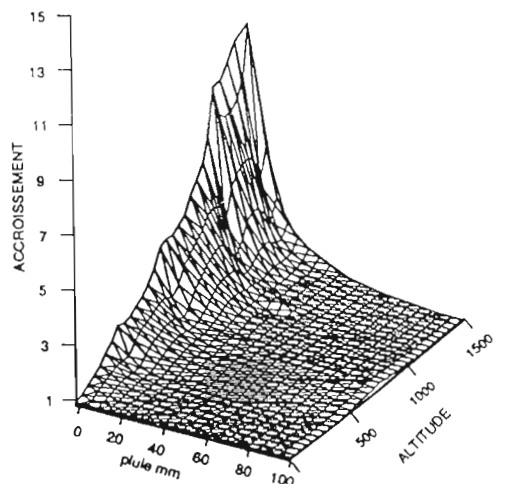
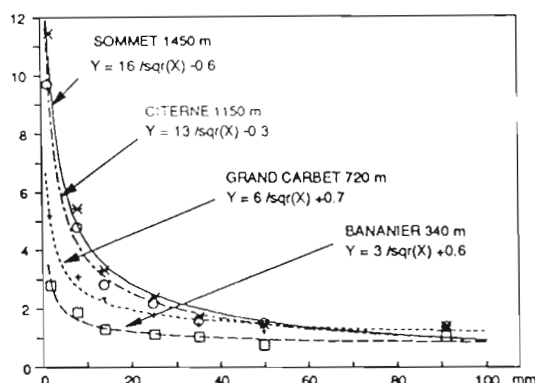
Nous avons sélectionné les journées où la vitesse du vent est supérieure à 10 nœuds, et l'angle compris entre 45 et 135 degrés, en dissociant les précipitations moyennes inférieures ou égales à 5 mm, comprises entre 5 et 25 mm, comprises entre 25 et 50 mm et supérieures à 50 mm. L'accroissement orographique de ces classes choisies de précipitations, représenté sur la figure 6, présente des pentes différentes suivant les classes choisies.

Pour mieux décrire la variation de l'accroissement en fonction de la quantité de pluie, nous avons calculé l'accroissement moyen au Sommet, à Citerne, Grand Carbet et

Bananier, pour les classes de précipitation suivantes à Capesterre: 0-5 mm, 5-10 mm, 10-20 mm, 20-30 mm, 30-40 mm, 40-60 mm, > 60 mm. Nous avons ensuite ajusté les points à une courbe de la forme :

$$A/\sqrt{X}+B$$

La figure 7(a) montre la qualité de l'ajustement pour les différentes stations. Pour les précipitations supérieures à 50 mm, la courbe ajustée ne représente plus l'accroissement observé. Il n'est pas possible d'extrapoler la courbe aux évènements exceptionnels. D'un point de vue pratique, ces différentes courbes peuvent être utilisées pour l'évaluation des précipitations en altitude en fonction de la pluie à Capesterre.



(a) Figure 7 : (a) Courbes d'ajustement de la décroissance de l'accroissement orographique en fonction de la précipitation à Capesterre. (b) Effet orographique en fonction de l'altitude et de la pluviométrie à Capesterre.

Le mécanisme d'augmentation des précipitations faibles ou modérées s'explique uniquement par le soulèvement de la masse d'air, provoquant une forte augmentation en moyenne, et une relation altitude précipitation non-linéaire. La raison de la non-linéarité de la relation provient des journées où le soulèvement orographique seul est responsable des précipitations. Dans ce cas seules les stations dont l'altitude est supérieure au point de condensation sont le siège de précipitations. La combinaison de ces courbes en fonction de l'altitude donne une surface hyperboloïde représentée sur la figure 7(b).

Par contre quel mécanisme régit l'augmentation relativement moindre des fortes précipitations? Dans ce cas, la relation augmentation/altitude s'infléchit nettement vers le sommet. Les fortes précipitations sont dues au développement généralisé de la convection. Les cellules convectives sont susceptibles d'atteindre la tropopause, montant jusqu'à plus de 15 km d'altitude. Dans ce cas l'accroissement orographique est moindre, mais reste cependant décelable, tout en diminuant avec l'importance des précipitations.

## REGIMES PLUVIOGRAPHIQUES

### Réseau et période d'étude

Ce chapitre traite de l'influence orographique sur la distribution de l'intensité des précipitations. Cette étude a été rendue possible par l'implantation récente de pluviographes

électronique enregistrant sur mémoire EPROM à la seconde près l'instant du basculement d'un auget de 0.5 mm (enregistreurs Oedipe). L'intensité maximale mesurable est 1800 mm/h, légèrement inférieure au record mondial cité par Tattelman (cumul de 31 mm en une minute).

Les dates de mise en fonctionnement des enregistreurs Oedipe sont assez récentes (1984 à 1987). Nous avons choisi d'effectuer l'étude sur toutes les données des Oedipe disponibles, afin d'obtenir des résultats fiables pour chacune d'elles. La rigueur de la comparaison entre stations souffre de la disparité des périodes d'observation. Chaque période couvre cependant plus d'une année calendaire. Nous n'avons pas pris la précaution de distinguer les saisons, car comme il est mentionné dans le paragraphe climatologie, les précipitations sont soit orographiques soient convectives quelque soit la saison. La généralité des résultats obtenus justifie à posteriori ce choix. Le tableau 1 résume les données disponibles utilisées pour cette étude, et la figure 8 en montre la localisation géographique.

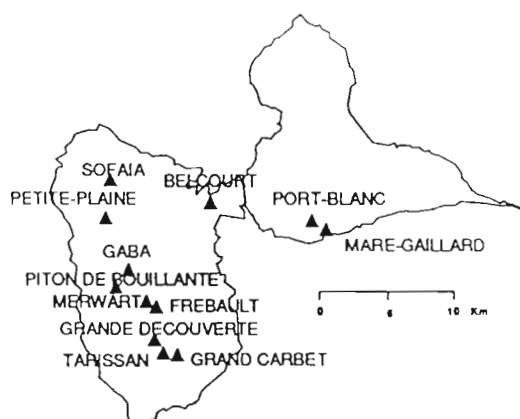


Figure 8 : Réseau de pluviographes Oedipe.

Le temps de fonctionnement des appareils est donné en dernière colonne en pourcentage et en heure d'acquisition de données. Les lacunes proviennent de pannes des enregistreurs qui n'étaient pas suffisamment conditionnés pour affronter les conditions climatiques très humides des zones montagneuses tropicales.

NOM	date début	date fin	Allitude	Fonctionnement
BELCOURT	10/10/1984	15/02/1989	35 m	81.6% - 31588 h
FREBAULT	20/12/1984	30/09/1988	1070 m	62.8% - 20795 h
GABA	19/08/1985	08/12/1988	490 m	80.3% - 23251 h
GRAND-CARBET	27/04/1987	01/02/1989	720 m	92.8% - 14394 h
GRANDE-DECOUVERTE	28/05/1986	07/01/1989	1100 m	88.3% - 20230 h
MARE-GAILLARD	19/09/1985	25/02/1988	35 m	100.0% - 21334 h
MERWART	19/03/1986	02/01/1988	1000 m	77.7% - 12191 h
PORT-BLANC	19/09/1985	05/12/1988	105 m	99.6% - 28042 h
PITON-DE-BOUILLANTE	20/12/1984	27/10/1988	1088 m	83.6% - 28226 h
PETITE-PLAINE	17/02/1987	08/12/1988	389 m	89.1% - 14117 h
SOFAIA	29/03/1985	05/12/1988	430 m	87.6% - 28310 h
TARISSAN	20/02/1987	08/02/1989	1445 m	89.8% - 15500 h

TABLEAU 1 : Période de fonctionnement des pluviographes

#### Méthode de calcul des intensités

La précision temporelle de l'enregistrement des données permet de calculer par programmation informatique la distribution des intensités de pluie au pas de temps désiré.

La méthode choisie analyse successivement les averses préalablement déterminées par un critère de séparation : l'intensité entre deux averses successives doit être inférieure à .5 mm/h. Un inventaire des averses est établi sur la période d'étude. Le critère de séparation des averses influence peu le résultat final.

Chaque averse est traitée séparément. L'intensité maximale de l'averse au pas de temps déterminé est recherchée. L'averse est ensuite découpée en tranches égales au pas de temps, avec une origine des temps calée sur l'intensité maximale. Cette méthode permet de traiter des échantillons contenant les intensités maximales observées, importantes à mettre en évidence pour les estimations statistiques. Le calcul de l'intensité pour chaque pas de temps est alors effectué selon le schéma de la figure 15. Soit  $n$  le nombre de basculements dans un intervalle de temps, les  $n-1$  derniers basculements sont cumulés. La fraction du premier basculement ainsi que la contribution du premier basculement suivant sont calculées par interpolation linéaire avec le basculement précédent.

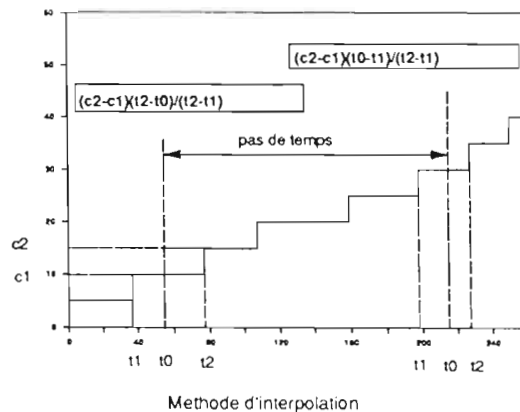


Figure 9 : Méthode de calcul des intensités.

Le pas de temps d'une minute a été choisi pour être suffisamment représentatif de la variabilité des processus physiques de précipitation, tout en restant suffisamment long pour respecter une certaine précision de la mesure, qui décroît avec le nombre de basculements observé par pas de temps.

### Distributions des intensités

Les distributions obtenues représentent la contribution de chaque classe de 1 mm/h d'intensité en une minute au cumul pluviométrique total enregistré à la station pendant la période de fonctionnement. L'allure générale des courbes est une décroissance de la contribution en fonction de l'intensité. Les contributions les plus fortes proviennent des faibles intensités, comme le montre la figure 10.

Les postes de plaine, dont Port-Blanc est le représentant, montrent une distribution monotone décroissante, avec une contribution de la première classe, due aux averses de 0.5 mm isolées (séparé de plus d'une heure d'un autre basculement) du même ordre de grandeur que celle de la deuxième classe, contrairement aux distributions des postes de la chaîne montagneuse, représentés sur le diagramme suivant par Tarissan.

La caractéristique des postes de crête, situés à plus de 1000 m d'altitude, est l'importance prépondérante de la classe de 1 mm/h qui dépasse 10% au sommet de la Soufrière (Tarissan), alors que la contribution relative des basculements isolés reste du même ordre

que pour les postes de plaine. La contribution des intensités inférieures à 10 mm/h est supérieure à celle des postes de plaine. Dans le cas de ces postes, l'orographie se manifeste par des précipitations de faible intensité pendant de longues durées.

Les postes situés sur les pentes, comme Grand-Carbet, affichent une plus faible contribution des premières classes d'intensités. Comme dans le cas des postes de crête, la contribution prépondérante est la classe de 1mm/h, mais cette contribution est relativement faible, (inférieure à 6%), au bénéfice des plus fortes intensités. La pente favorise l'intensification des précipitations. Ce résultat est en accord avec la modélisation du soulèvement orographique tenant compte uniquement de la convergence de pente, prévoyant une vitesse verticale proportionnelle à la pente. L'intensité des précipitations est elle même proportionnelle à la vitesse verticale, expliquant l'observation d'intensité fortes plus fréquentes à Grand-Carbet.

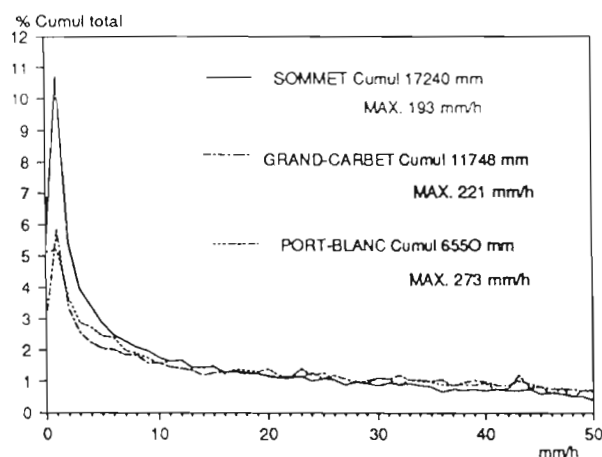


Figure 10 : Courbe de répartition des cumuls en une minute par classe d'intensité de 1 mm/h

En présence de répartition des intensités différentes à des postes pluviographiques situés seulement à deux kilomètres de distance, on constate que des variations de pente d'une échelle de l'ordre d'un kilomètre peuvent modifier la formation des précipitations de façon suffisamment sensible pour se répercuter sur les caractéristiques pluviographiques. Bien que les distributions soient différentes, il n'a pas été possible de trouver de relation entre l'altitude et les intensités maximales en une minute.

## VARIATION DIURNE

### Généralités

La variation diurne est un élément climatique qui renseigne sur l'origine des précipitations observées. En particulier on sait que sur les continents, la convection est favorisée en milieu de journée par le réchauffement solaire de la surface terrestre, produisant un maximum diurne de pluie. Au dessus des océans tropicaux l'énergie solaire reçue par la surface est rapidement redistribuée par transfert turbulent dans les couches superficielles surmontant la thermocline, inhibant le réchauffement diurne de la surface. On observe au contraire un maximum nocturne produit par l'augmentation de l'instabilité thermique verticale par refroidissement radiatif des couches supérieures nuageuses.

Dans le cas d'une île tropicale, les deux phénomènes sont présents et se conjuguent,

en fonction de la situation géographique du poste sur l'île par rapport au vent dominant et au parcours terrestre de la masse d'air d'origine océanique. L'importance d'un pic diurne est une mesure de l'influence de l'île sur les précipitations.

### Résultats

La figure 11 montre les variations diurnes obtenues aux différents postes, en fonction de leur situation géographique. On constate une grande diversité de l'évolution diurne des précipitations selon les sites, avec une homogénéité parfaite des postes de montagne du Sud de la Basse-Terre.

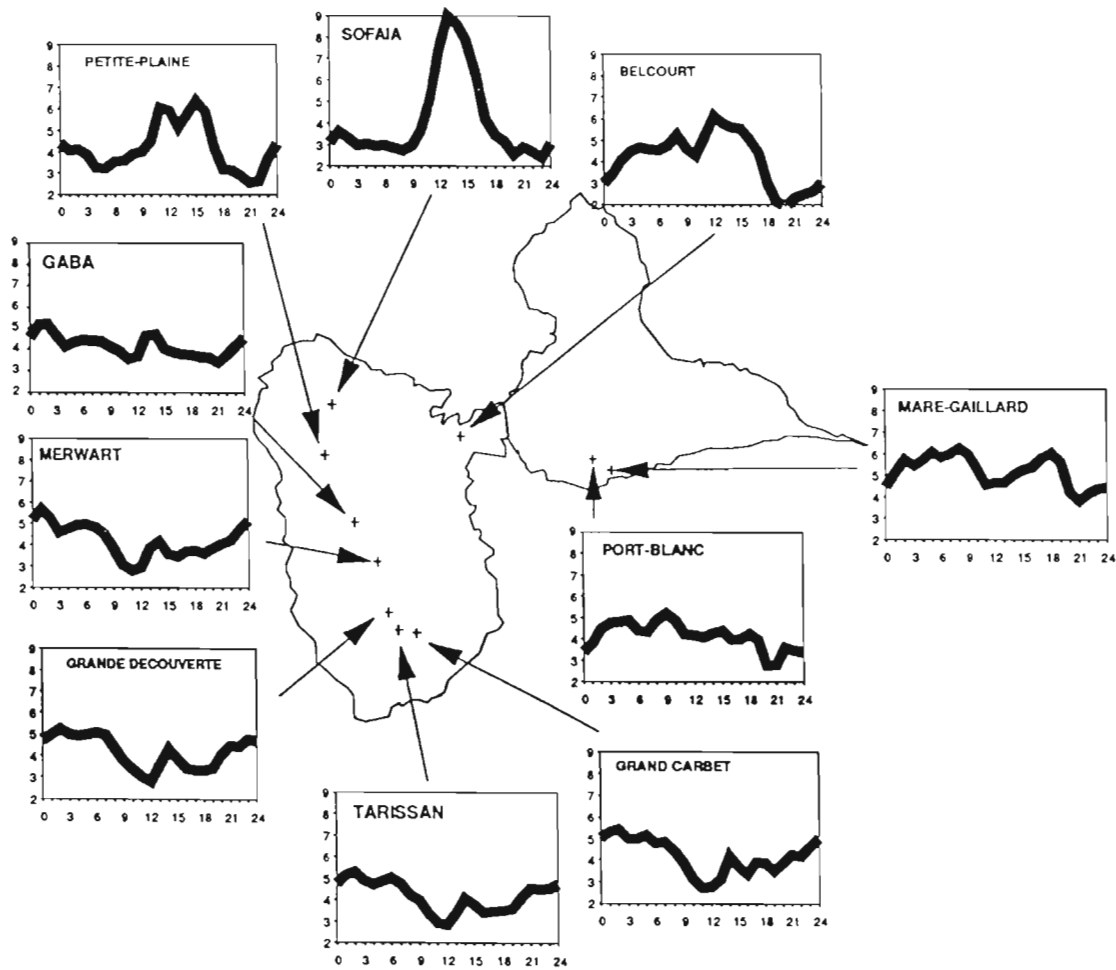
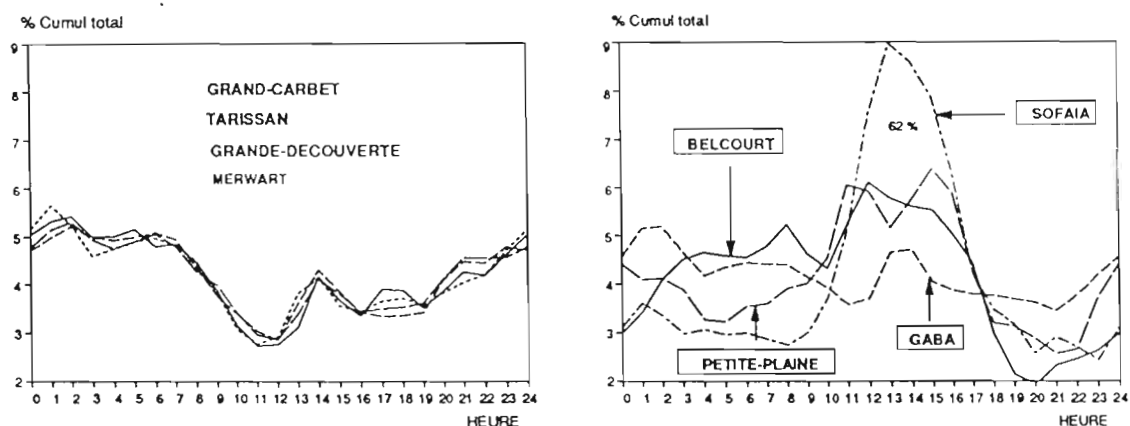


Figure 11 : Répartition géographique de la variation diurne.

L'homogénéité de la variation diurne des zones montagneuses est confirmée par la superposition des courbes des différents postes pratiquement confondues (figure 13(a)). On observe un maximum nocturne entre 1 h et 6 h, un minimum pendant la matinée de 8 h à 13 h, et un maximum diurne secondaire entre 14 et 15 h.



Le maximum nocturne correspond à l'accroissement nocturne des précipitations au-dessus des océans. Il se produit pour les stations du Sud de la Basse-Terre où la masse d'air océanique n'a pas été modifiée par un parcours continental important à leur vent, au contraire des stations situées plus au Nord. Il semble que l'effet orographique soit plus efficace pendant la nuit que dans la journée, démontrant que dans le cas de la Soufrière l'augmentation des précipitations est plus particulièrement due au soulèvement de la masse d'air, et peu au réchauffement diurne du sol. L'accroissement nocturne des précipitations signifie que le refroidissement des sommets nuageux pendant la nuit, est plus efficace que le réchauffement diurne pour produire l'instabilité orographique à l'origine des précipitations.



(a) (b)  
Figure 12 : Variation diurne. (a) Sud de la Basse-Terre. (b) Nord de la Basse-Terre.

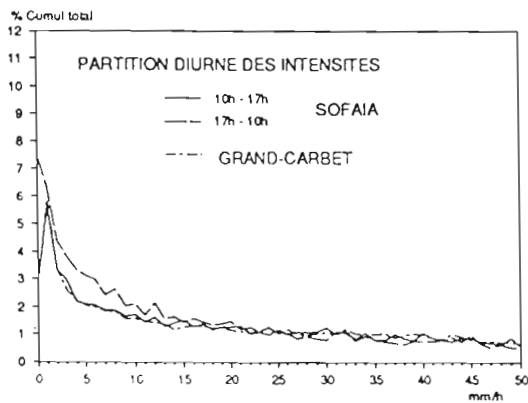
Les stations du Nord de la Basse-Terre exhibent un maximum diurne entre 12 h et 17 h, caractéristique de l'effet continental de l'augmentation de la convection par le réchauffement solaire (figure 13(a)). La station de Sofaia, avec 62% des précipitations pendant la journée entre 10 h et 18 h, possède une variation diurne continentale. La contribution de la convection de réchauffement diurne y est de l'ordre de 20% des précipitations. La continentalité des stations du Nord de la Basse-Terre s'explique par le parcours terrestre de la masse d'air, poussée par l'alizé au-dessus de la Grande-Terre avant d'atteindre le Nord de la Basse-Terre. Les couches inférieures de l'atmosphère se déstabilisent progressivement dans la journée au contact du sol réchauffé par le rayonnement solaire, dans leur progression de l'Est vers l'Ouest au dessus de la Grande-Terre puis de la Basse-Terre, où les développements convectifs de variation diurne atteignent leur maximum. Sofaia se trouve influencé par les masses d'air ayant subi le maximum de réchauffement diurne de l'île, c'est pourquoi la variation diurne des précipitations y est si prononcée.

L'influence progressive de l'échauffement diurne est parfaitement illustrée par la vue aérienne de la Guadeloupe, (figure 13) montrant un alignement de nuages s'étendant de la pointe Est de la Guadeloupe au Nord de la Basse-Terre, et se prolongeant jusqu'au dessus de Sofaia. Les masses nuageuses présentes sur cette photographie sont de deux origines : une origine convective pour les nuages de la Grande-Terre, et une origine orographique sur le Sud de la Basse-Terre.

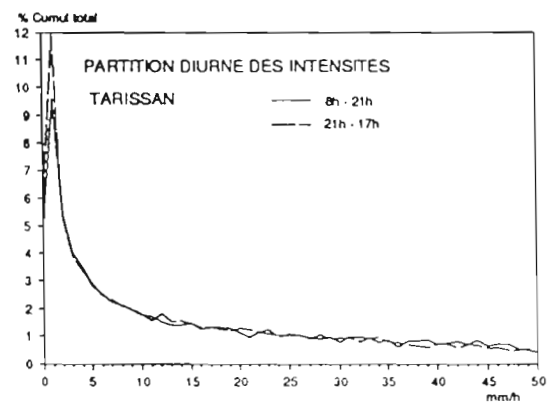
#### Variation diurne et intensité



Figure 13 : Reproduction d'une composition de photo SPOT de la Guadeloupe du 30 Décembre 1986. On distingue nettement une ligne de nuages se développant de la pointe Est de la Grande-Terre, et aboutissant vers le Nord de la Basse-Terre. Ce type de situation est responsable de la variation diurne importante à Sofaia. Les nuages du Sud de la Basse-Terre sont d'origine orographique.



(a)



(b)

Figure 20 : Partition diurne des intensités. (a) Sommet. (b) Sofaia.

Pour les postes subissant une variation diurne des précipitations bien marquée comme les postes d'altitude et Sofaia, il est intéressant de savoir si la distribution des intensités de pluies est différente selon l'heure de la journée. Nous avons découpé la journée en deux périodes pour le calcul de la distribution des intensités à Tarissan (césures à 8h et 21h) (figure 15(a)), et à Sofaia (césures à 10h et 17h) (figure 15(b)). On observe une faible différence entre les deux distributions à Tarissan, avec une légère tendance au renforcement des faibles intensités pendant la nuit.

Par contre les deux distributions de Sofaia sont bien distinctes, indiquant que les processus de précipitation sont différents le jour et la nuit. Dans la journée, la distribution des intensités est nettement déplacée vers les fortes intensités, pratiquement identique à celle de Grand-Carbet, confirmant la violence des précipitations formées par l'instabilité convective de réchauffement diurne.

Le poste de Sofaia est l'exemple même d'une situation où l'orographie se manifeste par le soulèvement de la masse d'air, et par le développement privilégié de l'instabilité convective.

## CONCLUSION

L'analyse de la pluviométrie journalière et des intensités de pluies confirme la complexité de l'effet orographique sur le massif de la Soufrière.

Bien que l'accroissement orographique moyen soit une fonction linéaire de l'altitude, on constate que son amplitude dépend de différents facteurs tels que la direction et la vitesse du vent, et plus particulièrement de l'intensité de la convection. La dépendance de l'accroissement orographique journalier en fonction de la quantité de pluie mesurée au pied du massif est représenté par une courbe en un sur racine de  $x$ .

L'analyse plus fine des intensités distingue les régimes pluviographiques de pente des régimes de crête. Le résultat obtenu est conforme à l'analyse théorique du soulèvement orographique qui prévoit une augmentation de l'intensité de pluie avec la pente montagnaise.

L'analyse de la variation diurne discrimine les postes du Sud de la Basse-Terre, soumis à un régime diurne de type océanique très homogène, de ceux du Nord de la Basse-Terre, plus disparates, mais de type continental.

Le poste de Sofaia présente une variation diurne bien marquée, permettant de conclure que dans ce cas, et à l'inverse des postes du Sud de la Basse-Terre, l'influence orographique est principalement due au réchauffement diurne.

Pour résumer, sur une île montagneuse de faible étendue, la caractéristique des régimes pluviométriques est très variée. Un modèle purement orographique pourrait rendre compte des phénomènes du Sud de la Basse-Terre en absence de convection généralisée. Par contre ce type de modèle n'est pas utilisable au Nord où la variation diurne est prépondérante.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alpert P., & H. Shafir, 1989: Meso  $\gamma$ -scale distribution of orographic precipitation: numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. J. Appl. Meteor., 28, 1105-117.
- Browning, K. A., F. F. Hill & C. W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100, 309-330
- Corradini C., 1985: Analysis of the effects of orography on surface rainfall by a parameterized numerical model. J. Hydrol., 77: 19-30.
- Tattelman, P., & R. W. Knight, 1988: Analysis of 1-min Rates Extracted from Weighing Rain gauge Recordings. J. Appl. Meteor., 27, N° 8, 928-938