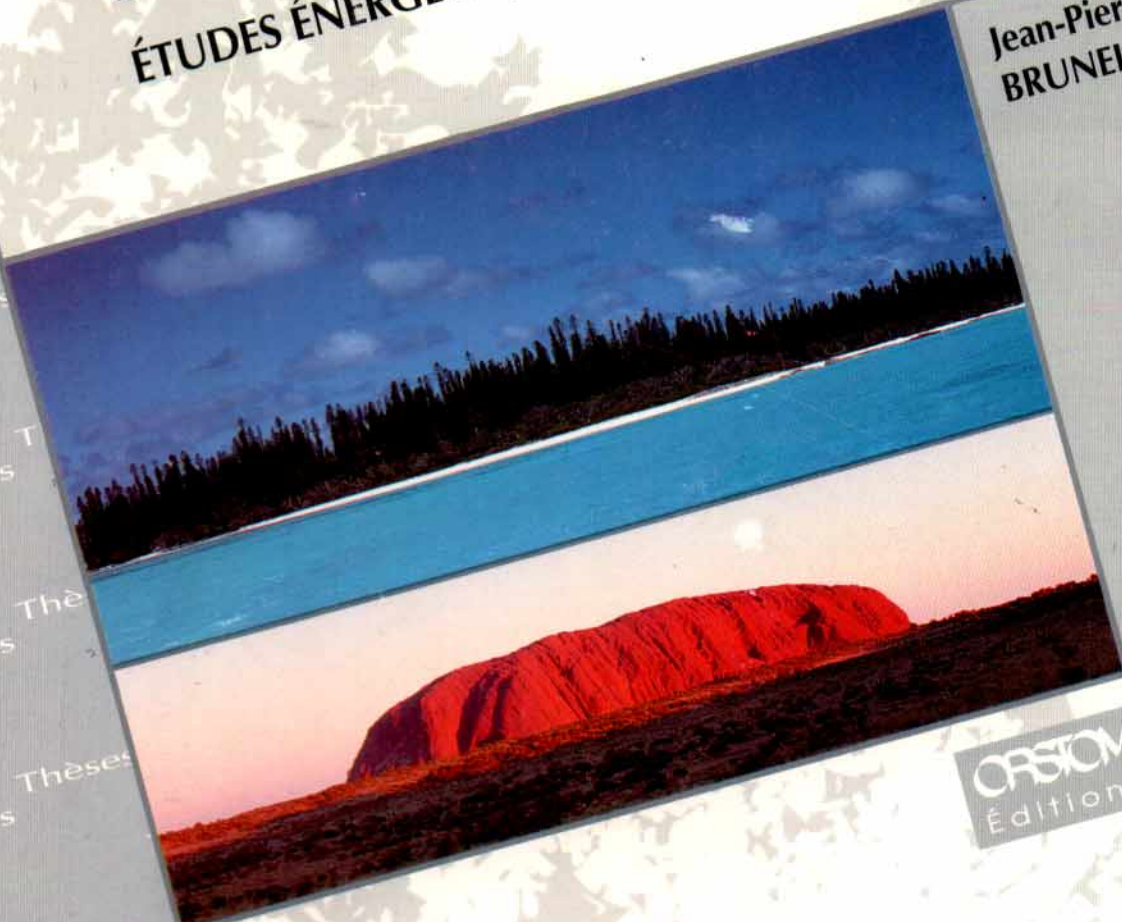




**L'ÉVAPORATION  
SOUS DIFFÉRENTS CLIMATS  
DU SUD-OUEST PACIFIQUE  
ÉTUDES ÉNERGÉTIQUE ET ISOTOPIQUE**

**Jean-Pierre  
BRUNEL**



**ORSIOM  
Éditions**

**L'ÉVAPORATION  
SOUS DIFFÉRENTS CLIMATS  
DU SUD-OUEST PACIFIQUE  
ÉTUDES ÉNERGÉTIQUE ET ISOTOPIQUE**

Jean-Pierre BRUNEL

**L'ÉVAPORATION  
SOUS DIFFÉRENTS CLIMATS  
DU SUD-OUEST PACIFIQUE  
ÉTUDES ÉNERGÉTIQUE ET ISOTOPIQUE**

---

**ORSTOM Éditions**

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **ÉTUDES et THÈSES**

PARIS 1994

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de doctorat d'État  
en sciences naturelle,  
soutenue le 7 février 1992, à l'université de Paris-Sud,  
centre d'Orsay.

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.



# AVANT PROPOS

Le travail présenté ici est la synthèse d'une douzaine d'années d'études réalisées dans le Pacifique Sud. Le thème central en est l'évaporation, mais le sujet va de la monographie climatique aux résultats de la mise en oeuvre de méthodes expérimentales. Il s'intéresse aux zones tropicales océaniques de la Nouvelle-Calédonie ou de la Polynésie, mais également aux régions continentales semi-arides de l'Australie du Sud.

Avant d'aborder l'exposé qui suit, je tiens à remercier tous ceux qui d'une façon ou d'une autre, de près ou de loin, ont rendu possible ce travail.

Tout d'abord, M. le Professeur Jean-Charles FONTES qui, alors jeune maître-assistant dans le laboratoire du Professeur Louis GLANGEAUD, où j'étais étudiant, a su, il y a plus de 20 ans, faire naître ma curiosité pour ces "molécules d'eau pas tout à fait comme les autres".

M. Charles RIOU m'a fait part, depuis près de 10 ans, de son immense expérience et m'a communiqué son enthousiasme pour la bioclimatologie. Malgré un agenda souvent très chargé, il a toujours su prendre le temps de me prodiguer conseils et suggestions tout au long de cette rédaction. Je lui exprime encore toute mon amicale gratitude.

Je suis particulièrement reconnaissant à M. Marcel ROCHE qui, alors Président du Comité Technique d'Hydrologie, et chargé de porter un jugement critique sur la synthèse des études que j'avais réalisées en Nouvelle-Calédonie, m'a fortement encouragé et décidé à entreprendre cette thèse.

Mes remerciements vont encore à M. Bernard POUYAUD qui guida mes tous débuts de bioclimatologue en me dévoilant les secrets du thermocouple et du programmeur à cames et qui a accepté d'examiner ce travail.

Je voudrais aussi rendre hommage à un ami trop tôt disparu, Daniel BAUDUIN qui a dirigé mes premiers pas de chercheur en Nouvelle-Calédonie. L'intérêt qu'il manifesta constamment pour ces études et le soutien permanent qu'il leur apporta ont été des éléments déterminants dans la réalisation de ce travail.

M. Graham ALLISON, Chef de la Division des Ressources en Eau du CSIRO, a accepté de m'accueillir quelques temps dans son laboratoire d'Adelaïde. La confiance qu'il m'a accordée et les moyens qu'il a mis à ma disposition m'ont permis d'explorer une méthodologie nouvelle, qu'il trouve ici le témoignage de ma gratitude.

M. Bernard SEGUIN a suivi très tôt mes activités de bioclimatologue, il s'est toujours montré très disponible. Je lui suis profondément reconnaissant pour ses précieuses critiques et l'aide qu'il m'a apportée dans la correction de mon manuscrit.

Qu'il me soit permis encore d'exprimer ma gratitude à MM. Gérard WINTER, Directeur Général de l'ORSTOM, François JARRIGE, Directeur Délégué, Chef du Département TOA et Michel HOEPPFNER pour m'avoir fourni la possibilité d'une expérience enrichissante dans d'autres organismes scientifiques.

Madame le Professeur Martine TABEAUD a bien voulu accepter de siéger dans mon jury, je l'en remercie vivement.

Ma profonde reconnaissance va aussi à tous ceux qui dans ces régions du Pacifique dont il va être question m'ont aidé dans mes travaux de terrain et mes recherches.

En Nouvelle-Calédonie, je ne veux pas manquer ici l'occasion d'adresser à nouveau mes sincères remerciements à M. Jean-Louis PRADAUD, jeune technicien infatigable, méticuleux et dévoué, sans qui ces résultats n'auraient sans doute jamais vu le jour ; mais également à M. Guy-Jacques DUBOIS qui a su mettre tout son savoir-faire et son expérience dans l'installation des stations de mesures, à M. Jean-Pierre MERMOUD pour sa participation bénévole aux observations et mesures, enfin au personnel de la station agronomique de NESSADIOU, M. Paul de BOISSEZON, Directeur du centre ORSTOM de NOUMEA, M. Serge BEGAUD, Chef de la Division Climatologie à la Météorologie Nationale ont toujours manifesté un grand intérêt pour les études que nous avons entreprises sur l'évaporation, et nous avons pu bénéficier à maintes reprises de leurs appuis efficaces, qu'ils trouvent ici un témoignage de notre reconnaissance.

En Australie, j'ai à coeur d'exprimer aussi toute ma reconnaissance à l'équipe du laboratoire de la Division de Ressources en Eau du CSIRO pour son accueil si chaleureux, sa disponibilité à mon égard et l'expérience que j'en ai retiré. Je tiens à remercier tout particulièrement M. Glen WALKER pour son aide appréciable dans l'exploitation des données de physique du sol, M. John DIGHTON qui sans jamais perdre patience m'a initié aux subtilités du spectrographe de masse, mais également M. Colin WALKER, Andrew HERTZEG et Kerry, infatigable collaboratrice de terrain. Je tiens aussi à remercier toute l'équipe de l'Institute For Atmospheric and Marine Sciences de l'Université FLINDERS : le Professeur Peter SCHWERDTFEGER, Jorg HACKER, Allistair WILLIAMS, YA PING SHAO, John BENETT.

Frank DUNIN de la "Division of Plant Industry" à CANBERRA, éminent spécialiste de la méthode du rapport de Bowen m'a fait bénéficier de sa grande expérience pratique en matière de mesures des flux en zones arides, je lui renouvelle mes plus sincères remerciements.

Je ne voudrais pas terminer cette liste, très certainement incomplète, sans remercier également le Professeur Jim SIMPSON du Lamont Geological Observatory of Columbia University à NEW-YORK pour le travail que nous avons fait ensemble et dont certains résultats seront exposés ici.

Enfin, à MONTPELLIER, mes remerciements vont à Gilbert JACCON qui m'a accueilli au laboratoire d'Hydrologie, à Françoise DELCOUSTAL qui a eu le courage de ressaisir ce manuscrit, à Jean-Pierre DEBUICHE et Marc SUAVIN pour leur participation dans la présentation technique du document, Claudine DIEULIN pour ses tours de passe-passe informatique pour rendre compatible les logiciels de traitement de texte, Roger CHARTIER pour ses talents de photographe, enfin mes collègues Jean-Claude KLEIN, Yann LHOTE et Michel ESTEVES pour s'être aimablement prêtés au jeu des répétitions.

## INTRODUCTION

"J'abandonne maintenant tout espoir de découvrir encore des terres dans cet océan".  
James COOK, log du Vaisseau de sa Majesté "Résolution", 22 novembre 1774, Lat 56 ° 6'S,  
Long 138° 56'0.

Dans l'immensité de l'Océan Pacifique (165 Millions de Km<sup>2</sup>), les terres émergées occupent en effet bien peu de place. L'Espace Océanien au sens large, dans lequel prend place la zone qui nous intéresse ici, couvre à lui tout seul près du tiers de la surface terrestre. Si l'Australie et la Papouasie-Nouvelle Guinée représentent réunies 8,5 Millions de Km<sup>2</sup> (un peu plus de 5 %), l'ensemble des archipels du Pacifique tropical qui s'étirent des confins asiatiques à l'île de Pâques, sur 130° de longitude, n'occupe que quelques 160 000 Km<sup>2</sup> (0,1 %), inégalement répartis entre une dizaine de milliers d'îles. Les terres les plus vastes, montagneuses et métamorphiques se trouvent dans le secteur sud-ouest. La Nouvelle-Bretagne (37 000 Km<sup>2</sup>, la Nouvelle Calédonie (16 900 Km<sup>2</sup>, Bougainville et Viti Levu (Fiji), (10 000 Km<sup>2</sup>) chacune, sont les plus importantes.

Plus à l'Est, il s'agit presque exclusivement d'îles d'origine volcanique, soit "d'îles hautes" (volcans actifs ou anciens), soit "d'îles basses", structures coralliennes édifiées sur des appareils volcaniques sous-marins. Elles sont généralement de petites dimensions, Savaiï (Samoa) est la plus importante avec 1820 Km<sup>2</sup>, Tahiti n'occupe que 1000 Km<sup>2</sup>. La totalité de la Micronésie ne couvre que 3115 Km<sup>2</sup> sur 10 Millions de Km<sup>2</sup> d'océan. Quant au Pacifique Oriental, c'est presque le vide absolu : L'île de Pâques est à 4000 Km de la côte chilienne et à 2000 Km de Pitcairn. Entre les îles Marquise et la côte mexicaine (5000 Km), on ne trouve que le minuscule îlot (français !) de Clipperton.

Les régions que nous avons étudiées appartiennent à une zone géographique homogène, comprise entre 15° et 33° de latitude sud et entre 135° E et 159° O dans laquelle nous pouvons considérer deux grands ensembles : l'un continental à l'ouest, l'Australie, l'autre insulaire, à l'Est. On peut donc s'attendre à une hétérogénéité climatique appréciable, et nous allons observer effectivement une gamme de climats allant de 5 mois humides et 7 mois secs par an à 9 mois humides et 3 mois secs, pour autant que les sites choisis ne soient pas soumis à des influences microclimatiques trop prépondérantes. On va donc de climats arides à des climats humides.

C'est à l'évaporation sous ces différents climats que nous nous sommes intéressés. Cette donnée un peu vague ne présente véritablement un intérêt que si l'on précise ce que l'on mesure et comment on le mesure. Pour ce qui nous concerne, nous parlerons ici d'évaporation sur bacs d'eau libre, d'évapotranspiration potentielle mesurée avec un lysimètre (ETP), d'évaporation "Penman" (calculée par la formule de l'auteur ou modifiée par des ajustements locaux), enfin évapotranspiration réelle (ETR) mesurée à partir des différents éléments d'un bilan énergétique ou hydrique. Ces différentes évaporations intègrent soit uniquement des facteurs climatiques, (c'est le cas pour l'évaporation sur bacs ou l'ETP), soit des facteurs climatiques et d'autres facteurs, de nature pédologique (réserve en eau du sol) , ou physiologique (résistance de la végétation à la transpiration), c'est le cas de l'ETR. Les notions d'homogénéité ou de variabilité de l'évaporation dans la région étudiée seront donc fonction de l'échelle d'espace considérée et du climat.

Pourquoi étudier cette région ?

L'évaporation est l'élément le plus important des échanges entre la surface de la Terre et l'atmosphère et l'on sait maintenant que ceux-ci sont particulièrement actifs au-dessus des océans dans les régions tropicales. Ces échanges sont à la base du déterminisme mondial des climats dans lequel l'Océan Pacifique joue très probablement un rôle des plus importants.

Très peu d'études sur l'évaporation ont été réalisées dans la région pacifique tropicale. Simplement parce que c'est un océan et que les mesures de flux au-dessus de la mer ne sont pas choses aisées à entreprendre. Certaines approches globales ont cependant été faites, elles seront abordées dans la description générale de la région. Cette région, c'est aussi des milliers d'îles éparpillées de la côte australienne à la côte américaine. Pourrait-on considérer certaines d'entre elles ou certains sites comme des laboratoires naturels, à partir desquels il serait plus facile d'approcher ces processus d'échange ? On peut du moins espérer qu'entreprendre de telles études apporte une contribution à la compréhension de ces processus. Mais là ne s'arrêtent pas les raisons. Toutes ces îles ont à faire face à leurs propres problèmes pratiques, à l'échelle locale. D'habitude le manque d'eau n'est pas le problème majeur auquel sont confrontées les populations, mais il existe des saisons sèches à caractère tout à fait normal et il arrive aussi que celles-ci persistent durablement et anormalement. En effet, la distribution souvent erratique des précipitations crée des situations où la connaissance de l'évaporation est nécessaire à la prévision des ressources en eau, nous en citerons quelques unes tirées de notre expérience.

- L'exploitation du potentiel hydro-électrique : les îles montagneuses tropicales possèdent souvent une distribution capricieuse des pluies qui rend imprécises toutes prévisions établies uniquement sur une simple analyse statistique des séries chronologiques de ruissellement.
- Le développement agro-pastoral : l'existence normale de périodes sèches associée au risque de sécheresse persistante sont des conditions qui ajoutées aux faibles capacités de stockage des sols rendent indispensables le recours à l'irrigation, donc à la connaissance des besoins agricoles en eau.
- Sur les îles coralliennes plates enfin, et là n'est pas le moindre intérêt de ces études, il n'y a pas de ruissellement, pas de rivière, le plus souvent pas la moindre goutte d'eau en surface. L'alimentation des populations, la satisfaction des besoins en eau pour les ressources vivrières ne peuvent se faire qu'à partir de l'exploitation de lentilles de Ghyben- Herzberg. Quand on sait combien l'équilibre de telles nappes est fragile, on mesure à quel point une estimation précise du bilan passant par la connaissance de l'évapotranspiration est indispensable pour définir les protocoles de pompage.

Notre approche utilise deux pôles climatiques contrastés représentés d'une part par les sites choisis dans le domaine insulaire tropical, et d'autre part, par ceux appartenant au domaine aride australien. On va de climats bien arrosés où l'évaporation est un facteur important parce que l'eau est abondante dans le sol : (le rayonnement net, l'humidité, la nébulosité, la température, tous ces éléments sont sous l'influence de l'évaporation et réciproquement) ; vers des climats (ou parfois des saisons) où l'eau disponible dans le sol se raréfie. Les éléments précédents y sont peu influencés par l'évaporation, celle-ci dépendra dans ce cas de conditions très locales. Conséquence : au fur et à mesure que l'hétérogénéité va augmenter, l'échelle d'espace va se réduire. Dans la première situation l'analyse climatique est la méthode qui convient, l'évaporation décrit bien le climat ; dans la seconde, le changement d'échelle lié à l'augmentation de l'hétérogénéité appelle l'utilisation de méthodes de type micrométéorologiques. Il s'agit donc de deux approches nécessairement différentes.

Dans une première partie nous décrivons les grandes zones climatiques à travers la répartition des précipitations et du bilan d'énergie et les mouvements des deux grands centres dynamiques, la Zone Intertropicale de Convergence (ZCIT) et la Ceinture Anticyclonique subtropicale. Nous décrivons ensuite les climats locaux des régions où se sont déroulées nos expérimentations. Dans la seconde partie, il sera question de méthodologie.

Nous y développerons les méthodes basées sur la mesure directe de l'évaporation ou utilisant les données du climat, avec une mention particulière pour le phénomène d'advection. C'est principalement la Nouvelle-Calédonie et le site de Nouméa qui a servi de cadre. Dans cette partie, il sera également traité des méthodes micrométéorologiques ou utilisant le bilan d'énergie (méthode du rapport de Bowen, méthode des fluctuations, utilisation de la thermographie infra-rouge), de la méthode des débits de sève. Ce sont surtout ici dans les régions arides du sud-australien et pour des couverts végétaux naturel et hétérogènes, que se sont déroulées les expérimentations. Dans la troisième partie nous tenterons de montrer comment l'utilisation des isotopes naturels de l'eau (oxygène-18 et deuterium) permet de suivre les mouvements de l'eau en phases liquides puis gazeuses dans le continuum sol-plante-atmosphère, et comment on parvient à estimer l'évaporation des sols nus ainsi que la transpiration du feuillage. La quatrième partie montre dans le cas particulier d'une zone homogène irriguée le couplage de l'utilisation des isotopes avec une approche de type micrométéorologique. .



# I LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES ET LES CLIMATS LOCAUX

## 1 - 1 LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES

Dans les régions que nous allons étudier, il existe à l'échelle locale de nombreuses particularités climatiques qui caractérisent telle île, ou microclimatiques qui affectent telle vallée ou telle côte de l'île en question, mais les grandes zones climatiques sont déterminées par l'océan, c'est-à-dire par la circulation des masses d'eau et des masses d'air, auxquelles s'ajoute l'effet de latitude. Dans la région qui nous intéresse, qui couvre grossièrement le quart de l'Océan Pacifique, la présence du continent australien, à l'ouest, même si elle ne constitue pas un obstacle majeur à la circulation des masses d'air, est susceptible d'introduire quelques influences régionales importantes.

On comprend dans ces conditions à quel point il est relativement aisé d'expliquer les grandes zones climatiques par la dynamique générale des masses d'air.

### 1 - 1 - 1 DYNAMIQUE GENERALE DES MASSES D'AIR

#### 1 - 1 - 1 - 1 Les zones Intertropicales de Convergences

La véritable limite septentrionale de la circulation de l'hémisphère Sud est marquée par la Zone Intertropicale de Convergence (ITCZ des auteurs anglo-saxons). L'imagerie satellitaire moyennée sur le temps la fait apparaître comme une bande de cumulonimbus actifs, groupés en essaims, orientés zonalement d'Est en Ouest à travers le Pacifique entre 5° N et 10°N (Miller et Feddes, 1971). Au-dessus du Pacifique central une petite migration saisonnière est apparente, mais dans le Pacifique Ouest (près du 160e Ouest), la zone migre vers le Sud durant l'automne boréal pour se situer juste au Nord de l'équateur en janvier.

La ZITC proprement dite ne pénètre pas dans l'hémisphère Sud, cependant une large zone de convergence peut s'étendre au S.O. de l'Indonésie où elle peut former une seconde bande de la ZITC, plus active que la première, surtout en été.

Par ailleurs, la bande de nuages qui s'étend de la pointe orientale de la Nouvelle-Guinée jusqu'au voisinage de 30° S - 130°O est parfois identifiée comme "Zone de Convergence du Pacifique Sud " et joue un rôle important dans le climat de deux des régions qui nous intéressent , Fiji et la Polynésie.

## **1 - 1 - 1 - 2 La Ceinture anticyclonique sub-tropicale et les anticyclones "migrateurs"**

### a - La ceinture anticyclonique :

Un autre élément fondamental du déterminisme climatique des régions étudiées est la ceinture de hautes pressions sub-tropicales. La carte de la Figure I - 1 établie par l'"Australian Bureau of Meteorology" (Streten,1980), montre la position moyenne de l'axe du maximum de pression sur l'ensemble du Pacifique Sud entre 120° E et 80°O pour les 4 saisons de l'année définies par Tal jaard (1967) : été (décembre à mars), automne (avril à mai), hiver (juin à septembre), printemps (octobre et novembre). (Ces définitions ne sont pas toujours utilisées dans les zones tropicales par les auteurs français, mais le découpage reste sensiblement le même du moins dans le Sud-Ouest du Pacifique).

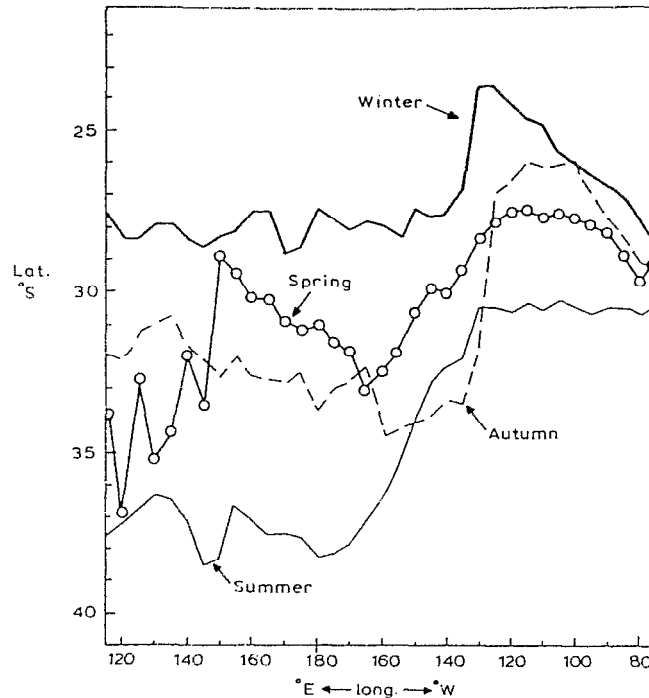


FIGURE I - 1

Position moyenne de l'axe du maximum de pression sur l'ensemble du Pacifique sud, entre 120°E et 80° O. (streten,1980)

On constate immédiatement le contraste important des mouvements en latitude entre l'Ouest et l'Est de l'Océan. Celui-ci résulte du développement d'un centre de basses pressions sur le nord-ouest de l'Australie au printemps et sur tout le nord de l'Australie et la mer du Corail tout au long de l'été.

Ainsi pour toute la zone comprise entre l'Australie et l'archipel des Fiji, en été ou saison chaude, l'axe de la ceinture anticyclonique se trouve en moyenne vers 37° S - 38° S alors qu'il se trouve vers 30°S - 32°S au niveau de la Polynésie. En hiver ou période fraîche, la différence est moins marquée sauf dans l'Est du Pacifique. Pittock (1971) a défini un "Index L" (latitude du maximum de pression) dont les variations sont corrélées d'une manière significative avec la distribution saisonnière des précipitations sur l'Est de l'Australie et des stations de la côte chilienne.

La figure I - 2 toujours empruntée à Streten (1980), donne une idée de l'"épaisseur" de cette ceinture anticyclonique pour l'ensemble du Pacifique Sud (écart en latitude entre l'isobare 1015 situé au Nord et l'isobare 1015 situé au Sud).

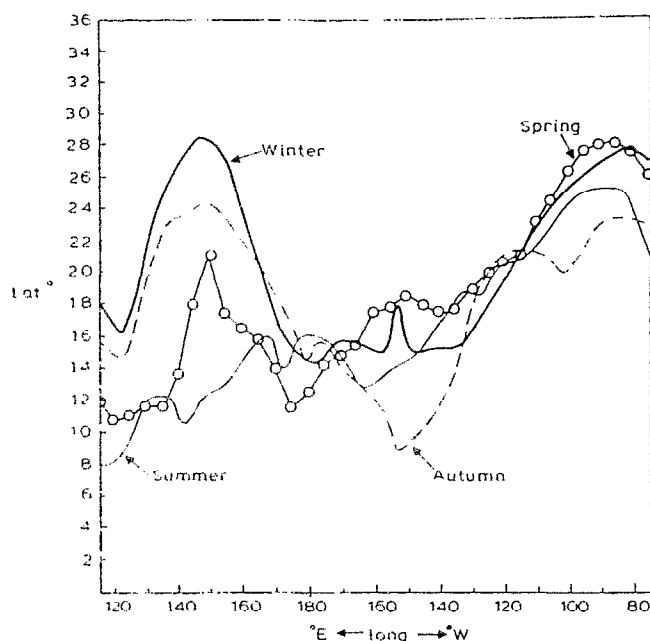


Figure 1 - 2

Epaisseur de la ceinture anticyclonique pour l'ensemble du Pacifique Sud (Streten, 1980)

On constate ici encore la grande différence entre l'Est et l'Ouest du Pacifique. Si la ceinture conserve grossièrement son "épaisseur" tout au long de l'année à l'est du 180° E avec une "épaisseur" maximale sur l'extrême Est du Pacifique Sud, la conséquence de la surchauffe du continent australien et l'établissement d'un régime de mousson en été sur le Nord provoquent une diminution très rapide de l'"épaisseur" de la ceinture anticyclonique entre l'hiver et l'été.

b - Les anticyclones "migrateurs" :

Les cartes de pression moyenne et de vents résultants donnent une image erronée ou du moins statique du régime des pressions au sein de la ceinture anticyclonique. Par l'effet de la force de Coriolis, l'air subsident qui forme la ceinture de hautes pressions se "divise" en une série d'anticyclones "migrateurs". Russel, (1893), notait déjà que "ces anticyclones se suivent avec une remarquable régularité et représentent la grande force qui contrôle le climat local".

Ces anticyclones ont une forme, une dimension et une vitesse de déplacement définies (leur équivalent le plus proche dans l'hémisphère Nord serait l'anticyclone des Açores dans son mouvement vers l'Est au-dessus de l'Europe de l'Ouest, mais celui-ci est très rapidement modifié par les multiples influences continentales).

Au niveau du continent australien où ils constituent un moteur dominant du climat et où ils ont été bien décrits, ces anticyclones se présentent généralement sous la forme de cellules anticycloniques plus ou moins distinctes. Chacune possède une pression au centre de 1020 - 1030 mb, rarement plus et les thalwegs se situent entre 1000 et 1010 mb de chaque côté, à l'Ouest comme à l'Est. Ils progressent vers l'Est en transportant leurs propres caractéristiques physiques avec une périodicité de 5 à 6 jours (masse d'air, direction du vent...). Ils prennent naissance au sein des masses d'air subsidentes des latitudes tropicales de l'Océan Indien. Ce sont typiquement des anticyclones à cœur chaud avec des pressions déjà élevées à 10 000 m d'altitude ou plus. Ils peuvent atteindre 2 000 à 3 000 km en longitude et 1 000 à 2 000 km en latitude. Ils sont légèrement plus nombreux au printemps-été qu'en automne-hiver. Bien entendu ils suivent les mouvements saisonniers en latitude de la ceinture anticyclonique.

Van Loon (1960), a trouvé qu'en été ces anticyclones avaient tendance à se déplacer vers le Nord-Est dans l'Ouest du Pacifique et vers l'Est ou le Sud-Est dans l'Est.

Taljaard (1972) indique que le déplacement se fait en moyenne vers l'Est mais que certaines trajectoires passent bien au Nord de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande alors que d'autres traversent l'île du Sud ou passent au Sud.

### **1 - 1 - 1 - 3 Les Alizés et les cyclones tropicaux**

Conséquences des structures dynamiques que nous venons de décrire sommairement, les alizés et les cyclones tropicaux constituent les éléments communs à l'ensemble des zones étudiées et déterminent une grande part des climats régionaux.

#### **a - Les alizés tropicaux :**

Il n'y a pas de définition très nette de ces vents, si ce n'est qu'ils sont plus ou moins de S.E, très constants, et issus de la bordure équatoriale de la ceinture sub-tropicale. Les cartes générales de distribution de la pression au niveau de la mer et de régime des vents montrent qu'en hiver ils s'étendent à travers tout le Pacifique Sud, au Nord de la ride sub-tropicale.

En été, l'effet du système de basses pressions centré sur le N.O de l'Australie engendre une circulation de N.O depuis la Nouvelle-Guinée jusqu'à Fiji (180°E) et de l'équateur jusqu'au 15°S.

En raison de la succession des anticyclones avec une période de 5 à 6 jours, la direction de ces alizés est elle-même sujette à une fluctuation de même période. En gros, la direction des alizés varie du S.E (juste au Nord de chaque anticyclone) à l'Est (au Nord du col isobarique entre deux anticyclones successifs). On peut argumenter avec raison que puisqu'ils sont liés aux anticyclones, ils alternent avec des vents de toutes autres directions au fur et à mesure du déplacement de ces anticyclones. En été ceci est évident sur la côte Est australienne au Sud de Bundaberg. Plus à l'Est, vers la Nouvelle-Calédonie, on n'observe pas nécessairement un changement de la direction du vent mais un rythme dans la force des alizés.

Ces masses d'air d'alizés sont instables et sont maintenues assez près de la surface par une zone d'inversion.

#### b - Les cyclones tropicaux :

Ils constituent certainement le second trait important de la caractérisation climatique de l'Ouest du Pacifique Sud. Hormis l'impact psychologique sur les populations et les conséquences économiques qu'entraînent les dévastations associées à leur passage, ils contribuent d'une manière capitale à la pluviométrie. En année normale, dans certaines régions, plus de 30 % de la pluviométrie peuvent leur être imputés.

Les travaux de Gray (1975), de Kerr (1976), et Lourensz (1977) ont apporté des connaissances nouvelles sur l'origine de ces perturbations. Plusieurs zones de formations ont été identifiées dans les régions qui nous intéressent : à l'Ouest de l'Australie ils prennent souvent naissance sur la Mer de Timor entre 10°S et 15°S et se dirigent vers le Sud-Ouest à une vitesse de 10 à 25 km.h<sup>-1</sup>. Entre 20°S et 25°S, la plupart incurvent leur trajectoire vers le Sud puis le S.E. A l'Est de l'Australie, ils naissent le plus souvent entre 8°S et 15°S et 155°E et 165°E, dans la Mer du Corail, à proximité des Iles Salomon.

De là, leurs trajectoires souvent très capricieuses dans le détail, varient du S.O au S.E. La carte de la figure I - 3 empruntée à Kerr (1976), montre les trajectoires de dépressions et cyclones tropicaux en mars (période 1960 - 1969), avec leurs positions horaires à 00 h 00 TU.

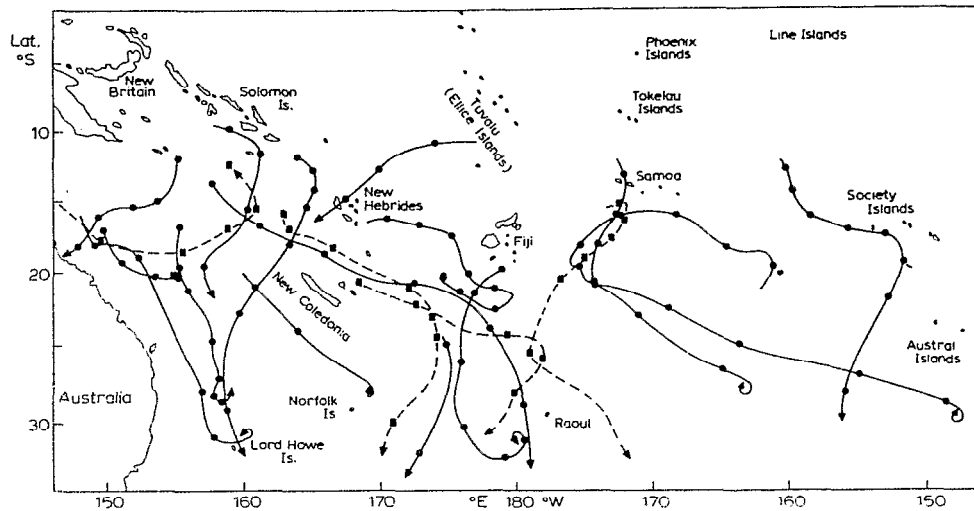


FIGURE I - 3

Trajectoires des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest du Pacifique (Kerr,1974, In : Van Loon,1984)

Dans cette région leur fréquence maximale est entre décembre et mars avec un pic en janvier. Plus à l'Est, Kerr (1976), Giovanelli et Robert (1964) mentionnent deux zones de formation, l'une le long de la Convergence Sud Pacifique et l'autre, certaines années, au Nord ou au N.O de l'archipel des Tuamotou.

A l'Est du 150° Ouest on ne note plus la présence de cyclone (eaux froides et vents divergents en surface, faible nébulosité). Ces cyclones ne peuvent circuler qu'autour des anticyclones. Autour du continent australien, s'ils rencontrent un de ces anticyclones de front, ils sont rapidement détruits (cette cyclolyse est assez fréquente en Australie entre 15°S et 20°S). Par contre s'ils empruntent un col isobarique entre deux anticyclones, ils peuvent atteindre les latitudes moyennes sans perdre leur identité ; plus au Sud encore, ils peuvent fusionner avec les systèmes dépressionnaires qu'ils contribuent à renforcer considérablement. On connaît de nombreux cyclones tropicaux qui ont terminé leur trajectoire en Tasmanie ou en Nouvelle-Zélande.



Les zones affectées par ces perturbations varient considérablement, à la fois en raison des variations en taille des cyclones eux-mêmes mais également en raison de la longueur de leur trajectoire. A titre anecdotique, le cyclone du 18 février 1923 a fait le tour de l'Australie jusqu'en Tasmanie en 14 jours, le cyclone "Audrey" de janvier 1964 a parcouru 4800 km du 7 au 15 janvier en accroissant constamment sa vitesse de déplacement, de 6 à 8 km.h<sup>-1</sup> le 7, jusqu'à 50 km.h<sup>-1</sup> le 14 et 100 km.h<sup>-1</sup> , le dernier jour près de l'île du Nord de la Nouvelle-Zélande.

#### 1 - 1 - 1 - 4 Les régimes d'Ouest

Ces régimes ne sont dominants dans aucune des régions qui nous intéressent (à l'exception du Sud de l'Australie que nous examinerons séparément) et correspondent à des situations différentes pour chacune de ces régions.

##### a - La pseudo-mousson australienne :

En été, en raison de la surchauffe continentale de l'Australie du Nord, il se crée au N.O (région de Pilbara- Hamers) un centre permanent de basses pressions de novembre à mars. En conséquence, la bordure Nord de la ceinture anticyclonique est tronquée, le courant des alizés de l'Est de l'Océan Indien est alors détourné et il s'établit au Nord du 20°S et à l'Est du 130°E un régime d'Ouest à Nord-Ouest. Cette situation ne doit pas être confondue avec la "Mousson australienne vraie" qui vient d'au-delà de l'équateur, est intermittente et principalement limitée à l'extrême Nord, à l'Est du 130°E, et de janvier à début février.

##### b - Les régimes d'ouest en Nouvelle-Calédonie et Polynésie :

Ces régimes variables de secteur ouest (N.O à S.O) sont surtout dus aux perturbations tropicales en été ou aux dépressions subtropicales qui se développent entre 20°S et 30°S sur la ceinture subtropicale ou dans la Zone de Convergence du Pacifique sud en Polynésie. Pendant la saison fraîche, en outre, les systèmes dépressionnaires de moyennes latitudes circulent plus au nord et peuvent parfois étendre leur influence au nord du 20°S.

### c- Cas particulier de l'Australie du Sud :

Les régimes d'ouest en Australie du Sud sont les régimes dominants. Ils ont pour origine le courant anticyclonique périphérique Sud en été et les dépressions de moyennes latitudes en hiver.

## 1 - 1 - 2 CARACTERISATION DES CLIMATS

Peu de travaux ont été consacrés à la synthèse climatique dans cette région du globe. Les plus anciens sont attribués à Meinardus (1934), mais plus récemment on peut citer Van Loon (1972), Korzum (1974), Baumgartner et Reichel (1975), Dorman et Bourke (1979). Il faut mentionner également certaines cartes synthétiques établies par le Ministère de la Défense de l'Union Soviétique en 1974.

Les principales structures dynamiques que nous venons d'examiner pour le Pacifique Sud confirment bien l'ampleur de leur extension géographique et donc leur grande homogénéité en même temps que la "relative simplicité" des mécanismes qui déterminent le climat. Dans l'étude de l'Hémisphère Sud, il faut oublier l'Hémisphère Nord ! Le rôle "régulateur" de l'océan fait que l'on passe très progressivement d'un régime à l'autre, d'une région à l'autre, dès que l'on s'est affranchi des influences continentales, très localisées dans le cas du domaine insulaire. Le découpage en grandes zones climatiques peut dans ces conditions revêtir une certaine dose d'arbitraire et présenter peu d'intérêt. Nous avons préféré choisir quelques éléments du climat et examiner leurs variations dans les régions qui nous intéressent.

### **1 - 1 - 2 - 1 Les précipitations**

Dans le domaine des précipitations proprement dit, seul Taylor (1973) a pu réaliser une étude un peu plus détaillée des régions océaniques à partir des données des stations insulaires et de celles fournies par les satellites.

On dispose d'autre part d'une masse importante de données pour les régions est de l'Australie. La carte de Taylor (1973) reproduite sur la figure I - 4 montre la répartition moyenne annuelle des précipitations entre 0° S et 30°S et entre 120°Est et 90° Ouest.

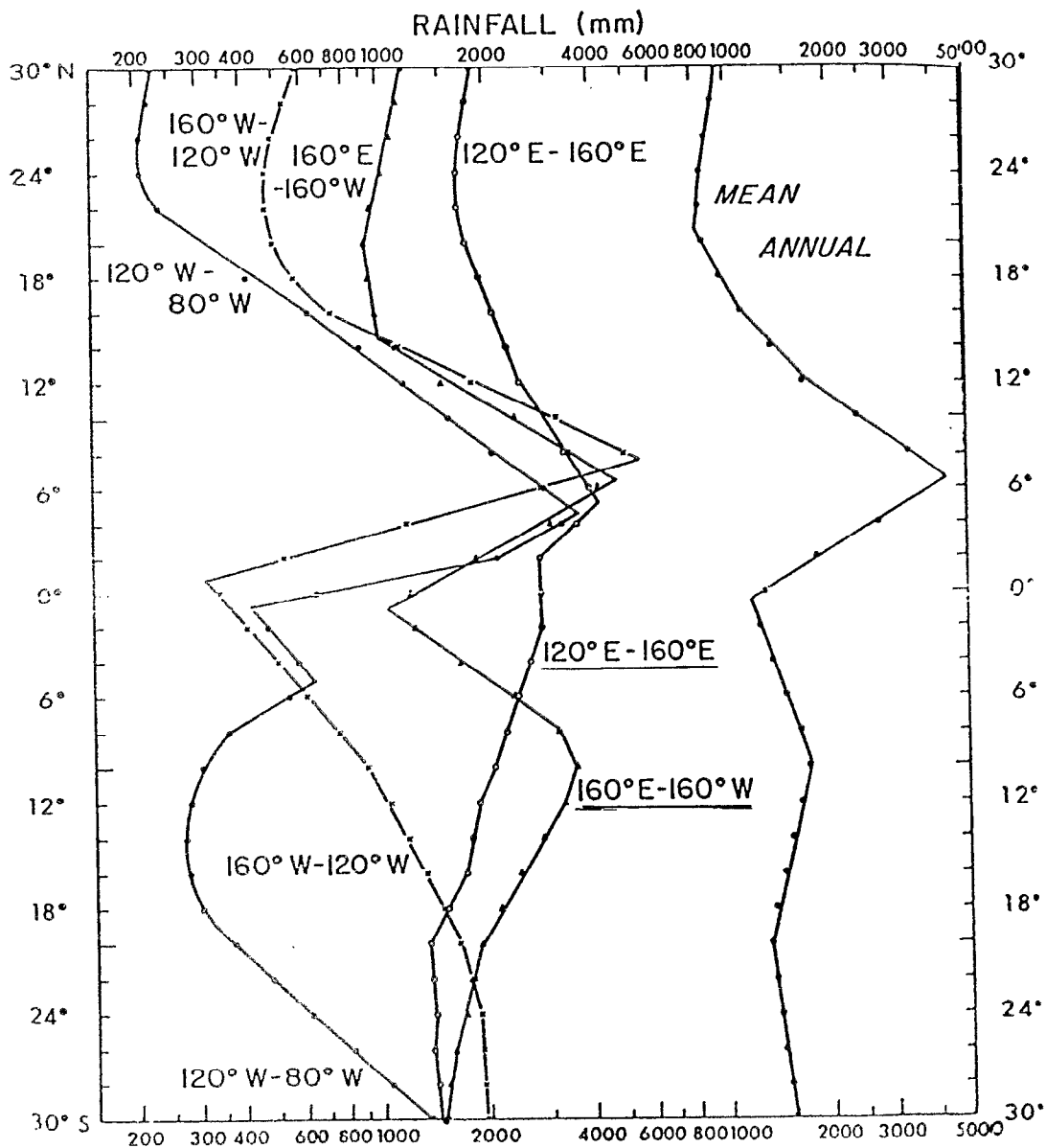


FIGURE I - 4

Répartition moyenne de précipitations entre 0° et 30° S et entre 120°E et 90°O (Taylor, 1973)

Des précisions concernant la côte australienne sont apportées par la carte de la figure I - 5 (Bureau of Meteorology, 1962).

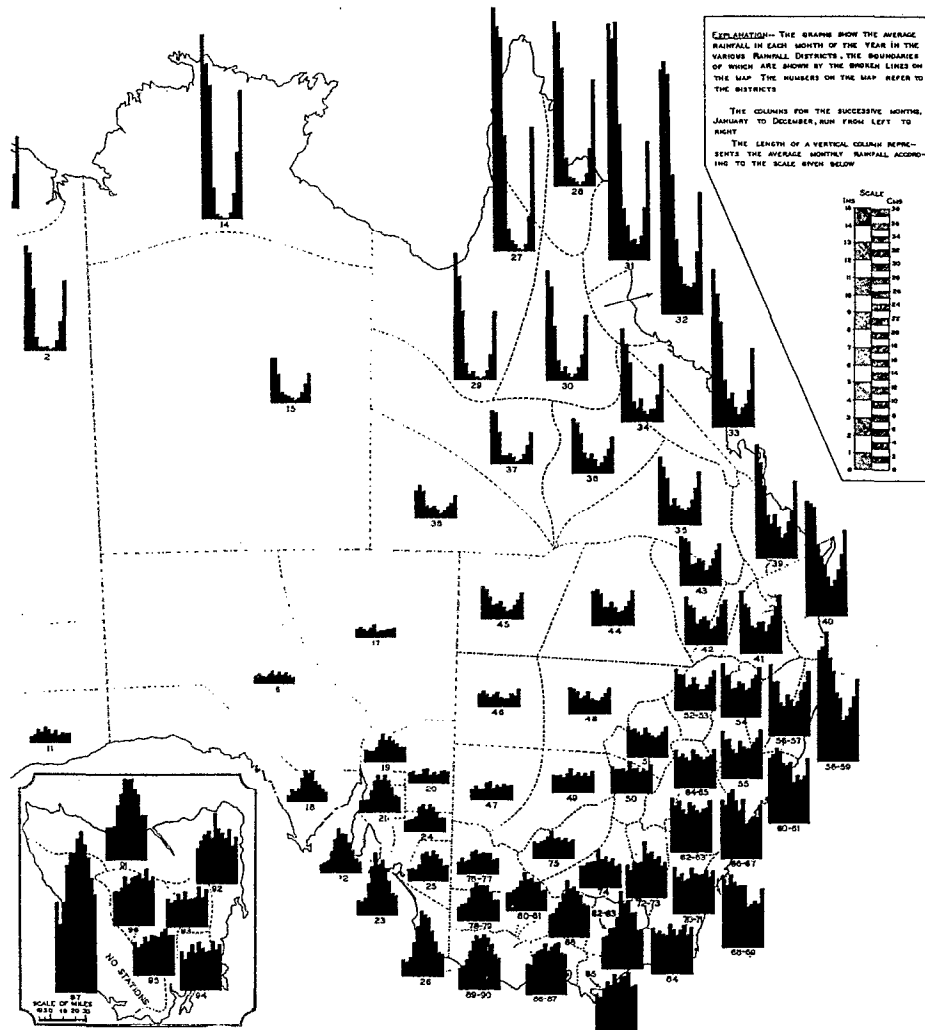


FIGURE I - 5

Répartition des précipitations sur la bordure est du continent australien ( bureau of Meteorology, Melbourne, Australia 1962)

Le premier document montre l'existence d'un axe de précipitations importantes des Iles Salomon jusque vers 30°S - 140°O avec un maximum juste au nord du Vanuatu (5000 mm), de part et d'autre la décroissance est rapide, et le second document montre que l'ensemble des régions allant de la côte est australienne au-delà de la Polynésie a une pluviométrie annuelle comprise entre 1500 et 2000 mm (abstraction faite de tous microclimats). Bien entendu, dès que les influences continentales se font sentir ces valeurs varient très rapidement, soit pour des raisons orographiques (800 mm sur la côte N.O de Nouvelle-Calédonie, 2500 mm à la même latitude sur la côte N.E), soit pour des raisons dynamiques (700 mm sur la côte sud australienne près d'Adélaïde ou bien gradient de 36 mm par km de Cairns à Mareeba).

Mieux que les totaux annuels il convient donc de considérer la répartition moyenne mensuelle exprimée en pourcents de ces totaux. Nous avons effectué une comparaison entre une dizaine de stations réparties entre une ligne Darwin - Adélaïde à l'ouest et Tahiti-Faaa à l'est. Pour chacune d'elle, nous avons comparé les précipitations des périodes de décembre à mars et de juin à septembre (exprimées en pourcents cumulés du total annuel). Les résultats sont regroupés dans le tableau qui suit :

TABLEAU I - 1  
Répartition saisonnière des précipitations dans la région étudiée

COTE N/N.E DE L'AUSTRALIE (10 S à 20 S)

	Darwin	Cooktown	Townsville	Thursday Is.
Dec-Mars	82.3	85.4	78.1	71.3
Juin-Sep	1.2	2.0	6.0	2.2

CENTRE ET COTE EST DE L'AUSTRALIE - FIJI - TAHITI

	Alice S.	Rockham.	Mackay	Brisb.	P.Moresb	Nandi	Faaa
Dec-Mars	57.4	59.3	64.2	55.7	55.3	54.4	61.4
Juin-Sep	13.9	14.6	9.0	16.4	13.8	15.2	8.9

COTE EST N.C

NOUMEA-SYDNEY

AUSTRALIE DU SUD

	Poindimie	Ouanaham	Nouméa	Sydney	P.Lincoln	Adelaide
Dec-Mars	49.9	45.2	34.6	36.8	15.8	17.8
Juin-Sep	24.7	26.0	28.9	32.3	53.4	43.9

Il apparaît nettement que pour toutes les stations situées à l'ouest d'une ligne Sydney - Darwin les pluies les plus importantes surviennent en été ou période chaude y compris Alice-Spring, au centre du désert australien où la répartition est la même qu'à Brisbane.

Cette dominance des pluies d'été s'accroît lorsque l'on va vers le nord : de Brisbane à Cooktown, on passe graduellement de 58 % à 85 % pour les précipitations de décembre à mars et de 16 % à 2 % pour celles de juin à septembre ; on trouve la même répartition à Tahiti-Faaa , 69 % et 9 %. Quelques anomalies cependant confirment ce qui a été dit au sujet de l'importance de la circulation générale sur le climat.

Nouméa possède à peu près la même répartition que Sydney située 10° de latitude plus au sud, mais de plus cette répartition annonce déjà celle des régions situées encore plus au sud où la tendance est renversée, avec un maximum de précipitations en hiver (exemple Port Lincoln ou Adélaïde en Australie du Sud). La côte est de l'Australie jusqu'à Brisbane est donc mieux protégée des dépressions d'hiver de moyennes latitudes que la côte sud de la Nouvelle-Calédonie.

La répartition saisonnière des pluies à Alice Spring est plus proche de celle de Nandi située à 6000 km à l'est que de celle d'Adélaïde 1000 km au sud. Au travers de cette répartition apparaissent très nettement les limites d'influences des grands centres dynamiques.

## 1 - 1 - 2 - 2 Le bilan énergétique

Dans le contexte des résultats qui sont présentés plus loin, il nous est apparu plus intéressant d'essayer de regrouper ici certaines connaissances sur le bilan énergétique à l'échelle régionale, que d'examiner un par un les paramètres classiques du climat. Ceux-ci seront éventuellement traités lors de la description des climats locaux des régions où se sont déroulées nos expérimentations.

Privett (1960), Wyrki (1966), Delisle (1970), Zillman (1972), Zillman et Dingle (1973), et Hastenrath et Lamb (1978) ont fourni une contribution importante à la connaissance des échanges océans-atmosphère dans le Pacifique.

Pour l'océan, ce bilan énergétique peut s'écrire de la façon suivante :

$$R_n - H - LE = S - T \quad \text{où}$$

$R_n$  = Rayonnement net

$H$  = Flux de chaleur sensible

$LE$  = Flux de chaleur latente

S = Chaleur emmagasinée par une colonne verticale d'océan de section unitaire

T = Transferts latéraux d'énergie

La distribution du rayonnement net est d'abord une fonction du rayonnement global, qui à son tour dépend de la latitude, de l'époque de l'année et de la distribution des nuages. Il existe de nombreuses méthodes empiriques d'estimation de cette grandeur climatique qui peuvent être utilisées en l'absence de réseaux de mesures (Black, 1956, Quinn et al, 1969). Zillmann (1972) les a comparé et a testé leur application à l'hémisphère Sud.

La figure I - 6 (Budyko, 1963 et Tolstikov, 1966 in Van Loon, 1984) montre la distribution moyenne annuelle du rayonnement global au-dessus de l'Océan Pacifique Sud.

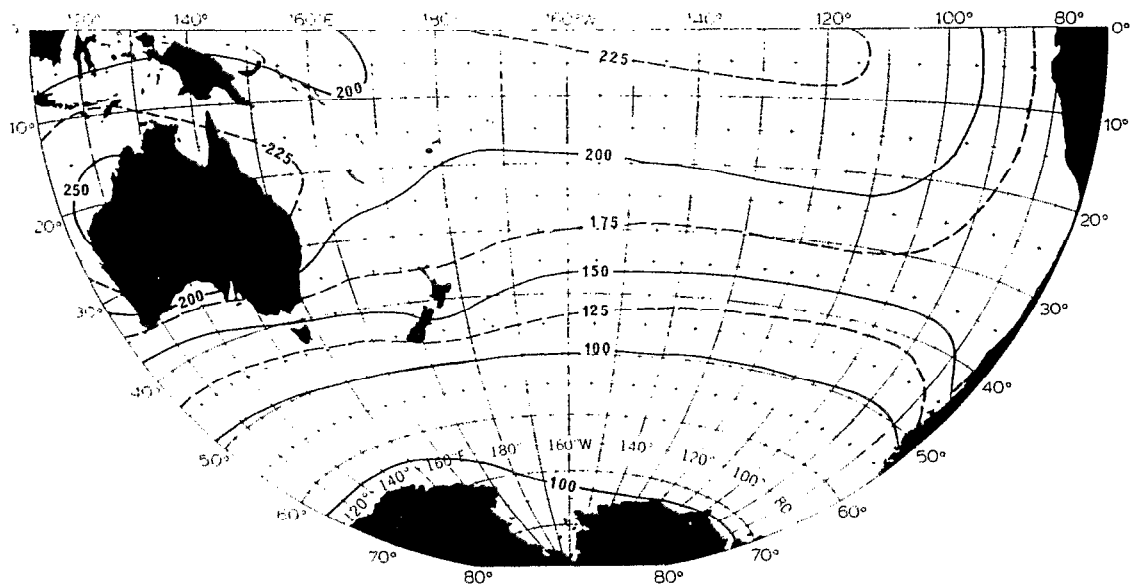


FIGURE I - 6

Distribution moyenne annuelle du rayonnement global au-dessus du Pacifique sud. (Budyko, 1963 et Tolstikov, 1966, In : Van Loon, 1984)



La formulation utilisée par Budyko ( 1963) était la suivante :

$$R_g = R_{g0} (1 - bC - 0.38C^2)$$

$R_g$  = Rayonnement global estimé

$R_{g0}$  = Rayonnement global théorique

$C$  = Fraction de ciel ouvert

$b$  = Paramètre de latitude

On pourra noter (au passage) l'estimation relativement précise fournie par ce document qui indique en effet pour la zone incluant la Nouvelle-Calédonie, un rayonnement moyen annuel compris entre 200 et 225 W. m<sup>2</sup> alors que les mesures réalisées au sol à Nouméa (Brunel,1980) font mention d'une moyenne annuelle de 222 W.m<sup>2</sup>.

La figure I - 7 représente la répartition géographique du rayonnement net moyen annuel.

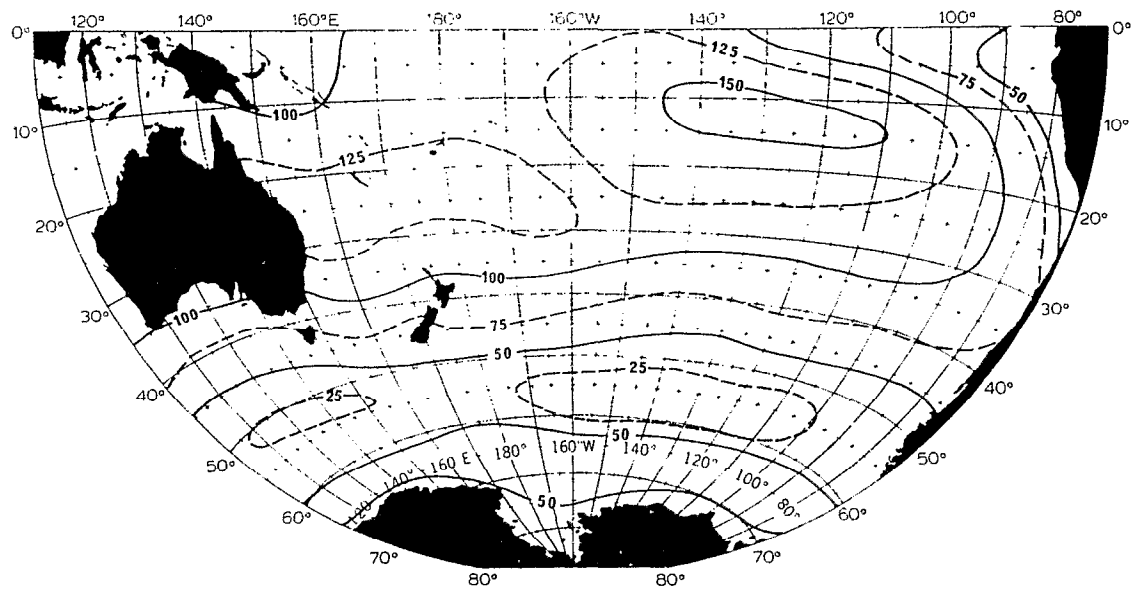


FIGURE I - 7

Répartition moyenne annuelle du rayonnement net au-dessus du Pacifique Sud

Elle indique grossièrement pour la région océanique autour de la Nouvelle-Calédonie un rayonnement net de 150 W.m<sup>2</sup>. Le rayonnement net mesuré à Nouméa (Brunel, 1980) est en moyenne de 110 W.m<sup>2</sup>, mais la correction d'albedo (6% environ au-dessus de l'océan contre 23 % au-dessus d'une pelouse), conduit à une valeur de Rn de 148 W.m<sup>2</sup>. Sans vouloir apporter une validation générale des cartes présentées, on peut raisonnablement les considérer comme d'excellents documents à l'échelle régionale. Il apparaît ainsi que pour l'ensemble des régions qui nous intéressent (Australie du Sud incluse), le rayonnement global est compris entre 200 et 225 W.m<sup>2</sup>. La ligne d'iso-énergie 200 qui suit plus ou moins le 20° parallèle Sud s'infléchit brutalement vers le sud à partir du 180° E et atteint presque le 35° S au niveau de la Grande Baie Australienne. Ce phénomène est évidemment à mettre en parallèle avec les structures dynamiques abordées précédemment.

Le rayonnement net possède une distribution similaire, du moins sur l'Océan. On remarquera le maximum de la région centrale pacifique, entre l'équateur et 15 - 20°S, entre 180° E et 110° O, ainsi que sur le pourtour ouest et nord de l'Australie. Le "couloir" entre ces deux zones correspond certainement à la position de la Zone de Convergence du Pacifique Sud.

## 1 - 2 LES REGIONS ETUDIEES, CLIMATS LOCAUX

Les différentes régions particulières où se sont déroulées les études présentées ici ou pour lesquelles nous avons exploité des données utilisées dans ce travail sont indiquées sur les extraits de cartes de la figure 1 - 8 (en fin de texte).

Parmi celles-ci deux ont fait l'objet d'études spécifiques sur le terrain. La première est située au sud de l'Australie, où les sites d'expérimentations étaient localisés dans un rayon de 1000 km environ au N.O et au N.E de la ville d'Adelaïde (34°56'S - 138°35' E Alt. 42.7 m). La seconde est au sud de la Nouvelle-Calédonie, dans la région de Nouméa 22° 16' S - 166° 27' E alt. 100 m.

Nous avons, par ailleurs, utilisé les données climatiques d'un certain nombre de stations de la côte est de l'Australie, des Iles Fiji ( Nandi 17° 45' S - 177° 27' E. Alt. 16 m) et de la Polynésie Française (Tahiti - Faaa 17° 33' S - 149° 37' O Alt. 7 m et Mururoa 21° 49' S - 138° 48' O Alt. 5 m).

Il n'est cependant pas dans nos intentions d'entreprendre ici une étude exhaustive des facteurs climatiques de ces régions, mais plutôt de fournir des éléments permettant de les situer dans le contexte géographique qui nous intéresse et auxquels nous pourrons relier l'évaporation. (Les tableaux de données mensuelles sont rassemblés en annexes).

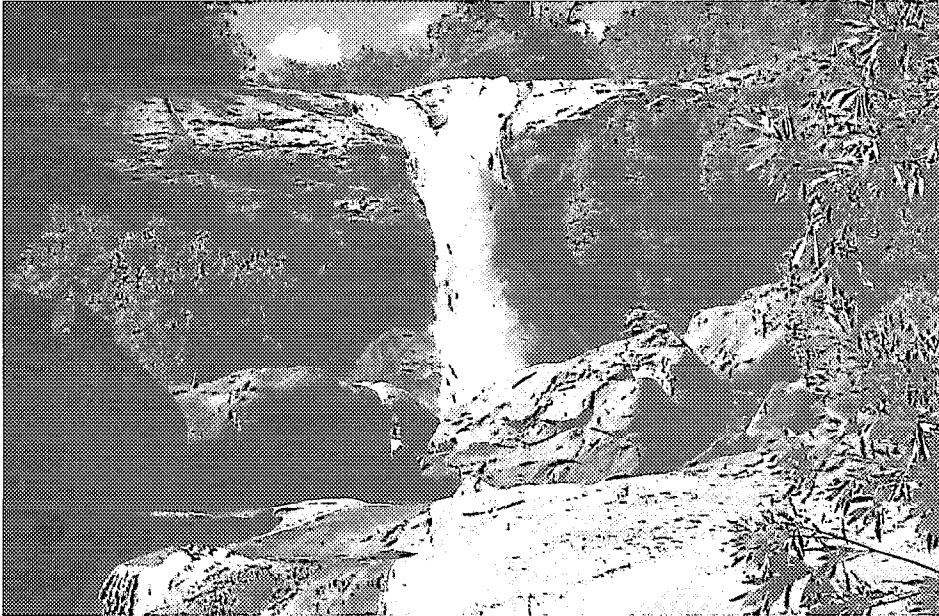
## 1 - 2 - 1 L'AUSTRALIE

### 1 - 2 - 1 - 1 L'Australie du Sud

Les sites où se sont déroulées nos expérimentations sont compris dans un quadrilatère 136° E - 146° E, 33° S - 35° S. Il s'agit des environs de CLEVE (35° 42' S - 136° 30' E Alt. 193 m - Etat du South Australia) pour la plus à l'ouest, d'OUYEN (35° 04' S - 142° 19' E Alt. 50 M - Etat du Victoria), et de GRIFFITH (34° 18' S - 146° 04' E Alt. 125 m - Etat des New South Wales), la plus à l'Est. Le climat de toute cette région est déterminé par les déplacements des anticyclones migrants (paragraphe 1 - 1 - 1 - 2 b).

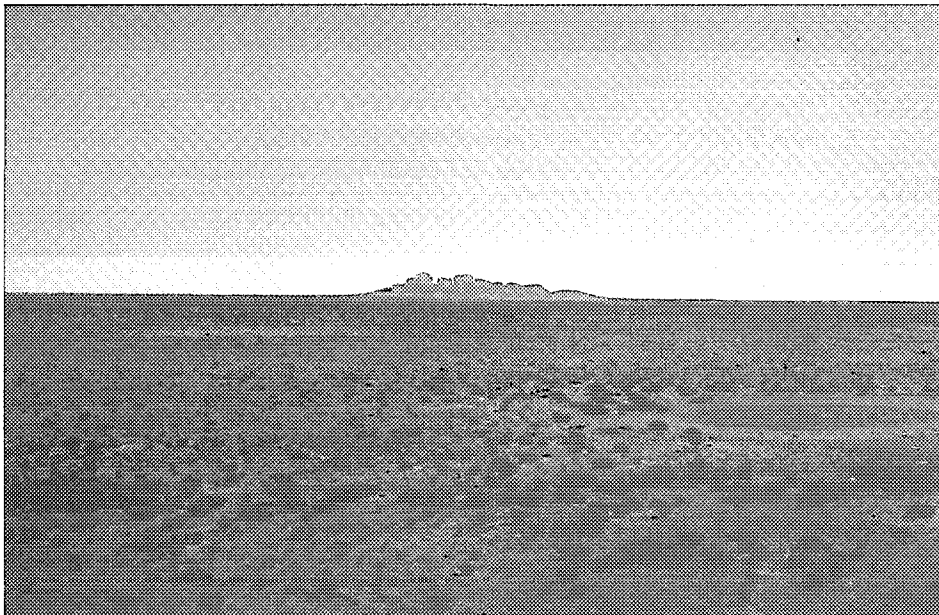
En été, l'axe de la ceinture anticyclonique sub-tropicale se trouve entre 35° S et 40° S et ces anticyclones se déplacent vers l'Est. En un point donné du continent cela se traduit par une rotation progressive des vents entraînant l'arrivée de masses d'air à caractéristiques très différentes et ceci avec une relative périodicité. Le schéma habituel, pour n'importe quel point des régions qui nous intéressent est le suivant : à l'avant de l'anticyclone, les vents sont de Sud-Ouest et apportent des masses d'air maritime sub-tropical de l'Océan Indien (Indian Sub-tropical Maritime *ISTM*, Tweedie, 1966).

PHOTO : J.P. BRUNEL



**FORÊT TROPICALE HUMIDE DE LA CÔTE NORD EST DE L'AUSTRALIE**

PHOTO : J.P. BRUNEL



**ZONE ARIDE DU CENTRE DE L'AUSTRALIE**

Typiquement, en abordant la côte ces masses d'air ont une température de 20 - 22° C et une humidité relative de 70 à 75 %. Elles se réchauffent légèrement en gagnant l'intérieur. Au fur et à mesure que le coeur de l'anticyclone se déplace, les vents virent progressivement au N.E puis au N et dirigent vers le Sud de l'air sec et surchauffé (Sub Tropical Continental *STC*). Typiquement ces masses d'air ont une température de 36° à 38° C et une humidité relative de 30 % ou souvent moins. Cette situation peut encore être renforcée par injection d'air chaud de l'intérieur du continent par le système de basses pressions centré sur le N.O. La transition entre ces deux situations est parfois très rapide (quelques heures) et il n'est pas rare d'observer un écart de l'ordre de 20° C entre les maximums de deux journées consécutives. Le retour au régime de S.O porte le nom de "Cool Change" et s'accompagne rarement de précipitations car il s'agit d'un front froid sec. Au cours de cette saison, le déplacement de ces anticyclones peut être ralenti ou arrêté par des dépressions ou cyclones tropicaux circulant à l'est sur la mer du Corail. L'une ou l'autre des situations décrites peut alors s'établir pendant plusieurs jours. Si le système se bloque lorsque l'on se trouve en régime de N - N - E, les températures peuvent alors atteindre des valeurs extrêmement élevées pendant plusieurs jours. Les records pour Adelaïde sont de 47.6°C en janvier, 45.9°C en décembre, 45.3 °C et 45.2°C en février et novembre.

La plupart des précipitations d'été est apportée dans ces régions par un courant de S.SO d'air sub-polaire maritime (subpolar maritime *SPM*), occasionnellement par un courant tropical maritime de NE issue de la pseudo mousson, exceptionnellement de N.O lorsqu'une dépression tropicale parvient jusqu'à des latitudes suffisamment élevées.

En hiver, la ceinture anticyclonique est remontée plus au nord en s'affaiblissant. Le courant de S.O de la bordure sud des anticyclones apporte toujours de l'air maritime sub-tropical de l'Océan Indien (*ISTM*), mais celui-ci possède maintenant une température de 10 - 12° C avec une humidité relative de 80 - 85 %, et il est générateur de pluie. De plus, les thalwegs entre deux anticyclones successifs sont plus souvent utilisés par des dépressions d'origine sub-polaire, qui apportent les précipitations les plus importantes de l'année, que par les courants chauds et secs de N.E bien que ceux-ci se produisent aussi en plein hiver.

Les graphiques de la figure 1 - 9 représentent les distributions moyennes mensuelles de la température et des précipitations à proximité des trois sites d'études, ainsi que sur la station "longue durée" la plus proche, Adélaïde.

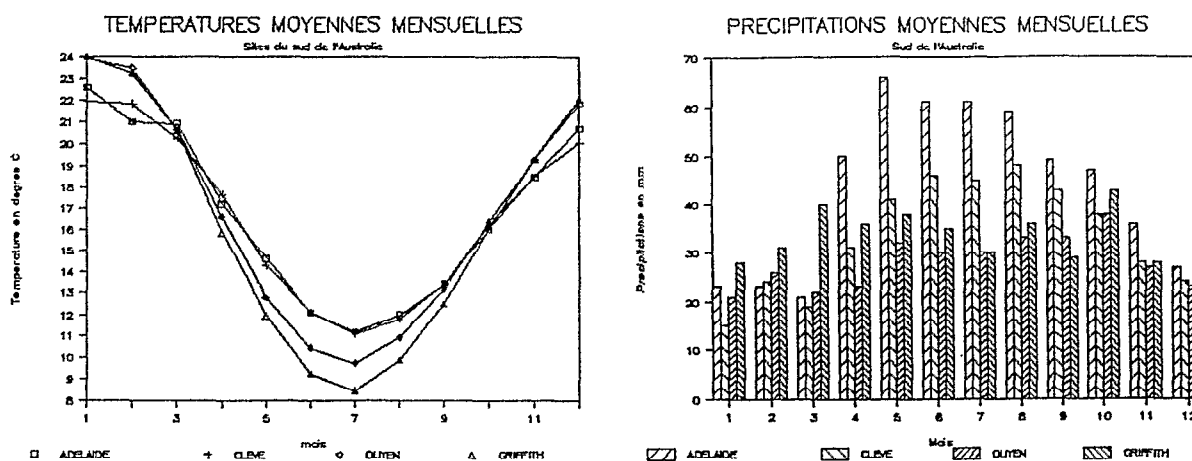


FIGURE 1 - 9

Distribution moyenne de la température et des précipitations sur les trois sites d'études en Australie du Sud

Les précipitations semblent relativement bien réparties tout au long de l'année avec cependant quelques nuances liées à un effet de continentalité, que les températures font également apparaître. Les tableaux ci-dessous regroupent les valeurs mensuelles de certains paramètres du climat mesurés aux stations les plus proches des sites d'expérimentations.

L'ensemble de la région peut être classé en "tempéré", "aride" et "semi aride". Le rapport mensuel ( P/E) <sup>0.7</sup>, (indice d'aridité de Andrew et Maze, 1933), est inférieur à 0.25 pendant 9 mois de l'année (aridité).



TABLEAU I - 2

Précipitations en mm (P), température en ° C(T), évaporation en mm (E) sur bac de classe A et humidité relative (H), mesurées aux stations proches des sites d'expérimentations.

## GRIFFITH

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	28	31	40	36	38	35	30	36	29	43	28	30	404
T	24.0	23.3	20.6	15.9	12.0	9.3	8.5	9.9	12.5	16.0	19.3	22.1	16.1
E	287	240	197	119	67	46	49	77	118	178	235	276	1889

## OUYEN

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	21	26	22	23	32	30	30	33	33	38	27	23	338
T	22.6	21.5	19.4	15.1	10.6	7.8	7.0	8.8	12.5	16.3	18.7	21.1	15.1
E	218	167	141	83	53	33	42	63	86	119	161	216	1344
H	43	47	56	65	82	90	87	81	70	58	51	47	65

## CLEVE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	15	24	19	31	41	46	45	48	43	38	28	24	402
T	22.0	21.3	20.0	17.3	13.7	11.2	10.1	11.3	13.3	16.6	18.9	20.3	16.3
E	307	263	230	169	114	81	88	114	151	229	264	312	2231
H	52	57	58	59	71	76	77	71	64	55	49	51	62

## 1 - 2 - 1 - 2 La côte Nord-Est de l'Australie

Un certain nombre de stations de la côte est de l'Australie disposent de données concernant l'évaporation.

Pour rester dans le cadre géographique de notre étude, nous en avons sélectionné quelques unes s'étageant grossièrement entre 17° et 25° de latitude sud, et nous n'avons considéré simplement que les deux seuls facteurs précipitations et évapotranspiration estimée selon le modèle de Penman. Nous avons également pu obtenir quelques renseignements concernant la Papouasie - Nouvelle-Guinée située beaucoup plus au Nord : l'ensemble de ces données figure dans le tableau qui suit.

TABLEAU I - 3

Précipitations et évaporations "Penman" pour quelques stations de la côte est de l'Australie et de la Papouasie

LOCALITE	LATITUDE (S)	LONGITUDE (E)	P (mm)	ETP (mm)
CAPE CLEVELAND (AUS.)	19 11'	147 02'	1238	1771
TOWNSVILLE (AUS.)	19 14'	146 51'	1105	1823
AYR (AUS.)	19 35'	147 24'	963	1847
BOWEN (AUS.)	20 01'	148 14'	934	1830
MACKAY (AUS.)	21 06'	149 48'	1675	1608
CAPE CAPRICORNE (AUS.)	23 30'	151 14'	921	1588
HERON ISLAND (AUS.)	23 36'	151 55'	1352	1716
BUNDABERG (AUS.)	23 52'	152 21'	1078	1663
MOMOTE (PNG)	2 03'	147 25'	3341	1346
RABAU (PNG)	4 13'	152 12'	2138	1368
MADANG (PNG)	5 13'	145 47'	3533	1416
KIETA (PNG)	6 19'	155 43'	3020	1394
BEREINA (PNG)	8 39'	146 30'	1182	1344
Pt MORESBY (PNG)	9 27'	147 12'	1050	1536

#### a - Situations météorologiques

Comme l'ensemble des régions tropicales que nous avons examinées, le climat de cette partie de la côte est de l'Australie, entre 17° et 25° S est fortement influencé par la position et l'intensité des systèmes anticycloniques. Elle se trouve donc le plus souvent dans un régime dominant d'alizés de Sud-Est. La saison la plus pluvieuse s'étend de novembre-décembre à février-mars. C'est en effet à cette époque que les anticyclones se situent le plus au sud, les alizés ont donc un parcours plus long au-dessus d'une mer chaude et abordent la côte chargés d'humidité. Cette situation est renforcée au Nord par l'intrusion de masses d'air équatorial issues de la Z.C.I.T. (Commonwealth Bureau of Meteorology, 1970).

#### b - Les précipitations

Les précipitations de la zone qui nous intéresse sont en moyenne comprises entre 800 et 1200 mm par an. Cependant, selon l'orientation de la côte ou en raison de la proximité de quelques reliefs, souvent peu importants, elles peuvent atteindre 1500 à 1600 mm localement. Le gradient pluviométrique est très élevé. L'isohyète " 500 mm" se trouve en moyenne à 300 km de la côte.

### c - L'évaporation

Du tableau précédent on extrait les remarques suivantes : au sud du 20° sud, les ETP annuelles sont en moyenne du même ordre de grandeur que celle de Nouméa (la moyenne des 4 stations de Mackay à Bundaberg est de 1642 mm). Légèrement au nord de cette zone se distingue une région d'évaporation un peu plus élevée, comprise entre 1771 mm et 1847 mm. Beaucoup plus au nord, entre 2° et 10° N, la Papouasie-Nouvelle Guinée et le chapelet d'îles qui l'entourent font encore apparaître des ETP supérieures à 1350 mm (En réalité les données dont nous disposons pour la Papouasie concernent l'évaporation "Penman" de nappes d'eau libre ( Keig et al, 1979). Le coefficient de passage de l'ETP gazon à l'ETP des nappes d'eau libre défini par Mc Ilroy et al, 1964, étant de 1,20, nous avons simplement effectué la transformation suivante :  $ETP_{gazon} = ETP_{nappes\ d'eau} / 1,20$ .

Notons que l'ETP mesurée sur lysimètre au CSIRO près de Melbourne (38° 02' S) est encore de 1307 mm.

## 1 - 2 - 2 LES ELEMENTS PRINCIPAUX DU CLIMAT DE LA NOUVELLE CALEDONIE

Il n'est pas aisé de définir climatologiquement la Nouvelle Calédonie. C'est une île, de taille modeste certes (16177 km<sup>2</sup> : un peu moins de 400 km de long sur 50 km de large), mais malgré tout suffisamment importante pour présenter des régions contrastées, contrastes encore accentués par l'influence du relief qui intéresse l'ensemble de l'île. Par ailleurs, sa position géographique, juste au-dessus du Tropique du Capricorne, en bordure ouest de l'Océan Pacifique, la place à la limite des deux grandes zones climatiques tropicale et sub-tropicale. Enfin la présence du continent australien, voisin à moins de 1500 km constitue également comme on l'a vu, un facteur à prendre en considération.

S'il fallait ranger la Nouvelle-Calédonie dans l'une des classes d'une grande classification mondiale des climats, ce serait certainement dans celui des "Tropicaux humides à saison sèche" (Aw2 de la classification de KOPPEN). Typiquement ces climats se rencontrent depuis 5° - 10° Nord ou Sud jusque vers 10° - 20° Nord ou sud. Ils présentent souvent une extension vers les pôles sur les bordures est des continents. Ils sont le siège des influences alternatives des masses d'air tropicales maritimes instables associées à la zone inter-tropicale de convergence, et des masses d'air subsidentes et stables issues des anticyclones subtropicaux.

PHOTO : J.P. BRUNEL



**NOUVELLE-CALÉDONIE : FORÊT HUMIDE DE LA CÔTE EST**

PHOTO : J.P. BRUNEL



**NOUVELLE-CALÉDONIE : RÉGION SÈCHE DU NORD DE LA CÔTE EST**

Les variations annuelles en latitude de ces deux derniers centres d'influence déterminent en effet, en Nouvelle-Calédonie, deux grandes saisons entrecoupées de périodes de transition.

De mi-novembre à mi-avril, la Z.C.I.T. se trouve en année normale dans l'hémisphère sud. Il s'en détache à intervalles variés des dépressions tropicales qui évoluent parfois en cyclones et abordent les côtes calédoniennes ou passent à proximité ; c'est aussi normalement la période de l'année la plus pluvieuse, et en cela correspond bien à ce type de climat à saison pluvieuse d'été et saison sèche d'hiver. En réalité les choses ne sont pas aussi nettes car la pluviosité est ici étroitement associée aux passages des perturbations tropicales.

La période de mi-avril à mi-mai est une saison de transition, les dépressions tropicales sont moins fréquentes, les pluies diminuent et la température de l'air décroît sensiblement.

De mi-mai à mi-septembre, c'est la saison fraîche. La Z.C.I.T. est dans l'hémisphère nord mais des perturbations d'origine polaire traversent fréquemment la mer de Tasman et atteignent assez souvent le territoire, y provoquant des pluies parfois fortes. La température de l'air passe par son minimum annuel.

De mi-septembre à mi-novembre, c'est la "belle saison" qui est également une saison de transition. La Z.C.I.T. franchit à nouveau l'équateur vers le sud mais la ceinture subtropicale de hautes pressions a atteint son développement maximal et protège la région. La température augmente progressivement ; c'est aussi l'époque la moins pluvieuse de l'année. Cette description schématique n'est en réalité que le reflet d'une situation moyenne. Si le régime des températures ne varie pas beaucoup d'une année à l'autre, il n'en va pas de même de celui des précipitations, étroitement lié semble-t-il, aux mouvements de la zone intertropicale de convergence. Il a été en effet observé depuis plusieurs années, que les années à caractère de sécheresse en Nouvelle-Calédonie correspondent à des années où la Z.C.I.T. restait sur l'Equateur, dans ces vingt dernière années on peut citer 1972,1976, 1977, 1979, 1982.

D'importants travaux entrepris par l'équipe des océanographes de Nouméa tentent de relier ce phénomène, dont les conséquences commencent à être connues sur la climatologie de la Nouvelle-Calédonie, à un mécanisme hydro-climatologique observé dans l'Est du Pacifique et connu sous le nom de "el nino".

## 1 - 2 - 2 - 1 Le site principal de mesures

Le site de mesures était installé à proximité de Nouméa, sur une colline dont le sommet avait été arasé. L'altitude est d'environ 100 m. Les coordonnées géographiques sont les suivantes :

Latitude	22° 16' S
Longitude	166° 27' E

Entre les azimuts 60° et 330°, aucun obstacle n'est vu sous un angle supérieur à 3° 15', les reliefs étant situés à plusieurs kilomètres. Ceci convient parfaitement à la mesure de la durée d'ensoleillement et du rayonnement solaire. Dans le secteur des vents dominants, c'est-à-dire Est à Sud, le terrain descend graduellement par un système de collines de plus en plus basses, jusqu'aux baies de Magenta et de Sainte Marie distantes d'un peu plus de deux kilomètres. Vers le Nord, une colline légèrement plus haute forme un masque d'environ 6 à 8° entre les azimuts 340 et 40. Le secteur ouest - sud - ouest est parfaitement dégagé, en particulier entre les azimuts 180 et 290, mais sur ce flanc et en particulier dans le secteur plein ouest, les altitudes décroissent très rapidement et de ce fait, les vents forts soufflant de cette direction peuvent engendrer des turbulences importantes au niveau du site lui-même, heureusement ceux-ci sont très peu fréquents au cours de l'année.

L'environnement immédiat est constitué par un sol caillouteux recouvert par endroits d'une maigre végétation, les versants des collines sont couverts d'un maquis dense de buissons de "faux mimosas" (*Leucaena Leucocephala*). Les instruments de mesures sont implantés sur une pelouse de 400 m<sup>2</sup>. Les conditions sont donc favorables à la création d'un "effet d'oasis" plus ou moins important selon la saison. Le site étant sur une presqu'île, bénéficie plus souvent d'un temps ensoleillé que certains points distants de moins de 10 km, mais plus proches des reliefs.

En outre, les vents mesurés à Nouméa sont en moyenne (moyennes sur 10 ans), deux fois plus forts que ceux enregistrés à Tontouta, éloignée de 40 km à vol d'oiseau, ou que ceux observés à Nessadiou, un autre site où nous avons effectué des mesures, sur la même côte. On peut s'attendre à ce que les mesures d'évaporation effectuées dans ces conditions représentent des valeurs maximales, les effets du vent et de l'insolation étant conjugués.

La représentativité d'un tel site pour la Nouvelle-Calédonie elle-même peut donc être discutée, compte tenu de la diversité des micro-climats de l'île. Le site de Nouméa présente un certain nombre de particularités géographiques qui en font probablement un site représentatif à l'échelle régionale.

Nous entendons par là que les paramètres climatiques que nous y avons mesurés ne doivent pas être très différents de ceux qui pourraient être mesurés sur un "îlot ponctuel" ayant les mêmes coordonnées géographiques, où en particulier le vent et l'insolation y prennent des valeurs maximales. Par contre, la représentativité d'un tel site peut être remise en question lorsque l'on envisage certaines vallées du Territoire ou les zones forestières d'altitude. Les valeurs moyennes décennales des différents paramètres mesurés sur ce site sont regroupées en annexe.

## 1 - 2 - 2 - 2 Les précipitations

### a - L'irrégularité

*L'irrégularité annuelle* : Un autre trait caractéristique des climats "tropicaux humides à saison sèche" est l'irrégularité annuelle des précipitations. C'est d'ailleurs, plus que la quantité de pluie annuelle, ce qui les distingue nettement des climats tropicaux humides au sens strict. Cette irrégularité est encore renforcée dans les régions soumises à cyclones. Les quelques exemples traités dans ce qui suit et choisis dans des séries ayant plus de 50 ans d'observations illustrent cette variabilité.

A Nouméa, la pluviométrie est observée depuis 1903. Au cours de la période 1903 - 1983, les deux valeurs extrêmes ont été 2037 mm en 1910 et 522 mm en 1905. Cinq ans seulement séparent ces deux années de fréquence au moins cinquantenaire. Cet exemple n'est pas unique. Entre 1903 et 1976 on ne dénombre que 10 années pour lesquelles la hauteur d'eau précipitée a été comprise entre 1000 et 1100 mm, intervalle centré sur la moyenne.

Dans le cas de la distribution des pluies annuelles à Nouméa, l'ajustement statistique d'une loi gaussio-logarithmique fournit l'estimation la plus précise d'une valeur annuelle de récurrence donnée.

Ainsi, l'estimation des précipitations décennales est-elle de 699 mm en année sèche et 1451 mm en année humide. A Yaté, on dispose de 57 années d'observations pluviométriques. L'année la plus humide a été 1967 avec 5326 mm (on ne connaît malheureusement pas les précipitations de 1910 qui ont probablement été supérieures). Il n'est tombé que 2013 mm l'année suivante en 1968, valeur qui vient au 3ème rang des années sèches.

Les hauteurs annuelles de précipitations varient donc considérablement d'une année à l'autre. Les coefficients de variation annuels sont, en moyenne supérieurs à 0.3.

Cette irrégularité interannuelle est en partie le fait du passage des dépressions et cyclones tropicaux qui, malgré leur fréquence, se manifestent d'une façon irrégulière en nombre et en amplitude et conditionnent ainsi dans une large mesure l'abondance pluviométrique annuelle.

Il est à noter que, de ce fait, le coefficient de variation ne décroît pas lorsque la hauteur de précipitation moyenne annuelle croît ainsi qu'on l'observe pour de nombreux régimes pluviométriques.

TABLEAU I - 4

Estimation de quelques valeurs de pluie annuelle de récurrence donnée.

POSTES	ANNEE D'OBS	100	50	20	10	MOY	10	20	50
Noumea	75	1933	1794	1604	1451	1050	699	627	554
Gomen	65	2063	1940	1763	1613	1159	732	629	518
Yate	57	5417	5055	4560	4162	3128	2220	2037	1850
Païta	56	2440	2247	1984	1775	1238	771	678	584
Kone	54	2075	1951	1775	1627	1191	787	692	591
Canal	41	4062	3745	3305	2947	1981	1118	936	747

*L'irrégularité mensuelle* : quelques chiffres suffisent à illustrer l'ampleur de l'irrégularité mensuelle des pluies. Ainsi, les précipitations du mois de février à Nouméa qui, en valeur moyenne sur 75 ans, sont de 117 mm, ont varié au cours de cette période d'observations de 586 mm à 14,5 mm. Au mois de juillet, à Yaté, sur 60 ans, on a observé des valeurs allant de 659 mm à 5 mm, la moyenne étant de 202 mm. Ce phénomène prend encore plus d'importance lorsqu'il s'agit des mois "secs".

Les pluies du mois de novembre à Nouméa, varient entre 0,0 mm et 392 mm. Il en est de même à Yaté pour le même mois de novembre. Les valeurs extrêmes ont été 1338 mm et 1,5 mm, la moyenne est de 175 mm. La prise en considération de ces valeurs extrêmes ne suffit pas à caractériser l'irrégularité mensuelle des pluies. Les coefficients de variation mensuels fournissent une information supplémentaire, dans la mesure où ils montrent l'importance de la dispersion des valeurs autour de la moyenne, ainsi que la représentativité de celle-ci. Ces coefficients sont en général très élevés, toujours supérieurs à 0,50 et plus importants pour les mois de saison sèche pour lesquels ils peuvent dépasser 1,0, que pour les mois pluvieux, ce qui n'a rien de surprenant.



b - Les données du site de Nouméa, situation de la période d'étude

La comparaison entre les valeurs moyennes établies sur 75 ans et celles observées au cours de la période qui couvre notre étude, permet de situer ces dernières et apporte un renseignement qualitatif sur les niveaux d'évaporation mesurée pendant cette période. La pluviométrie moyenne annuelle sur 75 ans à Nouméa est de 1050 mm qui se répartissent mensuellement de la façon suivante (moyennes, écarts-types et coefficients de variation) :

TABLEAU I - 5

Moyennes mensuelles, écarts-types et coefficients de variation  
de la pluviométrie observée à Nouméa sur 75 ans

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
103,1	117,0	146,1	110,8	92,2	107,8	83,3	67,8	46,2	46,9	49,9	72,6	1050,6
73,6	94,5	102,5	83,2	59,0	78,6	53,3	43,4	37,5	41,6	60,8	65,5	301,2
71,4	80,8	70,2	75,2	64,0	72,9	60,4	60,4	81,4	88,8	122,2	90,2	28,7

Comme le mettent en évidence écarts-types et coefficients de variation, la moyenne d'un mois donné, fut-elle établie sur 75 ans, a finalement peu de signification. Pour la période qui nous intéresse, en particulier 1978 - 1980 pour laquelle de nombreuses corrélations entre l'évaporation mesurée et d'autres éléments du climat ont pu être établies, les moyennes, toujours à ce même poste, sont les suivantes :

TABLEAU I - 6

Pluviométrie moyenne mensuelle a Nouméa (1978 - 1980) en mm

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
111,4	96,5	75,8	144,3	80,6	90,4	106,3	49,8	24,1	48,3	39,7	68,4	935,6

La moyenne annuelle est de 935,6 mm, on avait relevé 936,6 mm en 1978, 970,8 mm en 1979, 895,7 mm en 1980. Il semble donc que la période considérée soit légèrement déficitaire d'un peu plus d'une centaine de millimètres.

*Quelques données statistiques* : l'ajustement d'une loi de GALTON (Log-Normale) à l'échantillon de 75 valeurs annuelles de pluviométrie fournit les résultats suivants :

TABLEAU I - 7

Ajustement selon une loi log-Normale de la distribution des pluies annuelles à Nouméa

Période de retour	P. annuelle (mm)
Centenaire (humide)	1933
Cinquantenaire (")	1794
1 /20 ans (")	1604
Décennale (")	1451
1 / 5 ans (")	1284
1 / 2 ans (")	1013
1 / 5 ans (sèche)	795
Décennale (")	699
1 /20 ans (")	627
Cinquantenaire (")	555
Centenaire (")	510

L'ajustement d'une loi de GALTON tronquée à la distribution des précipitations journalières observées à Nouméa sur la période 1931 - 1980 (49 ans) a fourni les résultats suivants :

TABLEAU I - 8

Ajustement d'une loi de GALTON tronquée à la distribution des pluies journalières à Nouméa

Période de retour	P. en 24 h (mm)
1 fois en 1 an	81,2
2 ans	105,3
5 ans	143,2
10 ans	176,4
20 ans	215,5
50 ans	274,5
100 ans	327,5

*Signification des précipitations mesurées à une certaine hauteur au-dessus du sol :*

Le site était équipé de deux pluviomètres au sol placés en pelouse, la collerette des cônes de réception étant située au ras de la végétation. Ces deux appareils destinés à appréhender les quantités de pluie atteignant l'évapotranspiromètre, nous ont permis d'effectuer une comparaison entre les quantités de pluie recueillies à 1,50 m et celles mesurées au sol.

Bien qu'en marge de l'étude sur l'évaporation, il nous est apparu intéressant de livrer ici les principaux résultats. La comparaison a porté sur les 3 années 1979 à 1981, les résultats sont regroupés dans le tableau qui suit :

TABLEAU I - 9

Comparaison entre la pluie mesurée au sol et celle mesurée à 1,50 m

Année	P sol annuelle	P 150 annuelle	R.A	P SOL vent.E	P 150 vent.E	R.V
1979	1067,8	978,7	1,091	390,0	354,3	1,100
1980	940,8	870,3	1,081	570,0	538,6	1,058
1981	1132,4	1074,3	1,054	577,8	544,4	1,061

Pour les pluies annuelles, il s'agit bien entendu de l'ensemble des précipitations mesurées au sol (P. Sol annuelle) ou à 1,50 m (P.150 annuelle).

Le rapport R.A des pluies au sol annuelles aux pluies mesurées à 1,50 est compris entre 1,091 et 1,054. On a par ailleurs comparé ces mêmes rapports, uniquement pour les précipitations supérieures à 10,0 mm et par vent de secteur est : R.V..

A l'exception de l'année 1980, ces rapports sont sensiblement les mêmes que les précédents, légèrement supérieurs toutefois. Le rapport R.V. obtenu pour 1980 est dû à l'influence de l'épisode pluvieux le plus important de l'année, 120 mm, qui à l'exception de tous les autres a fourni des valeurs plus fortes à 1,50 m qu'au sol. Il y a donc incontestablement une diminution de la pluviométrie mesurée à 1,50 m par rapport à celle mesurée au sol. Il semble que cette perte s'accroisse pour les précipitations accompagnées de vent de secteur est.

Notons que la direction du vent n'est pas l'élément déterminant, mais il se trouve que ces vents de secteur est sont les plus fréquents et les plus forts. Les vents de secteur ouest beaucoup moins fréquents (10 % en moyenne), ont à l'exception de forts "coups d'ouest", des vitesses relativement faibles lorsqu'ils s'accompagnent de précipitations. Les quelques exemples fournis ci-dessous, concernant des épisodes pluvieux particuliers, illustrent mieux ce que nous venons de voir au niveau de moyennes. Dans certains cas, la différence atteint près de 20 %

TABLEAU I - 10

Rapports pluie au sol/ pluie à 1,50 m en fonction du vent

DATE	P.SOL	P.150	V	D	P.sol/P.1.50
22.01.79	27,3	25,0	5,5	90	1,09
06.02.79	17,4	17,1	1,4	90	1,02
15.04.79	19,1	16,3	7,4	120	1,17
16.04.79	55,8	46,7	10,3	120	1,19
31.05.79	13,8	13,8	2,1	270	1,00
10.06.79	49,9	49,0	2,2	270	1,02

Pour clore cette parenthèse sur la pluviométrie observée sur le site nous avons regroupé dans le tableau qui suit, pour chaque mois, et pour différentes classes d'amplitude 10 mm, les précipitations mesurées en 24 heures.

TABLEAU I - 11

Fréquences observées sur 4 ans (en %) du nombre de jours où les précipitations en 24 heures ont été comprises entre les bornes indiquées

mois/ classe	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
0 - 10	81,7	73,0	83,6	79,6	85,1	87,5	85,5	98,0	90,3	91,2	84,9	82,1	85,0
10,1 - 20	5,63	8,11	6,56	8,16	8,96	4,69	6,45		9,68	5,88	9,00	10,2	6,70
20,1 - 30	7,04	10,8	4,91	2,04	2,99	4,69	1,61				3,03		3,35
30,1 - 40	2,82	2,70		2,04	1,49	1,56	3,23			2,94	3,03	2,56	1,84
40,1 - 50			1,63	4,08	1,49	1,56	3,23						1,17
> 50,1	2,82	5,40	3,28	4,08				2,04				5,13	1,84
NJM/ NJA %	11,9	6,20	10,2	8,20	11,2	10,7	10,4	8,21	5,19	5,70	5,53	6,53	40,9

La dernière valeur du tableau représente le pourcentage moyen de jours de pluie dans l'année (en moyenne donc ce nombre de jours est de 149).

Un certain nombre de remarques peuvent être faites :

- Très nette prépondérance des pluies inférieures à 10 mm, elles représentent 85 % du nombre de jours de pluie en moyenne et plus de 90 % en août, septembre et octobre. Ces trois mêmes mois voient disparaître dans de fortes proportions les pluies moyennes dans la tranche 20-50 mm

- A l'exception d'une pluie supérieure à 50 mm observée au mois d'août, on constate que de mai à novembre, en 4 ans, il n'a pas été recueilli de précipitations supérieures au seuil cité.

- On remarquera l'originalité du mois de février au milieu de la période pluvieuse, originalité caractérisée par la plus faible proportion de précipitations comprises entre 0 et 10 mm (73 %) compensée par la tranche pluviométrique 10 - 30 mm et > 50 mm.

- Le mois de février ressort également pour le rapport du nombre de jours de pluie du mois au nombre total de jours de pluie :  $(NJM : NJA) \cdot 100 = 6,20$  ; valeur proche de celles observées entre septembre et décembre.

#### c - Répartition dans l'espace

La carte des isohyètes moyennes annuelles extraite de l'Atlas de Nouvelle-Calédonie (figure I - 10) (Brunel, 1981) met en évidence une dissymétrie dans la répartition spatiale des précipitations. Ceci est dû pour une grande part à l'orientation générale de l'île.

Les vents dominants soufflent d'un secteur compris entre l'Est-Nord-Est et le Sud-Est. La côte est "au vent" enregistre des hauteurs pluviométriques annuelles qui, grossièrement sont le double de celles de la côte ouest "sous le vent". Le relief de l'île joue également un rôle important. L'axe de la chaîne centrale est parallèle aux côtes et déporté vers la moitié est de l'île, surtout au Nord, ne laissant subsister qu'une étroite bande littorale qui subit directement les précipitations orographiques. Un exemple typique est celui des sites de Galarino et Ouaco situés de part et d'autre de la chaîne montagneuse, à 45 km l'un de l'autre à vol d'oiseau.

A Galarino les précipitations moyennes annuelles dépassent 4 000 mm ; elles sont de l'ordre de 800 mm à Ouaco. Les grands massifs montagneux du Panié au Nord et de Humboldt au Sud sont naturellement les régions les plus arrosées (près de 3 000 mm). Le maximum pluviométrique, situé entre les cap de Touho et de Poindimié, peut être attribué à la morphologie particulière de la côte qui détermine à cet endroit un entonnoir où s'engouffrent les nuages. Ils sont arrêtés à l'Ouest par le massif élevé du Tchingou

A l'extrême Sud, la région de la Plaine des Lacs est aussi une des plus pluvieuses. C'est un vaste plateau largement ouvert aux alizés et bordé par des falaises escarpées.

A l'opposé, les plaines basses littorales de Ouaco et Bouloupari, abritées par les massifs montagneux du Panié et du Humboldt, sont les régions les plus sèches de l'île (moins de 1000 mm). De ces plaines émergent par endroits des reliefs importants, tels le Boulinda, le Koniambo, l'Ouazangou Taom, le Kaala ou le dôme de Tiébaghi qui forment des îlots de pluviosité plus importante.

La figure 1 - 10, carte d'isohyètes de la Nouvelle-Calédonie (JP Brunel, *In.*: Atlas de la Nouvelle-Calédonie) se trouve en fin d'ouvrage.

Observée plus en détail, la répartition mensuelle des pluies prend un aspect régional particulier. On observe sur la côte Ouest une augmentation relative progressive des précipitations du premier trimestre au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord. En moyenne, de Nouméa à Port-Laguerre, le total précipité entre janvier et mars représente 36 à 39 % du total de l'année, il passe de 41 à 44 % jusqu'à Bourail et à partir de là il atteint 45 à 51 %. Parallèlement, le maximum pluviométrique observé en juin tend à diminuer. De 10 à 13 % de la pluviométrie annuelle dans le Sud, il n'en représente plus que 6 à 8 % dans le Nord. Enfin, la reprise des pluies s'effectue plus tôt dans le Nord : 10 % du total annuel en décembre à Poum, 5 % à Nouméa. Cette évolution est beaucoup moins sensible sur la côte Est et la proportion des pluies de décembre dans le total annuel reste sensiblement la même du Sud au Nord.

Enfin, on y observe souvent une légère baisse de la pluviométrie en février par rapport à janvier et mars.

La connaissance du régime général des pressions et des vents dans cette région Sud-Ouest du Pacifique permet d'apporter des éléments d'information sur les causes de ces variations. La Zone Intertropicale de Convergence (Z.C.I.T.) atteint sa position la plus basse vers le 15ème degré Sud en février-mars. C'est à ce niveau que prennent naissance les dépressions tropicales évoluant parfois en cyclones qui affectent la Nouvelle-Calédonie plus fréquemment de décembre à avril. Ces perturbations sont responsables de l'abondance pluviométrique des premiers mois de l'année. La moitié Nord du pays subit plus souvent et plus tôt l'influence de ces perturbations. La période pluvieuse débute dès novembre ou décembre dans l'extrême Nord du territoire. L'étroite bande côtière de l'Est est moins sensible à ce décalage.

A partir du mois de mai ou juin, la Z.C.I.T., franchit à nouveau l'Equateur vers le Nord, tandis que se développe la ceinture anti-cyclonique sub-tropicale. D'abord constituée par un chapelet d'anticyclones successifs qui se déplacent d'Ouest en Est, elle permet le passage fréquent de perturbations d'origine polaire qui intéressent souvent par leur bordure Nord, le Sud de la Grande Terre, y provoquant des "coups d'ouest" parfois violents et très pluvieux. En juillet-août cette ceinture de hautes pressions atteint son développement maximal et les perturbations polaires deviennent de moins en moins fréquentes.

Dans la région de Nouméa, la période la plus sèche s'étend de septembre à décembre avec un léger minimum en septembre-octobre. A partir de Tontouta, ces deux mois se distinguent bien des mois de novembre et décembre, distinction qui s'accroît encore vers le Nord.

Sur la côte Est, les mois les moins arrosés sont plutôt août, septembre et décembre. Le minimum relatif de mai est généralisé à l'ensemble de l'île. Avril-mai est en effet une période de transition.

Les perturbations polaires n'atteignent pas encore la région. Dans les vallées, ces variations sont également moins marquées parce que souvent masquées par des influences orographiques. Si certains traits de la répartition saisonnière régionale décrite apparaissent encore, la répartition des pluies en saison sèche est beaucoup plus hétérogène. A cette époque de l'année, il arrive en effet souvent que l'instabilité convective de l'air tropical déclenche des précipitations sur la chaîne centrale et dans les vallées, la bande côtière restant épargnée. Les figures I - 11 et I - 12 illustrent les variations de la pluviométrie moyenne mensuelle le long des côtes Est et Ouest de la Nouvelle-Calédonie.

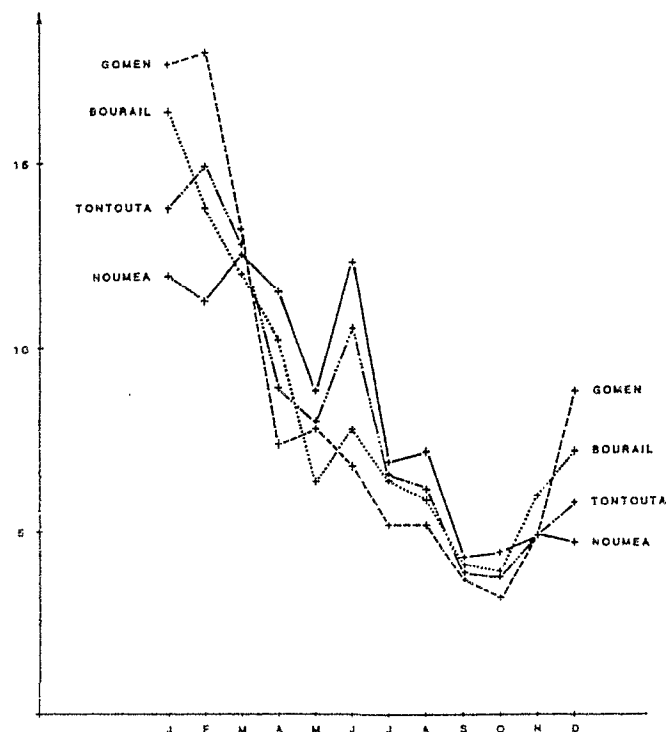


FIGURE I - 11

Variations de la pluviométrie moyenne le long de la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie



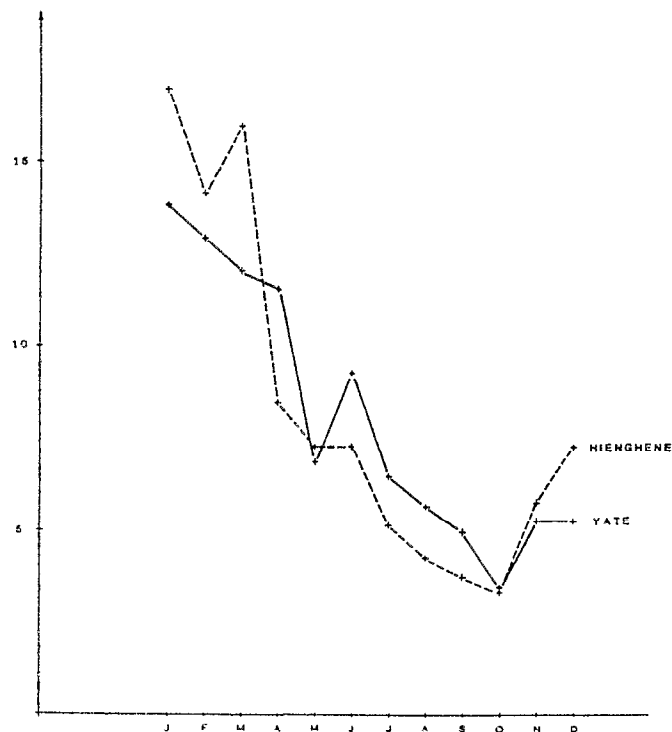


FIGURE I - 12

Variations de la pluviométrie moyenne le long de la côte Est de la Nouvelle-Calédonie

Le régime pluviométrique des îles Loyauté ne se distingue pas particulièrement de celui de la Grande Terre. La pluviométrie moyenne y est intermédiaire entre celle de la côte ouest et celle de la côte est, du moins pour Lifou et Maré (1650 mm). Ouvéa est en effet un peu plus sèche (1260 mm).

La forme des îles conditionne en partie la répartition spatiale des pluies avec un maximum au centre de Maré et un maximum au centre de chaque moitié de l'île de Lifou. L'irrégularité annuelle et mensuelle y est aussi élevée que sur la Grande Terre et la répartition mensuelle des pluies reste sensiblement la même.

#### d- Comparaison régionale

Il est intéressant d'établir une comparaison avec la bordure est du continent australien distant à peine d'un peu plus de 1500 km, pour des latitudes correspondant à celles de la Nouvelle-Calédonie, c'est-à-dire grossièrement entre le 19ème et le 23ème S.

Le poste climatologique de Heron Island, par exemple, situé par 23° 26' S montre un total pluviométrique annuel (1069 mm) tout à fait comparable à ceux observés sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie. Il en est de même de la répartition moyenne mensuelle comme le fait apparaître le graphique de la figure I - 13.

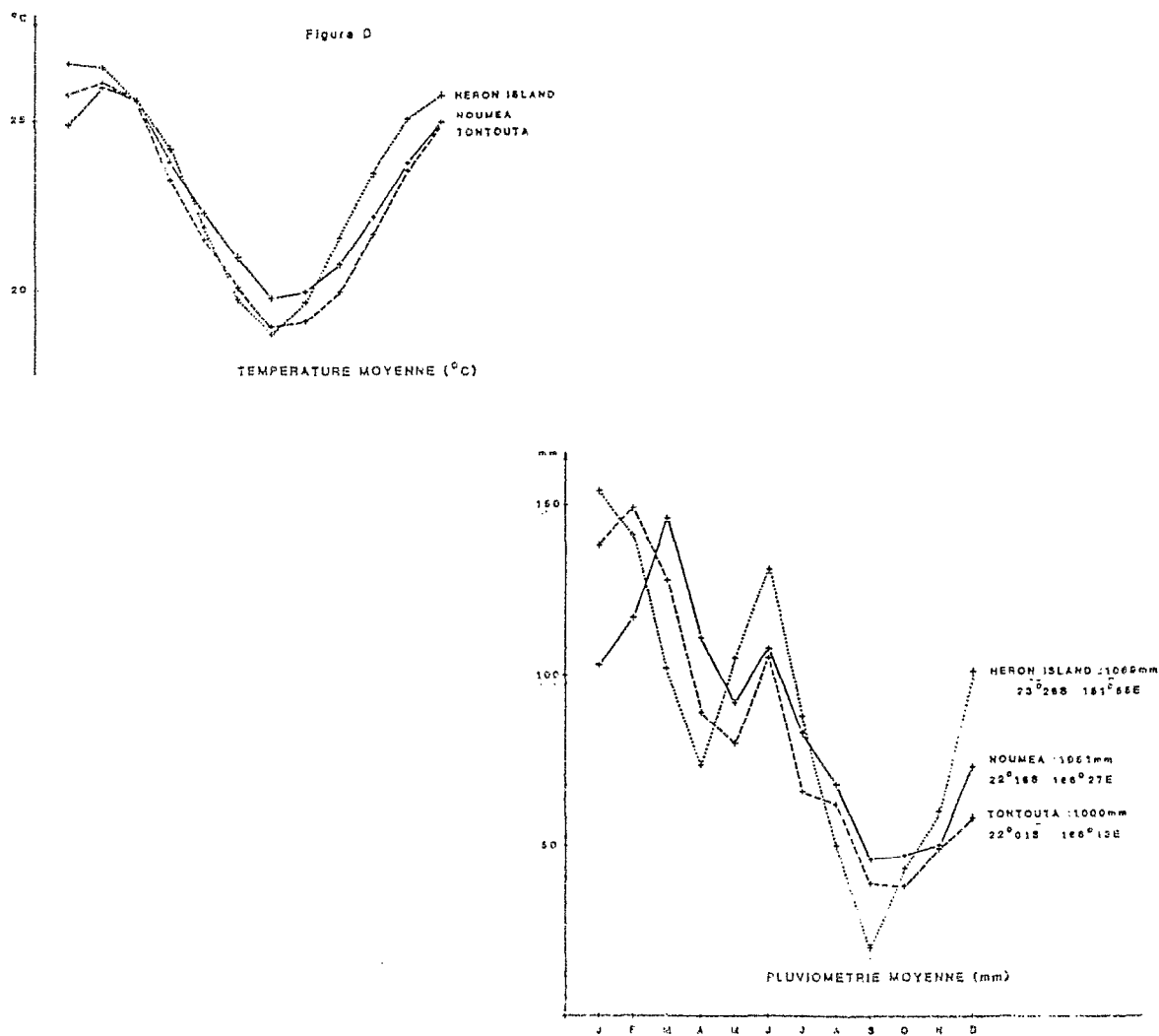


FIGURE I - 13

Comparaison des répartitions pluviométriques et du régime des températures entre la côte est australienne et la côte ouest de Nouvelle-Calédonie

Une étude de la répartition saisonnière des précipitations dans le Sud Ouest du Pacifique (Fitzpatrick et al, 1966), basée sur l'analyse harmonique des formes de répartitions des pluies moyennes mensuelles sur toute la région comprise entre la côte Est australienne et les îles Fidji, a montré la similitude des régimes entre la côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie et de nombreuses stations australiennes.

## 1 - 2 - 2 - 3 La température

Les données disponibles se rapportent à des postes situés en général sur le littoral. Deux postes seulement sont situés en altitude, respectivement à 425 m (Col d'Amieu) et 595 m (Tiébaghi). La température annuelle moyenne est comprise entre 22 et 24 degrés pour l'ensemble des postes. L'effet de latitude est relativement faible, l'écart n'est que de 2 degrés entre les températures du Sud et celles du Nord de la côte ouest, il n'est plus que de 1 degré sur la côte est. Au cours de l'année, la moyenne de température passe par un maximum en février, le minimum se trouvant soit en juillet soit en août.

Le maximum de février varie entre 25,4° C à Port Laguerre ou Yaté et 26,8° C à Poum. Le minimum varie de 18,1° C à Port Laguerre en juillet, à 21,4° C à Poum en juillet et août. L'amplitude annuelle est dans l'ensemble peu différente d'un point à un autre. De 5,4° C à Poum elle peut toutefois atteindre 8° C à La Foa. A l'est, où les températures sont plus homogènes, elle avoisine 6° C pour tous les postes. Les mesures effectuées en deux points dont l'altitude est comprise entre 400 à 600 mètres, révèlent que le gradient thermique est d'environ 0,5° C par 100 mètres en saison fraîche et de 0,8° C par 100 mètres pour le mois le plus chaud.

### a - Les températures extrêmes

*Les maximums* : la moyenne mensuelle des maximums varie assez peu entre postes voisins. Entre Nouméa (25,8° C) et Koné (29°C) l'écart dépasse à peine 3 degrés. Entre les maximums de février et les maximums de juillet, la différence est de l'ordre de 6 à 7 degrés sur la côte ouest et de 5 degrés sur la côte est. Au cours de l'année, le nombre de jours où la température maximale excède 30 degrés est relativement peu important sur le Sud de la Grande Terre, l'île des Pins et Maré (5 % ou moins). Cette fréquence augmente rapidement vers le Nord de la côte ouest pour atteindre près de 40 % vers Poya et Koné. Le pourcentage est plus faible pour la côte est : 15 % à Thio, 31 % à Canala et Hienghène, 7 ° à Ponérihouen et Poindimié qui bénéficient d'un régime particulier.

A Lifou et Ouvéa, il n'y a que 66 jours par an en moyenne où la température dépasse 30 degrés. Signalons cependant que, certaines années, au cours de la période chaude, de novembre à mars, les maximums peuvent se maintenir au-dessus de 30 degrés pendant plusieurs mois, surtout sur le Nord de la côte ouest.

*Les minimums* : la moyenne mensuelle des minimums varie entre 16,3° C et 20,30° C. Les valeurs les plus faibles sont observées à La Foa, Port Laguerre et Canala, la plus forte est celle de Nouméa. En règle générale, juillet est le mois le plus frais. L'écart entre la température minimale moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid varie de 8,9° C à La Foa à 5,8° C à Poum, Poindimié. La fréquence des jours où la température minimale est inférieure à 20° C est en moyenne de 59 % pour l'année, mais atteint 95 % pendant la saison fraîche, de mai à octobre.

La presqu'île de Nouméa jouit d'une situation particulière. La température y subit fortement l'influence de celle des eaux du lagon qui l'entoure. Ainsi, si la moyenne des maximums est la plus basse de la Grande Terre, celle des minimums y est la plus élevée et l'on n'y a jamais observé de température inférieure à 13,2° C.

Une comparaison peut également être effectuée entre la côte ouest de Nouvelle-Calédonie et de nombreuses stations de la côte est du Queensland. Le régime des températures du poste climatologique déjà choisi pour la similitude des régimes pluviométriques (Heron Island) est tout à fait comparable à celui de la Tontoua ou Nouméa (figure I- 13).

#### b - Quelques précisions sur le site étudié

Les températures moyennes mensuelles de l'air observées à la station varient de 19,1° C (mois d'août 1979), 27,5° C (mois de février 1980). Les moyennes mensuelles de la période d'observations (1978 - 1981) fluctuent entre 19,6° C pour le mois d'août (le plus frais) et 26,3° C pour le mois de février (le plus chaud). Pour un même mois, l'écart maximal moyen atteint 2,4° C en février et 0,5° C en juillet.

Les moyennes annuelles sont constantes et comprises entre 22,7° C et 23,1° C (la moyenne inter-annuelle établie pour Nouméa sur 20 ans est de 23,0° C).

La moyenne mensuelle des températures maximales varie de 31,8° C (février 1980), 22,2° C (juillet 1979). Pour un même mois, l'écart maximal fluctue entre 3,9° C et 0,7° C).

La moyenne mensuelle des températures minimales varie de 15,9° C (août 1979), 24,4° C (février 1980). Pour un même mois, l'écart maximal moyen atteint 1,9° C en février et 0,3° C en juillet. Les variations sont beaucoup moins importantes que pour les maximums.

L'amplitude moyenne mensuelle est comprise entre 4,8° C et 7,4° C. La tendance moyenne sur 4 ans montre que ces amplitudes sont inférieures ou égales à 6 degrés pour les mois de mars à août, et comprises entre 6 et 7 degrés entre septembre et février.

Le climogramme de la moyenne des températures maximales et minimales, (figure I - 14), presque rectiligne, traduit simplement la prépondérance du cycle apparent du soleil sur l'évolution des températures.

On note cependant un certain déphasage : février et août occupant les deux "pointes".

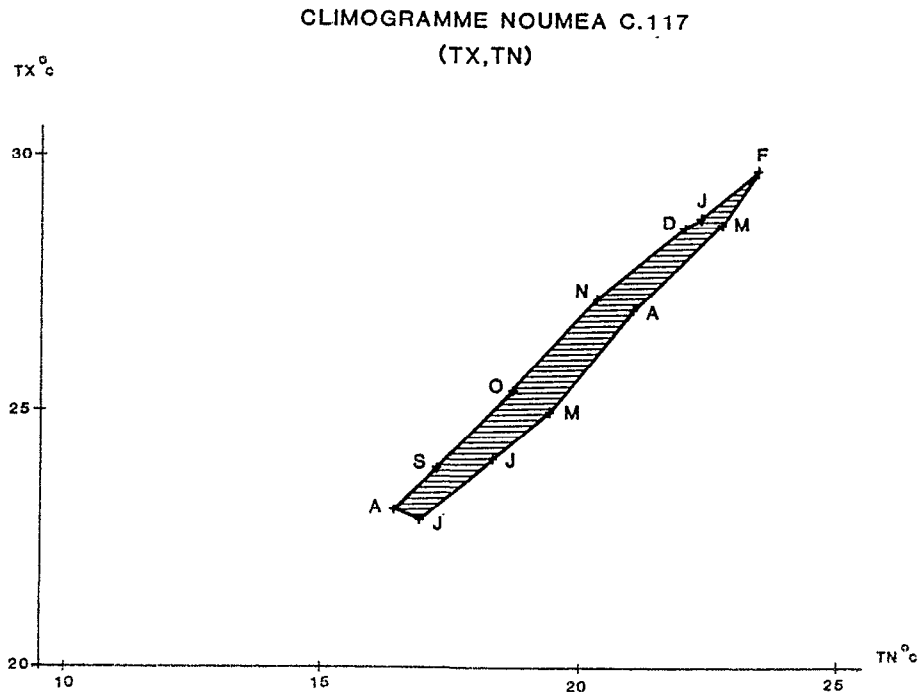


FIGURE I - 14  
Climogramme pour Nouméa

Le tableau qui suit indique les fréquences (f) du nombre de jours, où la température minimale (Tn) et la température maximale (Tx) ont été respectivement inférieure et supérieure à un seuil donné (t).

TABLEAU I - 12

	FREQUENCE DU NOMBRE DE JOURS OU Tn < t						FREQUENCE DU NOMBRE DE JOURS OU Tx > t					
	15	16	17	18	19	20	25	26	27	28	29	30
t°C	15	16	17	18	19	20	25	26	27	28	29	30
f%	2,5	8,2	17,3	30,8	41,1	52,4	62,5	51,5	39,2	28,1	18,8	11,4

Le tableau suivant présente les moyennes mensuelles de la température de l'air.

TABLEAU I - 13

Moyennes mensuelles de la température mesurée sur le site de Nouméa

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
25,7	26,3	25,4	23,8	22,3	21,0	19,8	19,9	20,6	22,1	23,7	25,0

#### 1 - 2 - 2 - 4 Le vent

En dehors du passage de perturbations d'origine tropicale ou polaire, le régime habituel dans le Territoire est celui des vents qui soufflent d'un secteur compris entre l'Est-Nord-Est et le Sud-Est. Sur la Grande Terre, ce courant est modifié par la configuration de l'île, son relief, l'orientation des vallées et l'exposition des sites. Ainsi, à Koumac, les vents d'Est et d'Est-Sud-Est sont peu fréquents, les Monts Ignambi, Colnett, Panié et les Roches d'Ouaième relativement proches forment écran. La vallée de la Tontouta canalise le flux de Nord-Est.

##### a - Les vents d'Est

L'état des connaissances sur les mécanismes de la climatologie dynamique du Pacifique Sud occidental et sur l'influence des facteurs locaux ne permet pas de distinguer nettement l'alizé proprement dit de l'ensemble des vents de secteur est qui affectent l'île. Soufflant entre l'Est-Nord-Est et le Sud-Est, ces vents sont généralement modérés à assez forts. Ils prédominent très largement tout au long de l'année (près de 60 % des cas à Nouméa, soit 218 jours par an).

La variation annuelle de leur fréquence et de leur direction est liée aux fluctuations du champ de pression. La fréquence des vents d'Est est plus élevée en été qu'en saison fraîche. L'écart varie suivant les stations en fonction des conditions locales d'orientation, de relief, d'abri, d'exposition aux brises.

A Nouméa, les vents d'Est sont plus fréquents en été que dans les autres stations où existent des mesures. L'écart avec la saison fraîche atteint 20 à 30 %. Il tombe ailleurs à 10 - 15%. Entre juillet et septembre, une composante sud relativement importante se manifeste jusqu'en fin d'année. A Koumac, cette composante sud devient prédominante une grande partie de l'année et les vents de Sud-Sud-Est à Sud-Sud-Ouest deviennent la règle d'août à janvier (près de 30 % des cas).

Le flux d'Est est dévié au cours de la journée et de la nuit, sous l'effet des brises de mer et de terre. A Nouméa, cet effet est très sensible. Le balancement des vents autour de la direction dominante, l'Est, est bien marqué : dans la journée, déviation vers le Sud ; la nuit, déviation vers le Nord. La vitesse des vents passe par un maximum en saison chaude et un minimum en saison fraîche. Elle est en moyenne comprise entre 4 et 8 mètres par seconde en saison chaude et 2 à 6 mètres par seconde en saison fraîche. Le fléchissement de la vitesse moyenne est surtout bien marqué pour les vents égaux et supérieurs à  $8 \text{ m.s}^{-1}$ , dont la fréquence diminue nettement de mai à septembre. Elle subit également une variation journalière. Faible en début de matinée, elle se renforce au cours de la journée pour atteindre sa valeur maximale entre 14 et 17 heures. Elle décroît ensuite progressivement.

#### b - Les brises

Le régime des brises s'établit lorsque le Territoire se trouve situé soit dans un champ de pression à très faible gradient (marais barométrique), soit dans un col isobarique. Sur la Grande Terre, l'orientation de l'île détermine celle des brises de mer et de terre. Sur la côte ouest, la brise de mer souffle du Sud-Ouest, la brise de terre du Nord-Est. Sur la côte est, on observe l'inverse. On ne distingue pas de nette variation annuelle du régime des brises. Dans la journée, la convergence des brises favorise le développement des formations nuageuses sur la chaîne centrale.



### c - Les vents d'Ouest et des autres secteurs

Dûs pour la plupart au passage de perturbations dans le Sud du Territoire, les vents d'Ouest ont une fréquence plus élevée (10 à 12 %) à Nouméa et à La Tontoua (6 à 8 %) qu'à Koumac, Poindimié et Ouanaham (4 à 7 %).

Les "coups d'Ouest" sont des vents forts à très forts de secteur compris entre le Nord-Ouest et le Sud-Ouest associés au passage, au Sud de l'île, de perturbations d'origine polaire. En dehors de la saison fraîche, le passage de ces perturbations ne se traduit en général que par une rotation temporaire du vent au secteur ouest sans renforcement notable de sa vitesse. Par contre, de mai à septembre, les systèmes dépressionnaires circulant sur la Mer de Tasman suivent une trajectoire plus septentrionale et sont, par conséquent, plus proches de la Nouvelle-Calédonie que le reste de l'année.

Selon l'intensité et la position du système dépressionnaire, la vitesse du vent peut alors atteindre ou dépasser 40 à 50 noeuds dans les pointes. On notera toutefois, qu'entre mai et juillet, des perturbations tropicales prennent naissance au Nord de la région.

La Nouvelle-Calédonie et ses dépendances restent donc aussi à cette époque sous la menace de vents violents de divers secteurs liés à ces phénomènes. La fréquence des vents de Nord et Nord-Est est encore plus faible que celle des vents d'Ouest, sauf à Koumac où elle excède 25 % et passe par un maximum de plus de 35 %, pour les trois premiers mois de l'année. Pour ce poste, c'est la seconde direction des vents dominants.

### d - Les vents cycloniques

Les "vents cycloniques" sont engendrés par les perturbations d'origine tropicale. Ils sont enregistrés lors du passage sur le Territoire, ou à proximité, de dépressions tropicales et de cyclones. Ces vents sont par définition tournants et leur combinaison avec la trajectoire des dépressions auxquelles ils sont liés ne leur donne aucune direction privilégiée.

Celle-ci est fonction de la position des perturbations en déplacement par rapport au lieu d'enregistrement. Quelques vitesses calculées à partir des photographies prises par satellites ont été les suivantes : 126 km/h à Tontouta en février 1951, 104 km/h à Tontouta en février 1969 (cyclone Colleen), 148 km/h à la Baie Ugué en mars 1975 (cyclone Alison), 205 km/h selon une autre estimation.

e - Vitesses du vent observées sur le site de mesures au cours de la période d'étude

Le tableau ci-dessous fait apparaître les valeurs moyennes décadaires de la vitesse du vent sur le site de Nouméa ( u ) ainsi que leurs fréquences (f%).

TABLEAU I - 14

Moyennes décadaires et fréquences des vitesses du vent mesurées sur le site

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
u	5,5	5,2	5,2	4,7	4,5	3,5	3,8	4,1	4,7	5,1	5,5	5,4
	≤3	3<u≤4	4<u≤5	5<u≤6	6<u≤7	7<u≤8	8<u≤9					
f%	5,6	23,6	31,3	25,7	9,7	3,5	0,7					

Plus de 80 % des valeurs de vitesses de vent sont comprises entre 3 et 6 m.s<sup>-1</sup>.

**1 - 2 - 2 - 5 La durée d'insolation et le rayonnement solaire**

a- La durée d'insolation

La durée d'insolation est de 2 564 heures à Nouméa, 2 632 heures à Koumac et 2 407 heures à Ouanaham et 2 518 heures à Nessadiou. Ces valeurs représentent de 54 à 59 % de la durée maximale possible. Au cours de l'année, l'ensoleillement passe par un maximum entre octobre et décembre. Le minimum se produit en juin. Cette variation est liée au cycle saisonnier de la durée du jour mais aussi à la nébulosité diurne. Pendant les mois d'octobre, novembre et décembre l'ensoleillement à Nouméa représente en moyenne 63 à 67 % de la durée du jour, ce pourcentage tombe à 51 % en mars et en mai et à 48 % en juin.

Les trois derniers mois de l'année totalisent chacun plus de 250 heures d'ensoleillement alors que le soleil ne paraît en moyenne que pendant 159 heures en juin (mois de 30 jours). Pour une année donnée, l'écart à la moyenne peut atteindre 10 %, mais mensuellement il peut dépasser 30 %. D'une manière générale, les jours d'insolation nulle sont peu nombreux dans l'année : 6 % à Koumac et Nouméa, mais ils sont plus fréquents en mai et juin (10 à 13 %) qu'en octobre et novembre (3 à 5 %). Les jours d'insolation continue avec un ciel sans nuages sont également peu nombreux 6 % à Nouméa avec des fréquences plus élevée de septembre à décembre (10 à 18 % en octobre).

Ce pourcentage passe à 9 % à Koumac où la répartition mensuelle est plus constante : 8 à 14 % d'avril à novembre avec un maximum en août (11 %) et octobre (14 %). En moyenne à Nouméa comme à Koumac, l'insolation est supérieure à la demi-journée 255 jours par an.

TABLEAU I - 15  
Valeurs d'insolation mesurée sur le site de Nouméa

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
MOY	7,3	7,5	6,3	6,5	5,6	5,4	5,7	6,2	7,6	7,3	8,1	7,8
ABS	3,9	2,9	1,7	2,9	1,0	1,9	1,8	2,7	1,7	3,1	3,7	3,5
SIG	1,53	1,12	0,67	1,25	0,36	0,81	0,70	1,49	0,76	1,28	1,58	1,46
CV.%	0,21	0,15	0,11	0,19	0,06	0,15	0,13	0,24	0,10	0,18	0,20	0,19

b - Le rayonnement solaire

Le tableau A - I présenté en annexe donne les valeurs moyennes mensuelles de différents rayonnements dont la figure I - 15 fournit une représentation graphique.

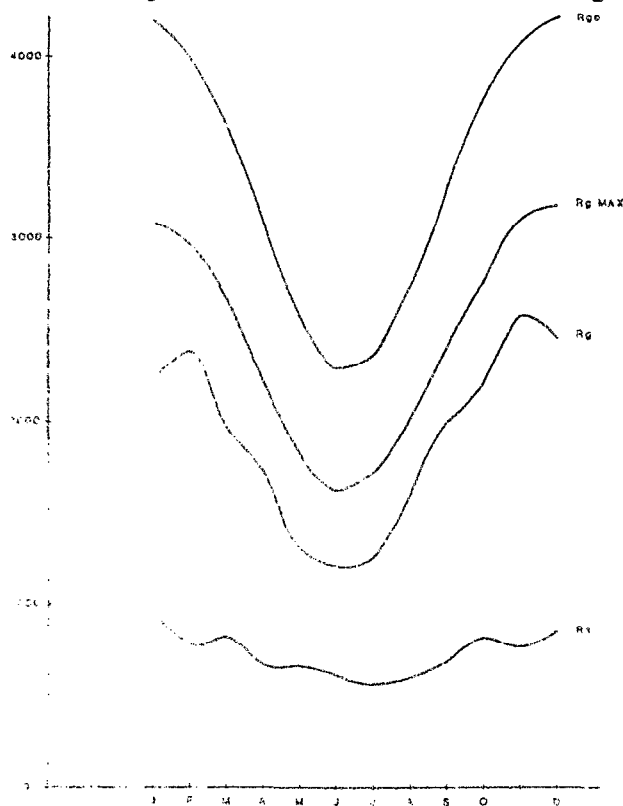


FIGURE I - 15

Valeurs moyennes mensuelles de divers rayonnements mesurés à Nouméa

*Le rayonnement global maximal* à l'entrée de l'atmosphère,  $R_{go}$ . Il s'agit ici du seul rayonnement solaire direct reçu sur une surface horizontale, c'est-à-dire la composante verticale du rayonnement direct,  $I \sin h$ .

Cette donnée peut être aisément calculée pour chaque jour de l'année à partir des valeurs de la constante solaire, de la latitude du point de mesure ( $\lambda$ ), de la déclinaison du soleil ( $\delta$ ) et de la distance terre-soleil.

*Le rayonnement global maximal au sol* : le rayonnement global maximum à l'entrée de l'atmosphère est atténué après la traversée de celle-ci, principalement par absorption et diffusion, si bien que même par journée parfaitement ensoleillée avec "ciel pur sans nuage", il ne parvient au sol qu'une fraction de ce rayonnement initial. C'est cette fraction mesurée à l'aide de pyranomètres, que nous appelons ici "rayonnement global maximal au sol".

Ce rayonnement peut s'exprimer en fonction de la hauteur du soleil  $h$ . Une paramétrisation simple peut être réalisée sous la forme suivante :

$$R_{gmax} = d_1 \sin h + d_2 \quad (\text{Kasten et Czeplack, 1980 ; Collier et Lockwood, 1974}).$$

Pour notre part, nous avons établi la relation suivante (Brunel, 1980), dont la courbe représentative est matérialisée sur la figure I - 16 :

$$R_{gmax} = 540 \sin h - 128 (\sin h)^{1/2} + 4 \text{ J.cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}.$$

Si AH désigne l'angle horaire,  $\varnothing$  la latitude et  $\delta$  la déclinaison du soleil,  $h$  peut être calculé par :  $\sin h = \sin \varnothing \sin \delta + \cos \varnothing \cos \delta \cos AH$

Relation  $R_g/R_{g0}$  en fonction de  $S/S_0$  pour Noumea

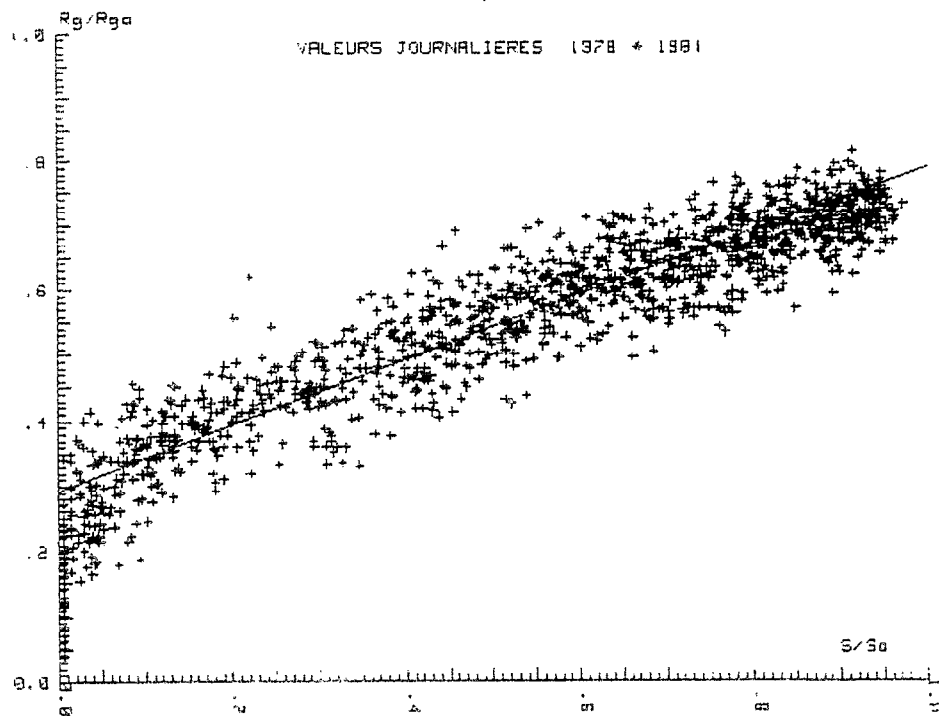


FIGURE I - 16

Courbe enveloppe du rayonnement global en fonction de la hauteur du soleil, Nouméa,  
Nouvelle-Calédonie

L'intégration de la courbe ci-dessus entre le lever et le coucher du soleil fournit la valeur journalière de  $R_{gmax}$

Le rayonnement global mesure au sol, en moyenne pour l'année est de  $1917 \text{ J.cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$  ou  $0,533 \text{ wh.cm}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ . Les valeurs les plus fortes sont observées en novembre, décembre, janvier et février avec un maximum en novembre, mois habituellement le plus ensoleillé et le plus sec. Les valeurs les plus faibles sont mesurées en mai, juin et juillet avec un minimum en juin. Dans bien des cas, on ne dispose pas de mesures du rayonnement global et il faut alors avoir recours à une estimation de ce paramètre.

La première méthode d'estimation fut proposée par Angström en 1924 (Angström 1924). Elle exprime le rayonnement global,  $R_g$ , en fonction du rayonnement global maximal mesuré par ciel clair,  $R_{gmax}$ , et de la durée relative d'insolation.  $S/S_{max}$  soit :

$$R_g = R_{gmax} (a + (1 - a) \cdot S/S_{max})$$

$a$  est une constante dont la valeur établie pour la première fois à Stockholm était 0,235. Pour des facilités d'étalonnage de la formule, Prescott (1940) préfère utiliser le rayonnement théorique du jour,  $S_o$ . La relation précédente devient donc :

$$R_g = R_{go} (a + b \cdot S/S_o)$$

Des jeux de coefficients  $a$  et  $b$  ont été déterminés expérimentalement en de nombreux endroits du globe à l'aide d'instruments souvent très divers, si bien que la meilleure solution reste encore de les déterminer localement lorsque cela est possible, d'autant plus qu'ils varient avec le lieu, la saison et l'état de l'atmosphère. Nous citerons simplement pour illustration quelques unes des valeurs trouvées dans la littérature :

$a = 0,18$	et $b = 0,62$	Turc (France)
$a = 0,22$	et $b = 0,58$	Météorologie Nationale (France)
$a = 0,33$	et $b = 0,43$	Fitzpatrick et Stern (1965) (Australie)

En gros  $a$  varie de 0,17 à 0,38 et  $b$  de 0,37 à 0,73 avec une moyenne de 0,25 et 0,50 respectivement, valeurs dont l'utilisation est recommandée par Stiger (1980) entre  $15^\circ \text{ S}$  et  $30^\circ \text{ N}$ .

### Remarque :

Parmi les innombrables relations établies un peu partout dans le monde, peu l'ont été dans l'hémisphère sud. La comparaison entre les valeurs des coefficients a et b obtenues en Australie comme en Nouvelle-Calédonie semble indiquer une augmentation relative de a et une diminution de b, autrement dit une plus grande contribution du rayonnement "extra terrestre", parallèlement à une minimisation de l'effet de la couverture nuageuse.

Ceci s'explique vraisemblablement par une plus grande pureté de l'atmosphère et une meilleure transmission du rayonnement liée soit à la situation géographique soit à la fréquence de certaines situations météorologiques (zone de subsidence), soit enfin à une "pollution atmosphérique faible", soit à toutes ou partie de ces causes possibles. Certains auteurs comme Glover et Mc Culloch (1958), Lof et Al (1966), Linacre (1967) ont tenté de relier a et b à la latitude ou au climat, ou aux deux à la fois, d'autres, comme Chang (1971) ont montré qu'en théorie ces deux constantes étaient liées au rayonnement diffus et à l'atténuation du rayonnement direct. A la place de la durée relative d'insolation on a également utilisé la fraction de ciel couvert ( $n$ ) et Kimball (1927) a proposé une relation analogue à celle d'Angström :

$$R_g = R_{gmax} (1 - an)$$

Pour Nouméa , avec une relation type Angström, nous avons obtenu  $a = 0,29$  et  $b = 0,49$ .

La figure I - 17 montre la répartition des valeurs expérimentales. Sur ce graphique, on peut constater que lorsque la durée d'insolation est faible, c'est-à-dire lorsque le rapport  $S/S_0$  tend vers zéro, le rapport  $R_g/R_{g0}$  ne tend plus vers une valeur constante a. Rayonnement global et durée d'insolation sont en réalité obtenus à partir de capteurs de sensibilité très différente. Le brûlage ou la décoloration d'un héliogramme ne se produit qu'à partir d'un seuil de rayonnement, lorsqu'il n'est pas atteint, la durée d'insolation est considérée comme nulle, or, le rayonnement global n'est jamais nul le jour, même par ciel totalement couvert. Pour des journées où la durée d'insolation était considérée comme nulle, nous avons mesuré des valeurs de rayonnement allant de 100 à 1 000  $J\ cm^{-2}\ .j^{-1}$ .

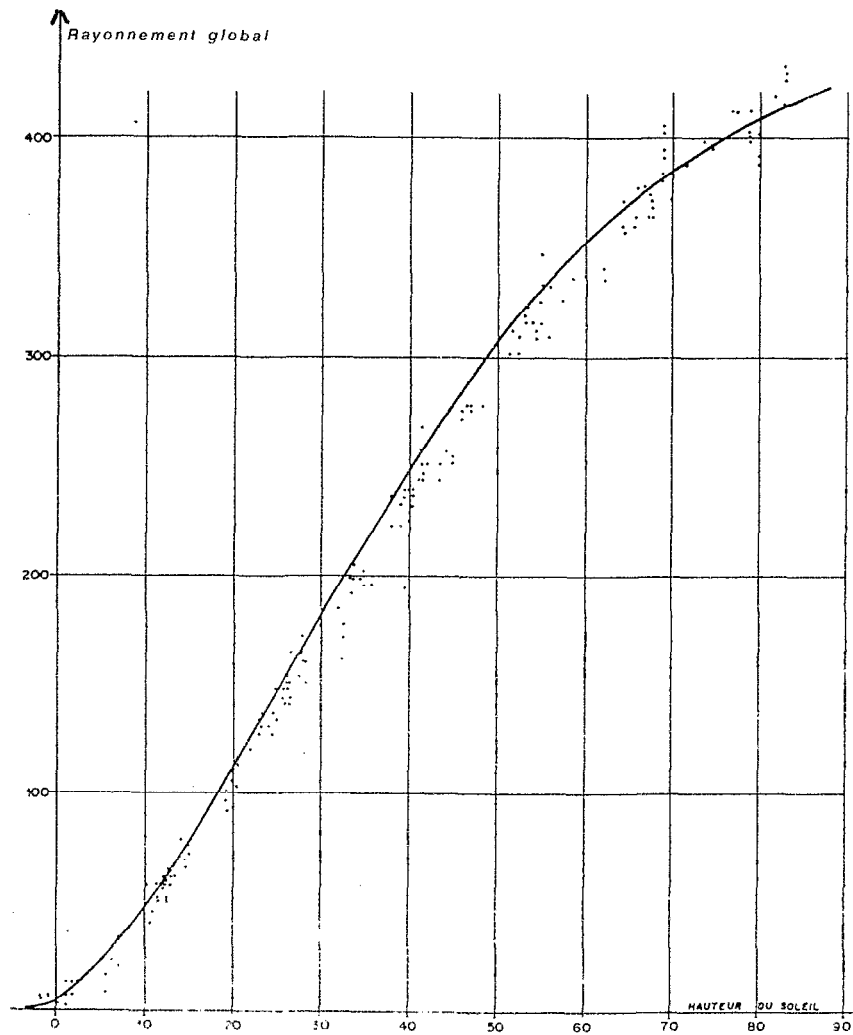


FIGURE I - 17

Relation  $R_g/R_{g0}$  en fonction de  $S/S_0$  pour Nouméa

c - La température de l'air et le rayonnement solaire global

Lorsque l'on examine sur un même graphique (figure I - 18 ) les variations simultanées des moyennes mensuelles de la température maximale de l'air (TX) et du rayonnement solaire global ( $R_g$ ), on peut constater un "retard" de la température sur le rayonnement.



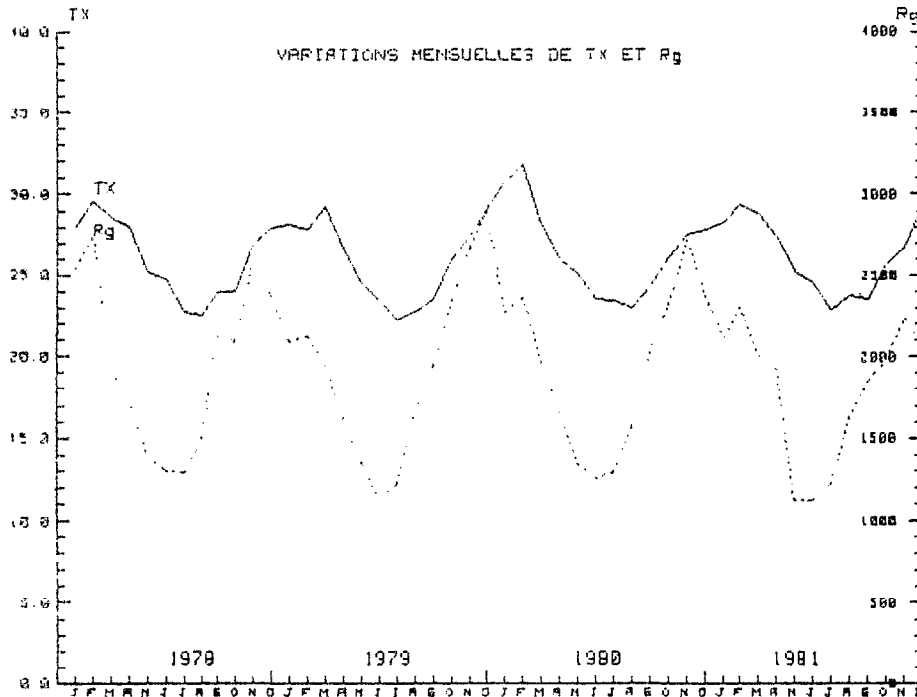


FIGURE I - 18

Variations de la température maximale de l'air avec le rayonnement solaire global

Ce retard est un phénomène tout à fait naturel dû à l'inertie thermique de la masse qui s'échauffe. Riou (1980) a montré que, pour des stations situées en Tunisie, ce déphasage est du même ordre. La valeur minimale de  $R_g$  se situe en juin, celle de la température maximale en juillet. On notera que l'écart entre la moyenne de juillet,  $22,9^\circ \text{C}$ , et celle d'août,  $23,1^\circ \text{C}$  est très faible). On observe deux maximums apparents pour  $R_g$ , l'un en novembre, l'autre en février. Ces maximums correspondent bien à des maximums de la durée d'ensoleillement, la latitude étant déjà trop importante pour observer les maximums d'équinoxe. La moyenne la plus élevée des températures maximales est observée en février.

Le cycle normal annuel de la durée d'ensoleillement et du rayonnement solaire fournit bien un seul maximum en décembre comme le montre la courbe du rayonnement global théorique de la figure I - 15. Si le maximum relatif de novembre par rapport à décembre, de la durée d'ensoleillement et du rayonnement solaire, s'explique par une pluviosité très faible ainsi qu'une humidité également moins importante que celles des autres mois concernés, nous n'avons trouvé aucune raison au maximum relatif de février par rapport à janvier.

Le meilleur ajustement linéaire à partir des moyennes mensuelles inter-annuelles est bien obtenu par la relation suivante :

$$TX (n + 1) = 0,0185 Rg (n) + 17, \text{ avec } r = 0,95$$

Avec la série des valeurs mensuelles la relation est sensiblement la même :

$$TX (n + 1) = 0,0187 Rg (n) + 17,6 ; \text{ avec } r = 0,88$$

TX est exprimé en °C et Rg en J. cm<sup>-2</sup> . j<sup>-1</sup>

### 1 - 2 - 2 - 6 L'humidité relative de l'air

L'humidité relative de l'air est comprise en moyenne entre 75 et 80 %. Elle passe par un maximum en saison chaude et un minimum en octobre-novembre, mais l'amplitude de cette variation est assez faible.

Par contre, la variation journalière est nettement marquée. Le maximum se produit le matin entre 5 et 7 heures, le minimum en début d'après-midi.

Si le maximum est fréquemment égal ou supérieur à 90 % (51 % des cas à Nouméa, 76 % à Koumac, 82 % à Ouanaham, 85 % à la Tontouta), il est assez peu fréquent que le minimum soit inférieur à 50 % (12 % à Ouanaham, 13 % à Nouméa, 24 % à Koumac et 39 % à la Tontouta).

### 1 - 2 - 3 LES ILES FIJI

Situées à moins de 1500 km au Nord-Ouest de la Nouvelle-Calédonie, les Iles Fiji constituent un archipel de plusieurs certaines d'îles qui occupent grossièrement un quadrilatère compris entre 178° Est et 178° Ouest et entre 16 et 20° Sud. L'île la plus importante est Viti Levu où se trouvent les deux stations climatologiques principales : Nandi (17°45'S, 177°27' E) et Suva (18°09'S, 178°27'E). C'est essentiellement au site de Nandi que nous ferons référence dans ce qui suit.

C'est à Derrick (1951) que l'on doit la première description climatologique de la région, reprise en 1965 par Twyford et Wright (1965) . Les schémas de la circulation générale n'y sont pas fondamentalement différents de ceux qui intéressent la Nouvelle-Calédonie, et tout comme elle, cette région est très nettement influencée par le courant dominant des alizés de Sud-Est.

Cependant, étant situé plus au Nord, Fiji se trouve donc plus près de la zone de Convergence Inter Tropicale et la fréquence des vents de secteur Nord y est plus élevée qu'en Nouvelle-Calédonie. L'archipel subit lui aussi en été le passage des cyclones tropicaux et Prasad (1979) indique que 50 % des précipitations annuelles ont lieu au cours des 4 premiers mois. Tout comme en Nouvelle-Calédonie, la variabilité inter-annuelle des pluies y est très importante, ainsi que la variabilité mensuelle (les coefficients de variations moyens mensuels sont compris entre 51 % et 102 %). En revanche, les Iles Fiji sont peu touchées en hiver par les fronts froids d'origine polaire, dont le Sud de la Nouvelle-Calédonie semble marquer la limite Nord.

## **1 - 2 - 3 - 1 Les éléments du climat de la région de Nandi**

### **a - Les précipitations**

Pour la période 1978 - 1981, la pluviométrie moyenne annuelle à Nandi a été de 1669 mm mais la variabilité est importante puisque l'on a observé 1170 mm en 1978, 1787 mm en 1979, 1563 mm en 1980 et 2145 mm en 1981. Notons que la moyenne sur la période 1942 - 1978 est de 1876 mm. Il s'agit donc d'un régime beaucoup plus abondant que celui de Nouméa où la moyenne sur plus de 50 ans est de l'ordre de 1000 mm. La répartition mensuelle des pluies (figure I - 19) fait apparaître une saison pluvieuse de novembre à avril au cours de laquelle les seuls mois de janvier à mars représentent 50 % du total annuel, la saison sèche se situe de mai à octobre, les précipitations de cette période ne représentent que 24 % du total annuel.

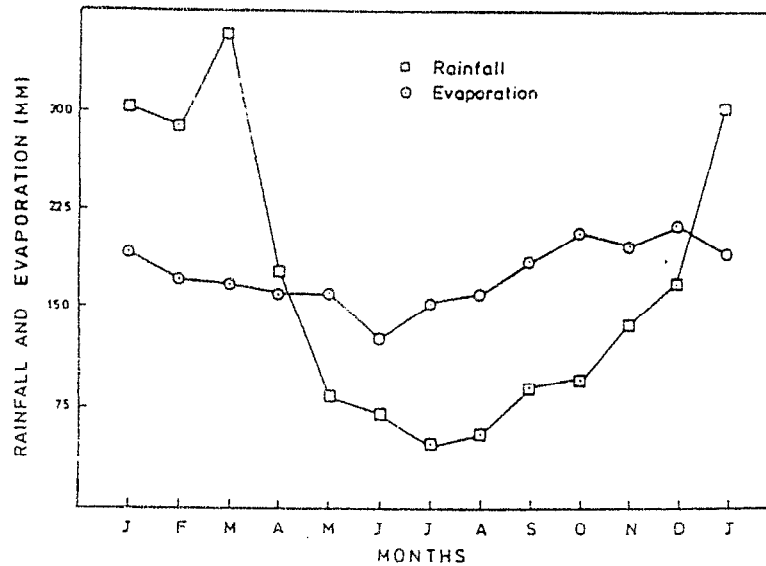


FIGURE I - 19

Précipitations moyennes mensuelles observées à Nandi, Iles Fiji

Le tableau ci-dessous montre la répartition mensuelle des précipitations pour la période de référence (1978 - 1981) ainsi que pour la période 1942 - 1978.

TABLEAU I - 16

Répartition mensuelle des précipitations à Nandi (mm)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
78-81	424	254	219	171	66	66	37	60	86	98	13	75	1669
42-78	298	286	353	180	84	70	49	59	87	98	141	171	1876

b - Le vent

Tel que cela apparaît dans le tableau qui suit, les vitesses de vent observées à Nandi sont relativement modestes, elles sont en moyenne comprises entre  $2,2 \text{ m.s}^{-1}$  et  $3,3 \text{ m.s}^{-1}$

TABLEAU I - 17

Vitesse moyenne du vent à Nandi en  $\text{m.s}^{-1}$  (1978 - 1981)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
U	2,8	2,4	2,3	2,2	2,6	2,3	2,9	3,0	3,3	3,1	3,0	3,3	2,8

Les deux secteurs dominants se partagent comme suit : Les vents du secteur S.E. représentent 41 % des cas pendant la saison sèche, de mai à octobre et seulement 29 % de novembre à avril, les vents de secteur N.O représentent pour leur part 22 % des observations en saison sèche et 27 % en saison humide. Le régime journalier semble assez différent de celui observé à Nouméa. Pendant la journée, il y a généralement dominance de vents d'Ouest à Nord-Ouest soit en raison de la situation météorologique, soit le plus souvent par développement d'une brise de mer, sauf dans le cas d'un renforcement des alizés, ces derniers se faisant sentir plutôt la nuit. Cette tendance est plus marquée d'août à mars et correspond d'ailleurs aux mois pour lesquels on observe les vitesses moyennes les plus élevées.

Le graphique de la figure I - 20, emprunté à Sharma (1982) exprime les variations mensuelles et horaires de la vitesse du vent à Nandi.

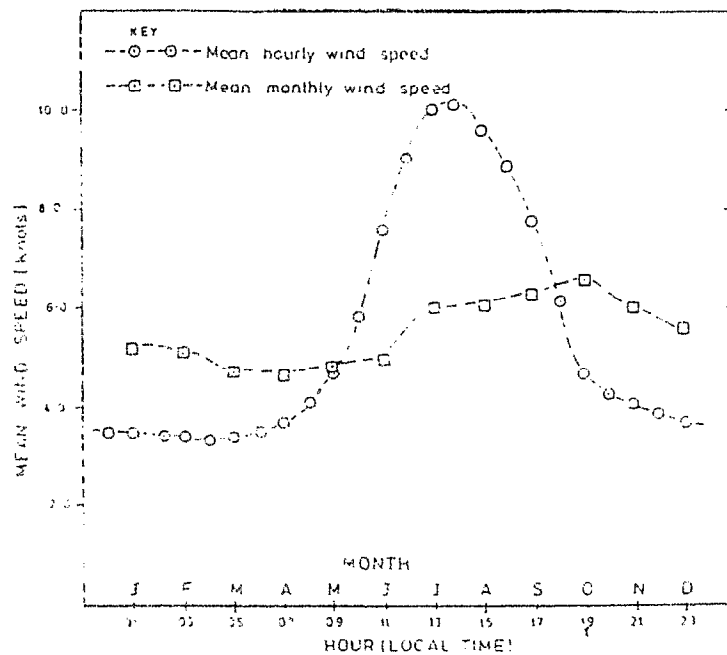


FIGURE I - 20

Vitesses moyennes du vent mesurées à Nandi, Iles Fiji

c - Les températures

La température moyenne annuelle, 25,4° C est supérieure de 2° C à celle de n'importe quelle station côtière de Nouvelle-Calédonie. Sur la période d'observations 1978 - 1981, l'écart entre la moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid est de 4,9° C, il était de 8,4°C pour Nouméa. La différence entre les températures maximales des mois extrêmes est encore plus prononcée : 28,1° C à 32,1° C pour Nandi ( soit 4° C ) ; 22,2° C à 31,8° C pour Nouméa (soit 9,6° C). Le tableau ci-dessous rassemble les moyennes mensuelles de la température observée à Nandi de 1978 à 1981.

TABLEAU I - 18  
Températures moyennes mensuelles (1978 - 1981)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
T	27,3	27,4	27,1	26,3	24,7	24,0	22,9	23,1	24,2	25,1	26,2	26,8	25,4

d - Durée d'insolation et rayonnement global

*La durée d'insolation* : elle est en moyenne de 2 527 heures par an, ce qui représente pour la latitude 17° S, 57 % de la durée théorique. (Nous avons pour Nouméa 2 470 heures par an). La répartition mensuelle en est la suivante :

TABLEAU I - 19  
Durée d'insolation (S) et rapports à la durée théorique d'insolation (S) en heures et 1/10e

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
S	6,6	6,5	5,9	6,6	6,8	7,0	7,0	7,7	7,2	7,2	7,4	7,3	6,9
S/So	0,51	0,51	0,48	0,56	0,60	0,63	0,63	0,66	0,60	0,58	0,57	0,55	0,57

Comme la température, les fluctuations mensuelles de la durée d'insolation sont moins prononcées à Nandi ( de 5,9 h à 7,7 h ) qu'à Nouméa (5,5 h à 8,7 h), même si les totaux annuels sont sensiblement identiques ; 6,9 h pour Nandi, 6,84 h pour Nouméa avec un rapport de S/So de 0,57 et 0,56 respectivement.

*Le rayonnement global* : la région reçoit en moyenne 1 770 J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup>. En saison sèche, la moyenne est de 1 600 J.cm<sup>-2</sup> par jour, elle est de 1 930 J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup> en période humide. Comme le montre le tableau ci-après, la répartition mensuelle du rayonnement fait apparaître un maximum en décembre (2 197 J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup>) et un minimum en juin (1 323 J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup>)

TABLEAU I - 20

Répartition mensuelle du rayonnement global, en  $J.cm^{-2} . j^{-1}$

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
Rg	2005	1946	1737	1582	1457	1323	1402	1637	1800	2005	2105	2197	1770

La comparaison avec Nouméa où la moyenne annuelle est de  $1\,917 J.cm^{-2} . j^{-1}$  montre une différence de près de 8 %. qui ne semble pas significative. Pour Nandi, le rayonnement global a été calculé à l'aide d'une relation de type "Angström" :  $R_g = R_{go} (0,25 + 0,54 S/S_o)$  établie pour la Nouvelle-Zélande. J.D. Coulter (communication personnelle) indique que ces valeurs sont cependant supérieures à celles mesurées depuis peu à l'aide d'un pyranomètre.

e - L'humidité relative

La figure I - 21 , encore empruntée à Sharma (1982) montre les variations mensuelles de l'humidité à 0 h, 6 h, 12 h et 18 h.

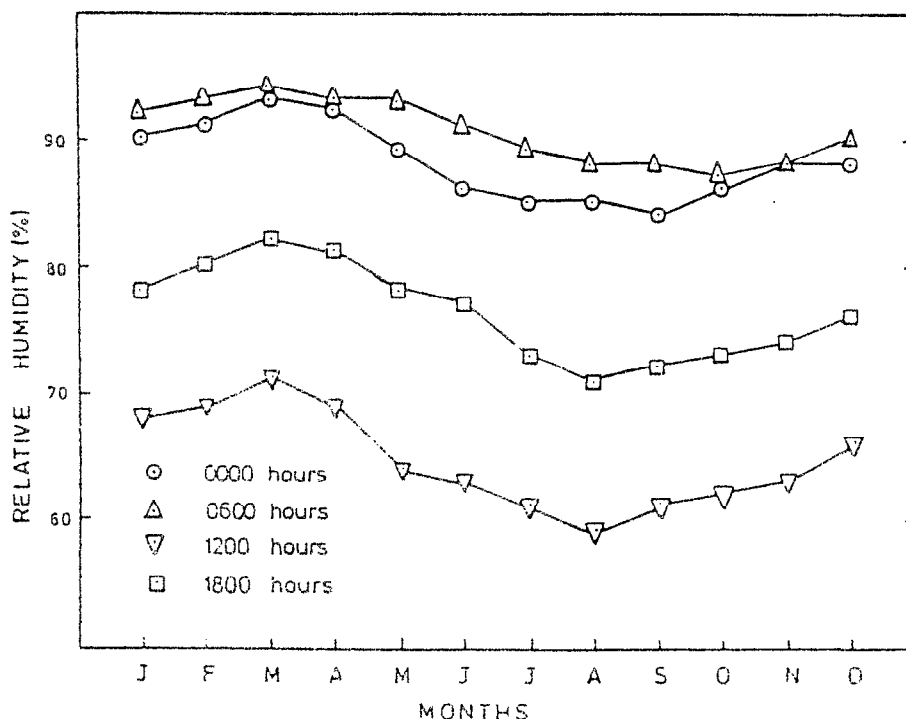


FIGURE I - 21

Humidité relative moyenne mensuelle observée à Nandi, Iles Fiji

Les valeurs les plus fortes, observées à 6 h s'étagent de 94 % en mars à 87 % en octobre, alors que les plus faibles, mesurées à 12 h, varient entre 59 % en août et 71 % en mars. Bien que les fluctuations saisonnières soient différentes de celles de Nouméa, les valeurs absolues reflètent des situations comparables.

### 1 - 2 - 3 - 2 L'évapotranspiration

TABLEAU I - 21  
ETP moyenne mensuelle (mm. j<sup>-1</sup>) et totaux annuels (mm)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
(1)	5,72	5,31	4,97	4,06	3,66	3,17	3,48	3,95	4,81	5,40	5,95	6,33	1727
(2)	5,45	5,08	4,76	3,87	3,43	2,98	3,19	3,64	4,43	5,04	5,58	5,91	1622

Dans le tableau ci-dessus (1) représente l'ETP calculée par la formule de Penman originale et (2) celle calculée par la formule de Penman modifiée, dans laquelle on a utilisé la "fonction vent" établie pour Nouméa. Par rapport à Nouméa, on notera un total annuel tout à fait comparable et des variations mensuelles identiques, avec des valeurs journalières dépassant 5 mm d'octobre à février et des minimums en mai, juin et juillet.

### 1 - 2 - 4 TAHITI ET MURUROA ( POLYNESIE)

Tahiti et Mururoa appartiennent à un ensemble de plus d'une centaine d'îles constituant la Polynésie Française. Ce vaste archipel s'étend sur plus de 3 000 km en latitude, des Iles Marquises au Nord aux Iles Australes au Sud, et autant en longitude, grossièrement entre 7 ° et 28 ° Sud et entre 131 ° et 156 ° Ouest. Tahiti et Mururoa se trouvent respectivement de part et d'autre du 20° S

La première est une île "haute", ancien édifice volcanique culminant à 2240 m qui appartient au groupe des îles de la Société, la seconde est un atoll corallien à l'extrême Sud de l'archipel des Tuamotou. On pourra se référer à la carte de situation (figure I - 8) pour localiser ces deux îles dans l'ensemble de l'archipel polynésien. Nous sommes dans cette région, à plus de 5 000 km de la Nouvelle-Calédonie et dans un contexte géographique où l'influence des masses continentales est inexistante.



## 1 - 2 - 4 - 1 Situations météorologiques

### a - Les masses d'air

La description des situations et des types de temps que nous faisons ici est en partie empruntée à une étude de G. Cauchard et R. Berges (Centre d'expérimentations de Pacifique, communication personnelle).

La Polynésie, comme la Nouvelle-Calédonie ou les Iles Fiji, se situe sur la face Nord des anticyclones subtropicaux de surface, ce qui entraîne un régime de vents dominants d'Est, les alizés. Par contre, la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), au Nord de la Polynésie ne pénètre qu'exceptionnellement dans l'Hémisphère Sud. Une "Zone de Convergence du Pacifique Sud" (ZCPS), axée entre les îles Samoa et les îles Gambier, large de quelques centaines de kilomètres marque la limite entre, au Nord, "un courant d'Est à Nord-Est quasi permanent et portant vers l'Ouest des masses d'air plus ou moins tropicalisées, et au Sud, un courant de Sud-Est à Sud porteur de masses d'air fraîches venant directement des latitudes subtropicales".

Le maintien de la ZCIT au Nord de l'Equateur et la barrière que constitue les Andes à l'Est, font que la plupart des masses d'air qui intéressent la Polynésie sont originaires des latitudes subtropicales de l'Hémisphère Sud.

Leurs caractéristiques dépendent de leur parcours océanique. Les masses d'air qui viennent de l'Est sont chaudes et humides dans les basses couches, la forte inversion de température observée comme en Nouvelle-Calédonie vers 1500 à 2000 m interdit le transfert de vapeur d'eau vers le haut, et empêche le développement de cellules convectives, donnant le ciel caractéristique des régimes d'alizés. Les masses d'air qui viennent du Sud-Ouest composées d'air polaire évolué (air subtropical) parviennent au Sud de la Polynésie sur des trajectoires cycloniques à l'arrière des systèmes dépressionnaires. Entre 30 ° et 20 ° S, elles sont reprises par la circulation anticyclonique vers le Nord et le Nord-Ouest où elles sont soumises à une forte subsidence. Dans l'air subtropical, les points de rosée sont inférieurs à 19° C, dans l'air tropical, ils sont supérieurs à 22° C.

En saison chaude, des masses d'air venant de l'extrême Nord-Ouest du Pacifique Sud, de type tropical ou équatorial sont les seules à pouvoir alimenter des systèmes nuageux actifs. Ce sont ces situations qui sont responsables de la formation de dépressions tropicales entre 10 et 20° S

#### b - Les types de temps

Contrairement à la Nouvelle-Calédonie, la région de Polynésie qui nous intéresse peut être soumise alternativement aux influences des alizés de Nord-Est, ceux de Sud-Est étant plus fréquents d'avril à octobre. Alors que les premiers sont généralement des vents modérés accompagnant un temps chaud et largement ensoleillé, les seconds s'accompagnent d'un temps frais et sec, également bien ensoleillé, mais leur vitesse peut atteindre 20 à 30 noeuds pendant plusieurs jours sous l'influence d'un renforcement des anticyclones subtropicaux, au Sud de la Polynésie.

Les régimes de Nord-Ouest ou de Sud-Ouest sont généralement associés à des perturbations, dépressions polaires ou subtropicales, jusqu'à 20° S , dépressions tropicales entre 20 ° et 10 ° S. Depuis 1906, la Polynésie semblait épargnée par l'aggravation des dépressions tropicales en cyclones, mais au cours de l'été 1983, cinq puissants cyclones ont dévasté un nombre considérable d'îles.

Enfin, en ce qui concerne Mururoa plus particulièrement, il faut signaler l'importance de la zone de convergence ou front des alizés, l'atoll étant situé au voisinage nord de la position moyenne de cette zone.

"L'influence des systèmes dépressionnaires du front polaire est essentielle quant à l'évolution du temps en Polynésie. Ils modifient le champ de pression, dont le champ de vent et les advections froides qu'ils commandent viennent renforcer l'activité de la ZCPS, activité qui est largement déterminée par ailleurs par le degré de tropicalisation des masses d'air dans les couches moyennes.

Les figures 1 - 22 (a, b, c, d) représentent schématiquement une évolution typique de la situation de surface.

a Les anticyclones subtropicaux occupent leur position normale entre 25 et 35° S et la ZCPS se situe entre 15 et 30 ° S, elle est peu active.

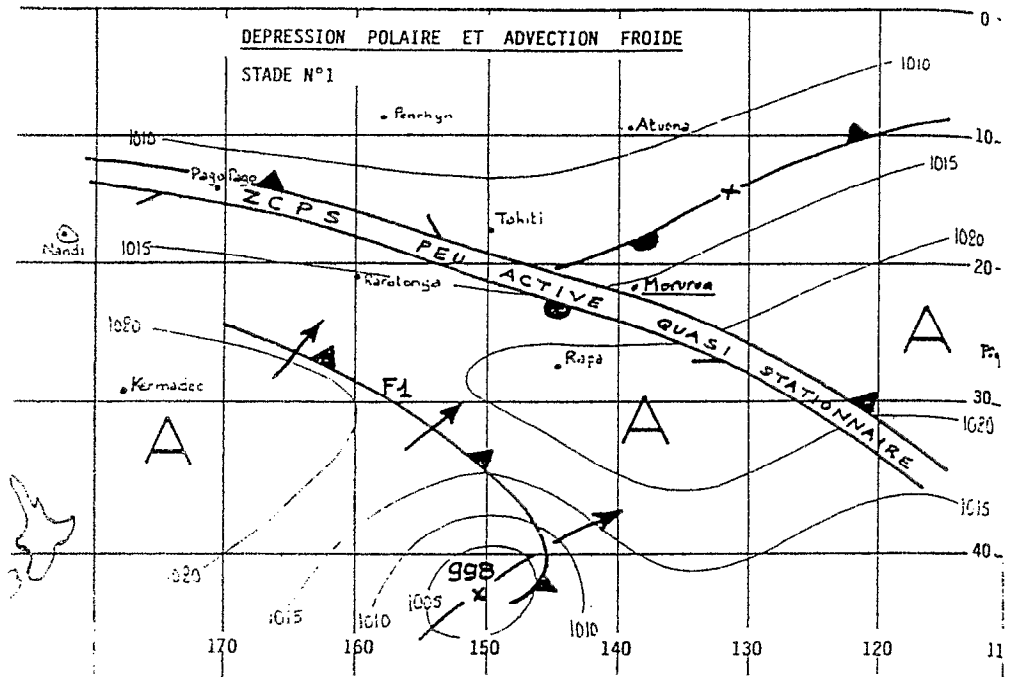


FIGURE I - 22 a

Types de temps à Tahiti et Mururoa (d'après Cauchard et Berges)

b Le champ de pression est entamé par une dépression polaire, la ZCPS se déforme et régresse vers le sud, le front d'une nouvelle advection froide atteint la Polynésie.

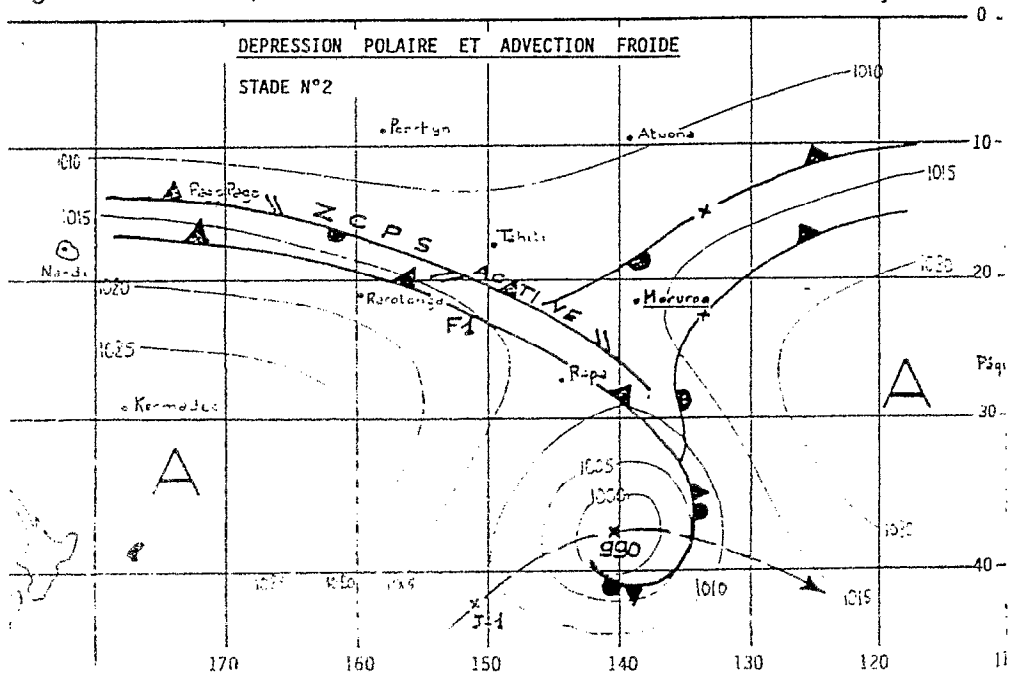


FIGURE I - 22 b

Types de temps à Tahiti et Mururoa (d'après Cauchard et Berges)

c La ZCPS et le front se rejoignent, la dépression s'éloigne et le champ de pression est en hausse au Sud.

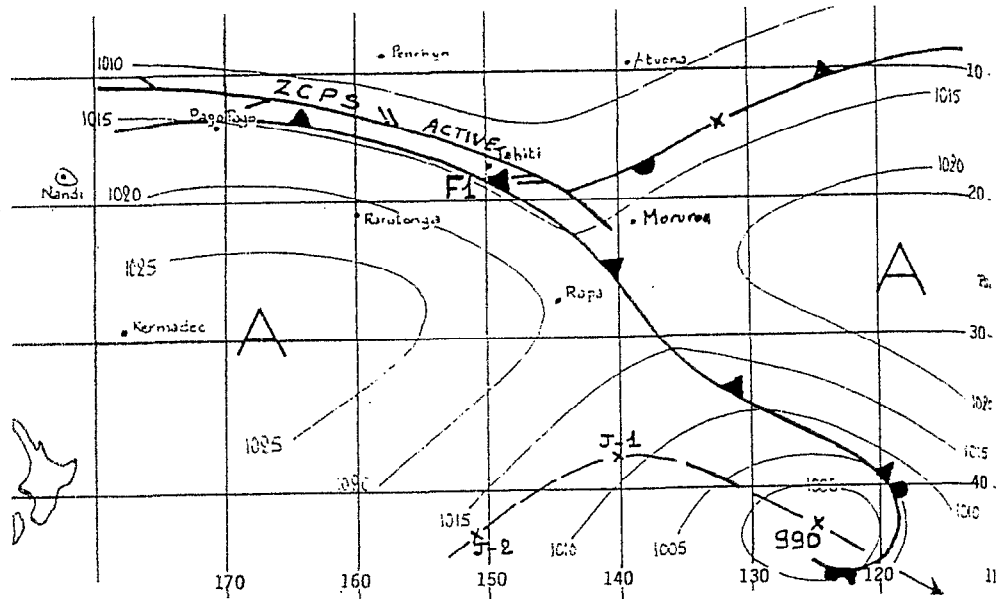


FIGURE I - 22 c

Types de temps à Tahiti et Mururoa (d'après Cauchard et Berges)

d Hausse du champ de pression, établissement de l'alizé de Sud-Est, la ZCPS devient stationnaire.

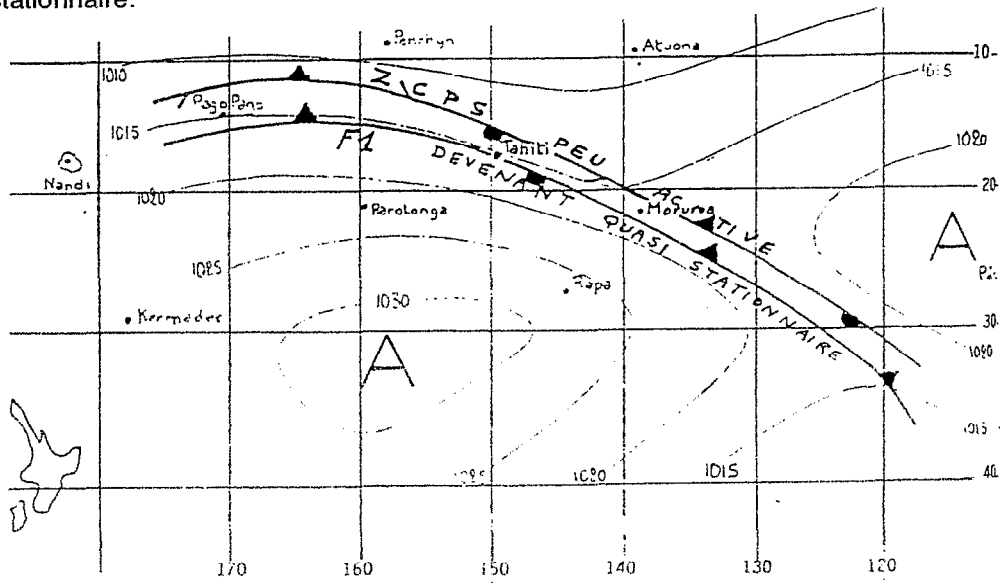


FIGURE I - 22 d

Types de temps à Tahiti et Mururoa (d'après Cauchard et Berges)

## 1 - 2 - 4 - 2 Les éléments du climat à Faa (Tahiti) et Mururoa

Ainsi que nous l'avons mentionné plus haut, les deux stations choisies sont situées de part et d'autre du 20 ° de latitude Sud. Les coordonnées de Faa sur l'île de Tahiti sont les suivantes : 17° 33' S et 149° 37' O ; celles de Mururoa sont : 21° 49' S et 138° 48'O. la latitude de Mururoa est assez proche de celle de Nouméa alors que celle de Faa est voisine de la latitude de Nandi. Sans entrer dans les détails, nous allons examiner rapidement dans ce qui suit, les principaux éléments du climat de ces deux régions. Comme pour les autres sites, les tableaux de données décennaires sont regroupés en annexe. Notre période de référence est toujours la même : 1978 à 1981.

### a La pluviométrie

TABLEAU I - 22

Pluviométrie moyenne mensuelle à Faa et Mururoa (mm)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	496	267	317	169	85	67	58	24	23	75	105	243	1929
MURU.	108	194	207	124	65	57	116	52	67	167	133	130	1420

Le tableau ci-dessus met en relief des régimes pluviométriques assez différents pour les deux sites. Alors que le régime pluviométrique de Faa est tout à fait comparable à celui de Nandi , celui de Mururoa pourrait facilement être rapproché de n'importe quel site de Nouvelle-Calédonie

### b - Le vent

TABLEAU I - 23

Vitesse moyenne du vent à 2 m (m.s<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	3,5	2,6	2,3	2,1	2,0	2,0	2,4	2,3	2,5	2,8	2,3	2,4	2,4
MURU.	4,8	4,6	4,3	5,1	4,9	5,2	5,3	5,4	4,7	4,9	5,4	4,4	4,9

En ce qui concerne la vitesse du vent dont les valeurs moyennes mensuelles figurent dans le tableau ci-dessus, on peut effectuer à peu près la même comparaison que pour les précipitations, le site de Faaa peut être comparé à Nandi, et Mururoa à Nouméa. On peut reconnaître pour ces deux régions l'influence particulière des alizés de SE.

c - Les températures

TABLEAU I - 24  
Températures moyennes mensuelles (° C)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	27,0	27,2	27,4	27,1	26,3	25,4	24,6	24,4	25,1	25,5	26,3	26,7	26,1
MURU.	26,9	27,2	27,2	26,4	25,1	24,0	23,3	22,5	23,0	23,6	24,2	25,8	24,9

A latitudes comparables, les températures moyennes mensuelles observées à Faaa et Mururoa (tableau ci-dessus) sont respectivement supérieures à celles mesurées à Nandi et Nouméa. Les écarts entre les mois extrêmes n'atteignent que 4,7° C à Mururoa et seulement 3° C à Faaa.

d - La durée d'insolation et le rayonnement global

*La durée d'insolation*

TABLEAU I - 25  
Durée journalière moyenne mensuelle d'insolation (heures et 1/10°)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	6,3	7,1	6,9	7,1	7,5	7,1	8,0	7,9	6,9	6,9	7,1	6,3	7,1
MURU.	8,4	7,8	7,7	7,0	6,4	6,7	6,9	7,3	7,4	6,6	6,9	6,9	7,2

La répartition mensuelle des durées moyennes journalières d'insolation, telle qu'elle apparaît dans le tableau ci-dessus met en évidence des différences assez importantes entre les deux sites qui, par ailleurs, présentent une moyenne annuelle à peu près identique. Rappelons que cette valeur annuelle était de 6,8 heures pour Nouméa. Le cycle normal solaire en particulier à Faaa est fortement perturbé par le régime des pluies, l'évolution observée est en effet presque l'inverse du cycle normal avec des minimums en décembre et janvier et des maximums en juillet et août.

On retrouve pour Mururoa une évolution plus caractéristique mais la dissymétrie est relativement importante entre les trois premiers et les trois derniers mois de l'année pour des précipitations assez comparables.

*Le rayonnement global*

TABLEAU I - 26  
Rayonnement global journalier moyen mensuel (J.cm<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	1982	2079	1938	1738	1595	1437	1571	1830	2078	2107	2148	2044	1877
MURU.	2498	2221	2034	1694	1397	1304	1328	1642	1973	2026	2184	2244	1877

Bien que présentant ici aussi une moyenne annuelle identique, la répartition mensuelle du rayonnement global est sensiblement différente pour les deux sites, même si contrairement à la distribution de la durée d'insolation, les deux courbes suivent à peu près celle du cycle solaire sauf pour décembre et janvier, à Faaa. A partir des données journalières de l'année 1981 dont nous disposons, il nous a été possible d'établir une relation du type "Angström" pour chacun de ces sites, les deux relations ne sont pas significativement différentes :

pour Faaa :  $R_g = R_{go} (0,23 + 0,52 S/S_o)$

pour Mururoa :  $R_g = R_{go} (0,24 + 0,53 S/S_o)$

Elles sont assez proches de celle utilisée par Coulter pour Nandi

e - Le déficit de saturation de l'air

Cette grandeur qui exprime l'écart entre la tension de vapeur saturante, la température de l'air et la tension de vapeur est celle qui intervient directement dans la formule de Penman.

Le tableau ci-dessous montre, à l'inverse de ce que l'on pouvait attendre, que les déficits de saturation de l'air sont légèrement plus élevés à Faaa qu'à Mururoa

TABLEAU I - 27

Déficits de saturation de l'air (moyennes mensuelles en mb.)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	7,5	7,4	7,8	6,7	7,5	7,2	7,4	8,0	8,1	7,4	7,4	7,0	7,5
MURU.	6,8	7,1	6,9	7,2	7,2	6,3	5,3	6,4	6,8	6,0	6,6	5,4	6,5

## 1 - 2 - 4 - 3 L'évapotranspiration

TABLEAU I - 28

ETP moyennes mensuelles en mm. j<sup>-1</sup> et totaux annuels en mma - ETP Penman originale

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	5,16	5,04	4,68	4,05	3,51	3,12	3,39	3,86	4,76	4,99	5,10	4,98	1600
MURU.	6,36	5,77	5,21	4,63	3,89	3,40	3,19	4,17	4,81	5,03	5,64	5,70	1756

b - ETP Penman modifiée

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
FAAA	4,87	4,83	4,48	3,88	3,34	2,93	3,14	3,63	4,52	4,74	4,89	4,78	1520
MURU.	6,00	5,41	4,88	4,21	3,44	2,98	2,82	3,69	4,39	4,66	5,20	5,36	1611

Comme il apparaît dans le tableau précédent, deux calculs de l'ETP ont été effectués, l'un par la formule de Penman originale mais en utilisant les valeurs mesurées du rayonnement global, l'autre en utilisant à la fois ce rayonnement et la "fonction vent" définie pour Nouméa.

L'utilisation de la formule modifiée entraîne une diminution de la valeur annuelle de 5 % pour Faaa et d'un peu plus de 8 % pour Mururoa. Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles de Nandi ou Nouméa.



# LES METHODES CLIMATOLOGIQUES ET MICROMETEOROLOGIQUES UTILISEES POUR L'ETUDE ET LA MESURE DE L'EVAPORATION : DESCRIPTION ET RESULTATS

## 2.1 QUELQUES RAPPELS THEORIQUES SUR LES ECHANGES SOL - VEGETATION - ATMOSPHERE DANS LA COUCHE LIMITE

### 2 - 1 - 1 LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

La couche limite atmosphérique est souvent définie comme la tranche d'atmosphère dans laquelle la nature et les propriétés de la surface affectent directement la turbulence (Brutsaert, 1982). Son épaisseur est de l'ordre de 1 000 m, mais peut varier de quelques dizaines de mètres à 2 000 m. Les bases de son étude physique reposent sur un concept introduit par Prandtl (1904), selon lequel les échelles horizontales des phénomènes sont très grandes devant leurs échelles verticales si bien que l'on peut considérer que les gradients horizontaux et les vitesses verticales sont négligeables devant les gradients verticaux et les vitesses horizontales.

Cette couche est caractérisée par un développement important de la turbulence engendrée à la fois par les forces de frottement lorsque l'air se déplace au-dessus de la surface, et les mouvements verticaux de l'air au-dessus des surfaces chauffées. L'atmosphère reçoit la plupart de sa chaleur et la totalité de sa vapeur d'eau par l'intermédiaire des transferts turbulents qui se produisent dans cette couche.

On admet généralement qu'elle possède une région extérieure, sorte de zone de transition entre l'écoulement perturbé près de la surface et l'écoulement fluide de l'atmosphère libre. Dans cette zone, les mouvements de l'air sont gouvernés par la force de Coriolis mais également par les effets résiduels de la friction à la surface de la terre.

En conditions de forte instabilité, les effets des forces de pression et de la force de Coriolis sont relativement faibles devant la turbulence engendrée par la convection thermique, laquelle est souvent localisée et spasmodique d'ailleurs. Dans la région intérieure, appelée sous-couche de surface ou sous-couche d'inertie par de nombreux auteurs, l'écoulement est évidemment fortement influencé par la nature de la surface.

Cette sous-couche peut être définie comme une région de turbulence maximale où les flux verticaux ne s'éloignent pas d'une manière appréciable de leur valeur à la surface.

Son épaisseur est de l'ordre de 50 à 100 m (environ 15 % de la couche limite totale, en général). Certains identifient encore une zone particulière dans la région inférieure de la sous-couche de surface qu'ils définissent comme une sous-couche dynamique où les effets des stratifications de densité résultant des gradients d'humidité et de température sont négligeables (Brutsaert, 1982), c'est-à-dire où l'écoulement de l'air et le transfert de quantité de mouvement ne sont plus influencés en conditions de non-neutralité par les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente.

Enfin, au voisinage direct des éléments rugueux de la surface il n'est plus possible de négliger les forces de viscosité et les phénomènes de diffusion moléculaire et l'on parle de sous-couche visqueuse (Brutsaert, 1982).

## 2 - 1 - 2 L'AIR HUMIDE, QUELQUES DEFINITIONS

### 2 -1- 2 - 1 L'air atmosphérique, un mélange de gaz parfaits

Pour traiter les phénomènes qui nous intéressent ici, l'air atmosphérique peut être considéré comme un mélange de deux gaz parfaits, l'air sec et la vapeur d'eau. La loi de Dalton permet alors d'écrire :  $P = p + e$ , la pression atmosphérique  $P$  est égale à la somme des pressions partielles de l'air sec,  $p$  et de la vapeur d'eau  $e$ . Cette même loi précise par ailleurs que chacun des gaz obéit à sa propre équation d'état et l'on peut donc écrire :

$$\rho_s = (P - e) / R_s T \text{ et } \rho_v = (0,622 e) / R_s T,$$

$\rho_s$  et  $\rho_v$  désignent respectivement les densités de l'air sec et de la vapeur d'eau.  $P$  est la pression totale de l'air,  $e$  la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air,  $R_s$  est la constante des gaz parfaits pour l'air sec et  $T$  la température absolue de l'air, 0,622 est le rapport des masses molaires de l'eau et de l'air sec. Des deux équations précédentes, on tire :

$$\rho = (P / R_s T) (1 - (0,378 e / P)), \text{ la densité de l'air humide.}$$

## 2 - 1 - 2 - 2 La pression partielle de vapeur saturante

Au cours du processus de vaporisation ou d'évaporation à partir d'une quelconque surface, la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air située au-dessus de cette surface augmente jusqu'à atteindre une valeur maximale dite saturante :  $e_w$ . Les deux phases liquides et vapeur sont alors en équilibre.

Cette tension de vapeur saturante n'est fonction que de la température, et selon la loi de Clausius -Clapeyron :

$$\frac{de_w}{dT} = \frac{0,622\lambda e_w}{R_d^2 T}$$

La meilleure intégration de cette fonction est celle fournie par les tables de Goff et Gratch (1946) qui donnent les valeurs de  $e_w$  en fonction de T. Dans la conduite pratique des calculs il est souhaitable de disposer d'un algorithme. Le plus performant (et celui qui a été utilisé ici) nous a paru être celui de Tetens (1930), transformé sous une forme plus accessible par Murray (1967) :

$$e_w = \alpha \text{ Exp. } ([\beta T / (T + \gamma)]) \text{ avec } \alpha = 6,1078 ; \beta = 17\,269 ; \gamma = 237,30.$$

Les écarts avec les valeurs tabulées dans la table de Goff et Gratch portent sur la 3ème décimale.

## 2 - 1 - 2 - 3 L'humidité

L'humidité relative est le rapport exprimé en % entre le rapport de mélange réellement observé et celui calculé pour de l'air saturé, à la même température :  $r / r_w = (\rho_v / \rho_s) / (\rho_v / \rho_s)_w$ . Elle est donc en fait sensiblement égale au rapport de la tension de vapeur d'eau réelle dans l'air à la tension de vapeur saturante à la même température :  $H = 100 (e / e_w)$ .

L'humidité spécifique qui est définie comme étant la masse de vapeur d'eau par unité de masse d'air sec,  $q = \rho_v / \rho_s$ , peut aussi être reliée à la tension de vapeur d'eau dans l'air, par la relation suivante :  $q = (0,622 e / P) / (1 - 0,378 e / P)$  où P est la pression atmosphérique exprimée dans la même unité que e, ici en millibars. 0,378 e étant toujours très petit devant P on peut admettre que  $q = \delta e$ , avec  $\delta = 0,622 / P$ .

## 2 - 1 - 2 - 4 La température potentielle

A quelques occasions il sera fait mention de la température potentielle de l'air ( $\theta$ ) . il s'agit de la température qu'aurait une particule d'air si elle était ramenée adiabatiquement à une pression P de 1000 mb. Il peut s'agir soit de la température du thermomètre sec, soit de la température du thermomètre humide :  $\theta = T (1000 / P)^k$  , avec  $k = R ( 1 - 0,23q) / C_p$ ,  $C_p$  étant la chaleur spécifique de l'air. Notons que dans la sous-couche de surface,  $\theta \neq T$ .

### 2 - 1 - 3 LES ECHANGES RADIATIFS : COMPOSANTS DU BILAN RADIATIF

Le principal composant du bilan radiatif et en même temps la source principale de l'énergie nécessaire à tous les processus terrestres est le rayonnement solaire. Son rôle dans les processus d'évaporation en particulier , est tel que certains auteurs n'ont pas hésité à le qualifier de "facteur de contrôle" (Hounam, 1971), de fonction "forcing" (Lettau 1969) ou encore de "principale force directrice", (Reid, 1973).

La quantité d'énergie de cette origine reçue aux confins de l'atmosphère est proche de  $1400 \text{ W m}^{-2}$  mais une fraction seulement de cette énergie atteint la surface terrestre. Comme presque toute l'énergie d'origine solaire est portée par un rayonnement compris entre 0,1 et  $4 \mu$  , on la désigne souvent sous le terme de "rayonnement de courte longueur d'onde".

Une partie de ce rayonnement est perdue par réflexion, des pertes importantes ont également lieu sous forme de rayonnement de grandes longueurs d'onde ( $3 - 80 \mu$ ) émis par la surface terrestre vers l'atmosphère, proportionnellement à la puissance 4e de la température de celle-ci, selon la loi de Stefan :  $L \downarrow = \varepsilon \sigma T^4$  où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann,  $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4}$  et  $\varepsilon$  l'émissivité. Une part importante de cette énergie est absorbée par l'atmosphère, mais une partie de cette énergie absorbée est réémise vers la surface. La différence entre les rayonnements émis de l'atmosphère vers la surface et ceux émis de la surface vers l'atmosphère est le rayonnement net.

## 2 - 1 - 3 - 1 Les rayonnements de courtes longueurs d'onde

Si la surface qui reçoit ces rayonnements n'est plus exposée perpendiculairement, l'énergie dépendra de la hauteur zénithale du soleil ; c'est-à-dire de l'heure, de la latitude et enfin du jour de l'année.

Au cours de sa traversée de l'atmosphère, une quantité importante de cette énergie est absorbée par les constituants de celle-ci, en particulier H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> et O<sub>3</sub> ; une autre partie est diffusée.

Le rayonnement solaire qui arrive au sol, ou rayonnement global, comporte donc une fraction provenant directement du soleil, (rayonnement direct), et une fraction provenant de la diffusion par les constituants de l'atmosphère (rayonnement diffus). Une partie du rayonnement global est réfléchi vers l'atmosphère, l'albédo ( $a$ ) étant le rapport du rayonnement réfléchi ( $R_r$ ) au rayonnement global incident ( $R_g$ ).

Le rayonnement global, somme des rayonnements directs et diffus, tous deux de courtes longueurs d'onde, reçus sur une surface horizontale s'exprime donc par :  $R_g = I_{\text{dir}} + R_d$ .  $R_g$  désigne le rayonnement global,  $I$ , le rayonnement direct,  $R_d$ , le rayonnement diffus et  $h$  la hauteur du soleil.

La plupart du rayonnement énergétique global est associé aux longueurs d'ondes comprises entre 0,1 et 4  $\mu\text{m}$ . Il peut être facilement mesuré (Robinson, 1966 ; Kondratyev, 1969 ; Coulson, 1975) et les données sont généralement disponibles dans de nombreuses stations météorologiques . Ceci n'était cependant pas le cas en Nouvelle-Calédonie où nous avons été les premiers à effectuer ce type de mesures.

Le bilan radiatif de courtes longueurs au sol est donc le suivant :

$$W = (R_g - R_r) = (1 - a) R_g$$

Lorsqu'on ne dispose pas de mesures du rayonnement global, on utilise une estimation de ce paramètre :  $R_g = R_{g\text{max}} [a + (1 - a) \cdot S/S_{\text{max}}]$  ou bien :  $R_g = R_{g0} (a + b \cdot S/S_0)$  (Prescott, 1940).

Certains auteurs comme Glover et Mc Culloch (1958), Lof et al (1966), Linacre (1967) ont tenté de relier  $a$  et  $b$  à la latitude ou au climat, ou aux deux à la fois, d'autres, comme Chang (1971) ont montré qu'en théorie ces deux constantes étaient liées au rayonnement diffus et à l'atténuation du rayonnement direct. A la place de la durée relative d'insolation on a également utilisé la fraction de ciel couvert ( $n$ ) et Kimball (1927) a proposé une relation analogue à celle d'Angström :  $R_g = R_{g\text{max}} (1 - a n)$

## 2 - 1 - 3 - 2 L'albedo

Par définition, c'est le rapport du rayonnement incident au rayonnement réfléchi par la surface, dans les courtes longueurs d'onde.

C'est un paramètre très important puisqu'il indique la capacité de la surface à absorber l'énergie radiative. Le rayonnement net et par conséquent l'énergie disponible dépendent de l'albedo.

L'albedo d'une surface donnée n'est pas constant, il varie selon la hauteur du soleil, mais aussi selon l'importance relative des radiations diffuses et directes. Il varie également avec le type de surface et les propriétés de cette surface. Pour la végétation par exemple, il dépendra du type de cette végétation, de sa densité, de son état d'humidité. De nombreux auteurs se sont interrogés sur les causes possibles de la variation de l'albedo avec la hauteur du soleil. Fritschen (1967) pense que de petites quantités de rayonnement sont réfléchies par les hémisphères supérieurs et inférieurs des capteurs pour les faibles hauteurs du soleil, ce qui augmente donc le rapport incident/réfléchi.

Chia (1967) suggère qu'à cause de l'orientation de la végétation la réflexion du rayonnement direct augmente quand la hauteur du soleil diminue.

Stanhill et al (1971) cependant présentent des résultats qui laissent entendre que cet effet est négligeable.

Graham et King (1961) font l'hypothèse que le rayonnement est "piégé" à l'intérieur de la végétation. Plus le rayonnement peut pénétrer profondément à l'intérieur de la végétation, plus il aurait tendance à être "piégé" et donc l'albedo à être plus petit. Quand la hauteur du soleil décroît, la surface de la végétation apparaît de plus en plus comme une surface plane pour le rayonnement.

Ce comportement de la végétation a été vérifié expérimentalement par Monteith et Szeicz (1962) pour des prairies de hauteurs différentes. Il arrive aussi que l'on observe une dissymétrie dans la distribution journalière de l'albedo.

Monteith et Szeicz (1961) ont observé des valeurs d'albedo très supérieures le matin par rapport à l'après-midi, qu'ils ont attribué à la présence de rosée. Des valeurs d'albedo plus importantes l'après-midi que le matin ont été mises en évidence par Davis et Buttior (1969) et Nkemdirim (1972 a), ils expliquent le phénomène par une baisse de la turgescence des plantes l'après-midi.

Définir une valeur d'albedo pour une surface donnée n'est donc pas toujours chose aisée et les auteurs déjà cités proposent certaines "recettes". Stanhill et al (1966) recommandent de prendre pour valeur moyenne de l'albedo la pente de la droite de régression exprimant les variations du rayonnement réfléchi en fonction du rayonnement global incident.

Nkemdirim (1972 b) préfère effectuer une moyenne des valeurs horaires, alors que Monteith et Szeiz (1961) recommandent de prendre le rapport des totaux journaliers. Le tableau B - I en annexe fournit des valeurs d'albedo mesurées dans différentes situations.

### **2 - 1 - 3 - 3 Les rayonnements de grandes longueurs d'ondes**

La mesure directe de ces rayonnements de grande longueur d'onde est beaucoup plus difficile que celle de  $R_g$  pour la simple raison que n'importe quel appareil émet un rayonnement de longueur d'onde et d'intensité comparables à celles qu'il est censé mesurer. Pour cette raison, de nombreuses méthodes d'estimation ont été mises au point, en particulier par Brunt (1932), Goody (1964), Kondratyev (1969), Paltridge et Platt (1976).

#### **a - Le rayonnement atmosphérique ascendant**

C'est celui qui est émis par la surface du sol et sa formulation est relativement simple en théorie puisque, selon la loi de Stefan, si la surface est assimilée à un corps noir de température  $T_s$ , le rayonnement qu'elle émet s'exprime par la relation suivante :  $R_t = \epsilon_s \sigma T_s^4$ ,  $\epsilon_s$  étant l'émissivité de la surface et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann.  $\epsilon_s$  varie peu avec les caractéristiques des surfaces rencontrées dans la nature. Wan Wijk et Scholte Ubing (1963) ainsi que Kondratyev (1963) indiquent que les valeurs de  $\epsilon_s$  sont comprises entre 0,95 et 0,98 pour un sol nu, entre 0,97 et 0,98 pour de la végétation herbacée et entre 0,97 et 0,99 pour de la neige.

Dans la pratique, la connaissance de  $T_s$  s'avère difficile. En effet, la thermométrie classique ne permet pas de mesurer la température de la surface d'un sol. Seule l'apparition, il y a quelques années, de radiomètres portables et leur généralisation depuis peu dans la recherche, permettent d'obtenir des données sur des surfaces restreintes, celles-ci demeurent cependant assez peu nombreuses et ne sont pas toujours obtenues en routine.

$T_s$  étant donc rarement mesurée, on utilise la température de l'air, de même que l'on choisit  $\epsilon_s = 1$  par souci de simplification. En prenant  $\epsilon = 1$  pour la végétation et 0,9 pour un sol nu, Monteith et Szeicz (1961) ont trouvé qu'il y avait un accord satisfaisant entre des températures de feuilles et de surface de sol mesurées et celles déduites du rayonnement, sauf en présence de forts gradients thermiques dans les premiers millimètres au-dessus de la surface.

#### b - Le rayonnement atmosphérique descendant

Par ciel clair, d'une façon similaire, on peut poser :  $R_a = \epsilon_a \sigma T_a^4$ . C'est une approximation de la réalité car on intègre l'atmosphère à partir de paramètres de surface. Le problème réside ici dans la connaissance de  $\epsilon_a$ , l'émissivité de l'air, pour laquelle de nombreux auteurs se sont efforcés de montrer l'influence de la vapeur d'eau. Brunt (1932) a relié empiriquement  $R_a$  à la température de l'air sous abri,  $T_a$  et à la tension de vapeur d'eau  $e_a$  en mb. L'équation proposée par cet auteur est la suivante :

$$R_a = \sigma T_a^4 (a + b (e_a)^{1/2}), \text{ soit } \epsilon_a = a + b (e_a)^{1/2}$$

A partir d'une série de mesures effectuées par Dines et Dines (1927), Brunt établit une corrélation linéaire entre  $R_a / \sigma T_a^4$  et  $e_a^{1/2}$ , les coefficients  $a$  et  $b$  obtenus sont 0,52 et 0,065 respectivement, avec un coefficient de corrélation de 0,97. Cependant, d'autres données analysées par Brunt ont fait apparaître une grande variation de  $a$  et  $b$  ainsi qu'une corrélation beaucoup moins bonne. Il en est de même pour la relation proposée par Angström (1918, 1936) du type  $R_a = \sigma T_a^4 (\alpha - \beta \cdot 10^{\gamma e_a})$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  étant des coefficients empiriques.

Des études réalisées par Bannon (1956), Bannon et Steel (1957) ont montré qu'en réalité, dans la gamme d'humidité que l'on trouve dans l'atmosphère,  $R_a$  était uniquement fonction de la température et la corrélation entre  $R_a / \sigma T_a^4$  et  $e_a^{1/2}$  ne provient pas d'une quelconque influence de  $e_a$  sur  $R_a$  mais de la forte liaison entre  $T_a$  et  $e_a$ . Ces faits sont confirmés par Swinbank (1963) pour qui l'importance attachée à l'influence de la vapeur d'eau sur le rayonnement atmosphérique au niveau du sol est exagérée. L'auteur propose l'équation suivante :

$$R_a = - 11,29 + 1,029 \sigma T_a^4 \text{ ou sous une autre forme}$$



$$Ra = 5,31 \cdot 10^{-12} T_a^6 \text{ mW m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1} \text{ soit : } \varepsilon_a = 0,92 \cdot 10^{-5} T_a^{2,148}$$

Brutsaert (1975) se basant sur les caractéristiques de l'atmosphère standard parvient à l'expression suivante pour exprimer  $\varepsilon_a$  :

$$\varepsilon_a = 1,24 (e_a / T_a)^{1/7}$$

avec  $e_a$  en mb et  $T_a$  en  $^\circ\text{K}$ , relation qu'il simplifie en  $\varepsilon_a = 0,552 e_a^{1/7}$  en posant  $T_a = 288^\circ\text{K}$ , qui est la température de l'atmosphère standard près du sol.

Cette relation utilisée par Mermier et Seguin (1976) et Aase et Idso (1978) a fourni des résultats satisfaisants. Ces derniers ont par ailleurs proposé la relation ci-dessous :

$$Ra = \sigma T_a^4 [1 - 0,261 \text{ Exp } \{ - 7,77 \cdot 10^{-4} (273 - T_a)^2 \}]$$

#### c - Le bilan de grandes longueurs d'ondes

Le bilan ( $Ra - Rt$ ) est généralement estimé au niveau du sol par une formulation du type de celle de Brunt et l'on peut trouver dans la littérature une liste impressionnante de couples de coefficients a et b déterminés empiriquement et localement, citons en quelques uns :

$$a = 0,56 \quad \text{et } b = 0,080 \quad (\text{In Penman, 1948})$$

$$a = 0,66 \quad \text{et } b = 0,035 \quad (\text{In Goss et Brooks, 1956})$$

$$a = 0,52 \quad \text{et } b = 0,066 \quad (\text{In Bultot, 1971})$$

$$a = 0,40 \quad \text{et } b = 0,050 \quad (\text{In Riou, 1972})$$

$$a = 0,35 \quad \text{et } b = 0,041 \quad (\text{In Seguin, 1975})$$

Un facteur de correction doit être introduit pour tenir compte des nuages et la plupart des auteurs ont retenu une fonction de la durée d'insolation de la forme  $(c + d S/S_0)$ , si bien que la formule finale se présente sous la forme suivante :

$$Ra = \sigma T_a^4 (a + b e_a^{1/2}) (c + d S/S_0)$$

*Le bilan radiatif au sol ou rayonnement net :*

Ce bilan qui est donc la quantité d'énergie disponible pour le processus d'évaporation et de transfert de chaleur sensible entre le sol et l'atmosphère, peut se formuler de la façon suivante :

$$R_n = (1 - a) R_g + R_a - R_t$$

Sa mesure directe est possible grâce au pyrromètre différentiel. Il revêt une importance de tout premier ordre dans l'approche des phénomènes d'évaporation considérés du point de vue énergétique.

#### 2 - 1 - 4 LES FLUX ET LE BILAN D'ENERGIE

Selon De Vries ( 1963), les échanges énergétiques au niveau d'une surface évaporante peuvent être exprimés sous la forme d'un bilan qui est le suivant :

$$R_n + G + H + E + A = dQ / dt$$

En régime permanent, la variation d'énergie calorifique du système  $dQ / dt$  est nulle et pratiquement nulle en régime transitoire.  $R_n$  désigne le rayonnement net ;  $G$ , le flux de chaleur par conduction dans le sol ;  $H$ , le flux de chaleur convectif dans l'air ;  $E$ , le flux de chaleur latente ou évaporation et  $A$  la quantité d'énergie absorbée ou consommée par les systèmes biologiques s'il y en a. Penman (1962) estime cette quantité inférieure à 2 % de  $R_n$  pour de la prairie.

On peut ajouter un terme supplémentaire, non négligeable dans certains cas, qui est l'advection d'énergie locale ou globale. L'ordre de grandeur de ces différents termes dépend bien entendu de la nature de la surface et de la couche d'air, mais d'une manière générale, certains sont très petits devant les autres, comme les énergies d'origine biologique ( $A$ ), ou s'annulent sur des intervalles journaliers comme le flux de chaleur dans le sol ( $G$ ). Le bilan simplifié peut donc s'écrire :

$R_n + H + E = 0$ , expression dans laquelle l'énergie perdue par le système est comptée négativement et positivement dans le cas contraire.

## 2 - 1 - 4 - 1 Le rayonnement net

Rn est mesuré directement ou estimé avec une précision souvent satisfaisante comme nous l'avons vu.

## 2 - 1 - 4 - 2 Le flux de chaleur par conduction dans le sol

Bien que la conduction ne soit pas l'unique mode de propagation de la chaleur dans le sol, elle reste de loin le plus important (Kimball et al, 1976). La loi générale de conduction de la chaleur dans un matériau quelconque s'écrit de la façon suivante :

$$G = dQ = \lambda S dT / dz$$

ou S est la section du conducteur,  $\lambda$ , sa conductivité thermique,  $dT / dz$  le gradient de température, dQ étant la variation du flux de chaleur pendant l'intervalle de temps dt.

Dans la pratique, lorsque le flux de chaleur dans le sol ne peut pas être mesuré directement à l'aide de fluxmètres, dont l'étalonnage et l'installation réclament beaucoup de soins (Deacon, 1950 ; Philip, 1961 ; Fuchs et Tanner, 1968 ; Idso, 1972), la connaissance de G requiert celle des caractéristiques thermiques des différents horizons du sol et des profils de température.

### a - Les caractéristiques thermiques

Plusieurs grandeurs sont utilisées pour caractériser un sol : sa conductivité thermique,  $\lambda$ , sa capacité calorifique volumique C ( $C = \rho c$ ,  $\rho$  étant la densité du sol et c sa chaleur spécifique) enfin sa diffusivité thermique,  $D_i$  ( $D_i = \lambda / C$ ). Le tableau ci-dessous fournit les valeurs de diffusivité thermique, de chaleur spécifique, de densité et de conductivité thermique pour les principaux constituants d'un sol d'après De Vries (1963).

TABLEAU 2 - I

Caractéristiques thermiques des principaux constituants d'un sol

	$D_i$ ( $m^2 \cdot s^{-1}$ )		$c$ ( $J \cdot Kg^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$ )	$r$ ( $Kg \cdot m^{-3}$ )	$l$ ( $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$ )
Const.mine.	1,5	10	733	2650	2,9
Const.orga.	0,1	10	1926	1300	0,6
Eau	1014	10	4182	1000	0,25
Air	21,0		1005	1,2	0,026

On peut déjà noter à partir de ce tableau, que chaque fois que l'air remplace un volume d'eau évaporé, la conductivité du sol diminue, la conductivité thermique de l'air étant beaucoup plus faible que celle de l'eau.

A partir de ces valeurs déterminées expérimentalement, De Vries peut exprimer la capacité calorifique C d'un horizon de sol donné en fonction des diverses fractions volumiques de ses constituants. Si on désigne par X, Y, Z respectivement, la fraction minérale, organique et l'humidité volumique, la relation établie par De Vries est la suivante :

$$C = (1,94 X + 2,50 Y + 4,19 Z) 10^6 \text{ J.m}^{-3} \cdot \text{°K}^{-1}$$

Si pour un horizon donné, la fraction minérale et organique peut être considérée comme constante à l'échelle de temps qui est généralement celle des expérimentations, il en va très différemment de l'humidité volumique.

Des mesures directes de la conductivité thermique,  $\lambda$  restent néanmoins possibles, Fritton et al (1974) ont dans ce but conçu un appareil de terrain relativement simple à utiliser. La diffusivité thermique peut quant à elle être connue soit à partir de X et C lorsque ces paramètres sont connus, soit à partir de la température, dans certains cas où  $\lambda$  est supposée constant avec la profondeur, par intégration de l'équation suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_i \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

dont une solution proposée par De Vries s'écrit :

$$T(z) = T_s + a \text{ Exp. } \left[ - \left( \frac{\omega}{2 D_i} \right) Z^{1/2} \right] \text{ SIN } \left[ \omega t - \left( \frac{\omega}{2 D_i} \right) Z^{1/2} + b \right]$$

T(z) étant la température à un niveau z,  $T_s$ , la température moyenne à la surface du sol, a et  $\omega$  les paramètres de la fonction sinusoïdale, t le temps, et b une constante d'intégration.

#### b - Les profils de température

Les profils de température permettant de calculer pour chaque tranche de sol le gradient  $dT/dz$  sont généralement déterminés à l'aide de thermocouples placés aux différentes profondeurs choisies.

On peut aisément, dans ce cas, à l'aide de l'équation exprimant la variation du flux de chaleur :  $dQ = \lambda S (dT/dz) dt$ , calculer  $dQ$  pour chaque couche de sol et effectuer le bilan. De tels profils de température ne sont pas toujours disponibles et Choissnel (1981) propose une estimation de  $G$  par la relation suivante :  $G = h_k ( T_{-10} - T_s )$  dans laquelle  $T_{-10}$  est la température mesurée à 10 cm dans le sol, souvent disponible dans les stations agrométéorologiques, et  $T_s$  est une estimation de la température de surface calculée par l'équation du bilan d'énergie proposée par Perrier (1975),  $h_k$  étant un coefficient de transfert thermique ou conductance thermique puisque  $h_k = \lambda/d$ , ( $d$  : épaisseur du sol considéré), en  $W.m^{-2} \text{ } ^\circ K^{-1}$ . Cette relation ne s'applique évidemment que dans le cas d'un sol nu ou recouvert par une végétation très mince. Dans le cas d'un couvert végétal très développé, on peut écrire :  $G = h_k (T_{-10} - T_{sol}) = h_c (T_{sol} - T_s)$ ,  $h_c$  étant le coefficient de transfert de chaleur dans le couvert et  $T_{sol}$ , la température la surface du sol.

En introduisant les résistances inverses des coefficients de transfert,  $r_k = 1/h_k$ , et  $r_c = 1/h_c$ , l'auteur montre que :  $T_{-10} - T_s = (r_c + r_k) G$ .  $r_c$  augmentant avec le développement du couvert végétal entraîne donc une diminution relative de  $G$  vis-à-vis des autres termes du bilan.

### c - Relations empiriques

Elles sont généralement établies sur le fait que  $G$  est toujours plus ou moins proportionnel à d'autres termes du bilan. Ainsi, pour des sols nus, Kasahara et Washington (1971) ont choisi  $G = 1/3 H$  ( $H$  étant le flux de chaleur sensible dans l'air). Toujours pour un sol nu, Fuch et Hadas (1972) choisissent  $G = 0,3 R_n$ , Perrier (1975) estime que  $G = 0,19 R_n$  si  $R_n > 0$ , c'est-à-dire le jour et  $G = 0,32 R_n$  si  $R_n < 0$ .

Enfin, Gosse (1976), pour un gazon de type "paspalum", en climat équatorial a déterminé expérimentalement que  $G$  était égal en moyenne à 6 % de  $R_n$ . Pour notre part, à partir de quelques séries de mesures horaires de  $R_n$  et  $G$ , nous avons établi expérimentalement une relation exprimant  $G/R_n$  en fonction de l'heure de la journée  $h$ . L'intervalle choisi était " 9 - 17 h" de façon à éliminer les heures trop proches du lever ou du coucher du soleil pour lesquelles se produisent les inversions de signes de  $R_n$  et  $G$ .

Le rapport  $G/R_n$  se présente sous la forme d'une fonction linéaire croissante dans l'intervalle que nous nous sommes fixé qui est aussi celui de la période d'évapotranspiration maximale. Cette fonction est la suivante :  $G/R_n = 0,0163 h - 0,136$ . Elle conduit à des valeurs moyennes journalières de  $G$  de l'ordre de 7 % de  $R_n$ .

## 2 - 1 - 4 - 3 Le flux de chaleur par convection dans l'air, ou flux de chaleur sensible - brefs rappels sur la stabilité atmosphérique

Le flux de chaleur sensible dans l'air est certainement l'élément du bilan le plus délicat à appréhender, c'est la raison pour laquelle il nous est apparu intéressant de nous étendre un peu plus longuement sur les bases théoriques qui permettent son calcul ou son estimation.

La première expression du flux de chaleur sensible est la suivante :  $H = \rho C_p h (T_s - T_a)$ , elle est donc en apparence relativement simple,  $\rho$  désigne la masse volumique de l'air ;  $C_p$ , la chaleur massique de l'air ;  $h$  est un coefficient d'échange convectif ,  $T_a$  désigne la température de l'air et  $T_s$  la température de la surface.

Deux difficultés majeures apparaissent immédiatement à l'utilisateur : l'estimation de  $h$  et la connaissance de  $T_s$ .

Une autre approche , proposée par Monin et Obukhov (1954) et basée sur l'étude de la turbulence d'un fluide thermiquement stratifié, conduit à exprimer  $H$  de la façon suivante :  $H = - \rho C_p u^* \theta^*$ , formulation dans laquelle  $u^*$  et  $\theta^*$  sont reliés aux gradients verticaux de vitesse de vent et de température par les relations suivantes :

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = - \frac{\theta^*}{k(z-d)} \phi_h(\xi) = - \frac{H}{\rho C_p K_h} \quad \text{pour le gradient de températures}$$

de même on a :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{k(z-d)} \phi_m(\xi) = \frac{\tau}{\rho K_m} \quad \text{pour le gradient de vitesse du vent}$$

et d'une façon similaire on pourrait écrire également :

$$\frac{\partial q}{\partial z} = - \frac{q^*}{k(z-d)} \phi_e(\xi) = - \frac{E}{\rho C_p K_e} \quad \text{pour le gradient d'humidité spécifique}$$

$\phi_h$  et  $\phi_m$  et  $\phi_e$  sont des fonctions universelles flux-gradient qui seront définies plus loin. Pour la température et pour l'humidité spécifique respectivement  $\theta^*$  et  $q^*$  sont analogues à  $u^*$ , la vitesse de frottement pour la vitesse du vent.  $\xi = z/L$ , où  $L$  est un paramètre de stabilité, la "longueur de Monin et Obukhov".

$K_m$ ,  $K_h$ ,  $K_e$ , sont les coefficients de transfert turbulents respectivement de quantité de mouvement, de flux de chaleur sensible et de flux de chaleur latente.  $k$  est la constante de Von Karman,  $d$  est la hauteur de déplacement du plan de référence.

La capacité de l'atmosphère à transférer un flux de quantité à partir d'une surface, dépend du niveau de la turbulence. Celle-ci peut être engendrée soit par un mécanisme unique, soit par une combinaison de deux mécanismes. En l'absence de tout transfert de chaleur entre les couches de l'atmosphère (conditions adiabatiques), la turbulence est entretenue par convection forcée quand l'atmosphère se mélange par simple contrainte mécanique.

Ceci se produit en conditions de neutralité thermique. Le second mécanisme de mélange est déterminé par l'existence de différences de densité entre les couches d'air.

En l'absence de toute contrainte mécanique imposée par le vent, ce mécanisme est celui de la convection libre, il est engendré par un réchauffement différentiel de l'air dû au transfert de chaleur sensible ou dans une proportion moindre à l'existence de gradients de densité dus au transfert de vapeur d'eau.

Si  $\partial\theta / \partial z < 0$  l'air qui se déplace vers le haut ou vers le bas aura tendance soit à s'élever plus haut soit à descendre plus bas, et donc à amplifier la turbulence et à créer une atmosphère instable. Au contraire, si  $\partial\theta / \partial z > 0$ , il y a suppression de la turbulence et l'atmosphère devient stable. La contribution relative de la convection libre et de la convection forcée à la turbulence est donnée par le nombre de Richardson :  $Ri = (g/\theta) [ (\partial\theta / \partial z) / (\partial u / \partial z)^2 ]$  où  $g$  est la gravité et  $\theta$  la température absolue.

Comme l'effet des forces de flottabilité tend à amplifier la turbulence et donc le transport turbulent des flux, on peut définir des paramètres sans dimension tels qu'ils reflèteront l'importance relative dans ces transports, des forces de contrainte et des forces de flottabilité soit :

$$K_h = (K_h)_{\text{neutralité}} / \phi_m, \text{ mais également,}$$

$$K_m = (K_m)_{\text{neutralité}} / \phi_h$$

$$K_e = (K_e)_{\text{neutralité}} / \phi_e$$

avec  $\phi_h = \phi_m = \phi_e = 1$ , en conditions de neutralité

$\phi_h, \phi_m, \phi_e < 1$ , en conditions instables et,

$\phi_h, \phi_m, \phi_e > 1$ , en conditions de stabilité

Il est admis d'autre part que  $(K_h / K_m)$  en conditions de neutralité est une constante (la plupart du temps prise égale à 1) et que, toujours en conditions de neutralité,  $K_m = k u^* (z - d)$ , Prandtl (1932). Ceci conduit aux relations flux-gradient qui ont été présentées plus haut.

Les gradients sans dimension,  $\phi_h, \phi_m, \phi_e$  ont fait l'objet de recherches particulières par Priestley (1959), Lumley et Panofsky (1964), Swinbank et al (1968), et Obukhov (1946) a défini un indice de stabilité sous forme du paramètre d'échelle L (longueur de stabilité) :

$$L = - \frac{\rho C_p \theta u^{*3}}{kg H}$$

L est positive en conditions stables, négative en conditions instables et infiniment grande pour la neutralité. Il a été démontré également que les fonctions  $\phi$  devaient être des fonctions "universelles" du paramètre de stabilité sans dimension  $\xi = (z - d) / L$  proposé par Monin et Obukhov (1954). Ces fonctions doivent néanmoins être déterminées empiriquement et depuis ces 20 dernières années beaucoup de travaux leur ont été consacrés :

Dyer (1965, 1967), Businger (1966), Pandolfo (1966), Swinbank (1968), Zilitinkevitch et Chalikov (1968), Webb (1970), Kyer et Hicks (1970), Paulson (1970), Businger et al (1971), Badgley et al (1972), Pruitt et al (1973), Dyer (1974), Yaglom (1977), Dyer et Bradley (1982). Leurs résultats peuvent être résumés comme suit :

- Pour le cas de l'instabilité atmosphérique :

$$\phi_h = 0,277 [(z - d) / L]^{-0,44} \quad \text{et} \quad \phi_m = 0,613 [(z - d) / L]^{-0,20}, \text{ Swinbank (1968)}$$

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 4,5 [(z - d) / L], \text{ Webb (1970)}$$

$$\phi_h = \{ 1 - 16 [(z - d) / L] \}^{-1/2} \quad \text{et} \quad \phi_m = \{ 1 - 16 [(z - d) / L] \}^{-1/4}, \text{ Dyers et Hicks (1970)}$$

$$\phi_h = 0,74 \{ 1 - 9 [(z - d) / L] \}^{-1/2} \quad \text{et} \quad \phi_m = \{ 1 - 15 [(z - d) / L] \}^{-1/4} \text{ Businger et al (1971)}$$

- Pour le cas de la stabilité atmosphérique ,

$$\phi_h = \phi_m = 1 + 5,2 [(z - d) / L], \text{ Webb (1970)}$$

$$\phi_h = 0,74 + 4,7 [(z - d) / L] \quad \text{et} \quad \phi_m = 1 + 4,7 [(z - d) / L], \text{ Businger et al (1971).}$$

En réalité, les formulations les plus couramment utilisées sont :

$$\phi_h = \phi_e = \phi_m^2 = \{ 1 - 16 [(z - d) / L] \}^{-1/2} \text{ Dyers et Hicks (1970), quand } (z - d) / L \leq 0$$

$$\text{et } \phi_h = \phi_m = \phi_e = 1 + 5,2 [(z - d) / L] \text{ Webb (1970), quand } (z - d) / L \geq 0.$$



Il faut cependant noter que ces relations ont été établies à partir d'études réalisées au-dessus de surfaces homogènes et généralement de faible rugosité (prairies ou plans d'eau), elles demeurent valables que si la hauteur de mesures  $z$  est très supérieure à la hauteur de rugosité  $z_0$ . Il est généralement admis que  $z$  doit être de l'ordre de 50 à 100  $z_0$ . ( $z_0$  est le paramètre de rugosité aérodynamique de la végétation, il est lié à la hauteur du couvert).

#### 2 - 1 - 4 - 4 La relation flux-profil

L'intégration de l'équation  $\partial u / \partial z = [u^* / k (z - d)] \phi_m$  avec la condition aux limites  $u(z) = 0$  à la surface fictive  $z = d + z_0$  donne :

$$u = \frac{u^*}{k} \left( \ln \frac{z - d}{z_0} - \psi \right)$$

$$\psi = \int_{d+z_0}^z \frac{1 - \phi_m}{z - d} dz = \psi(z) - \psi(d + z_0)$$

Paulson (1970) a calculé les fonctions qui permettent d'évaluer  $H$  à partir des mesures de  $u(z)$  et  $q(z)$  et en utilisant les expressions de  $\theta_m$  et  $\theta_k$  données par Dyer et Hicks (1970)

avec  $\psi(z) = -5 [(z-d)/L]$  en conditions de stabilité

$$\text{et } \psi(z) = 2 \ln(1 + \phi_m) + \ln(1 + \phi_m) - 4 \ln(\phi_m) - 2 \arctan(1 / \phi_m)$$

Dans la sous-couche de surface, il a bien été vérifié expérimentalement de très nombreuses fois que les profils de vitesses moyennes du vent, au-dessus de zone homogène et de faible rugosité, suivaient une loi logarithmique en fonction de  $(z - d)$ .

On peut intégrer d'une façon similaire les équations exprimant les profils de température et d'humidité au-dessus de la surface évaporante :

$$\theta(z) = \theta_m - \frac{\theta^*}{k} \left( \ln \frac{z - d}{z_0(\theta)} - \psi_\theta \right)$$

$$q(z) = q_m - \frac{q^*}{k} \left( \ln \frac{z - d}{z_0(q)} - \psi_q \right)$$

$z_0(t)$  et  $z_0(q)$  sont les paramètres de rugosité de la surface pour les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente respectivement.

$\theta_m$  et  $q_m$  désignent respectivement la température et l'humidité au niveau de la surface virtuelle  $z = d + z_0(t)$  et  $z = d + z_0(q)$ , (Thom, 1972).

Les corrections de stabilité sont les mêmes que celles exprimées plus haut.

La méthode de calcul des paramètres permettant d'aboutir à  $H$ , le flux de chaleur, est longue (méthode par itérations successives), et le dispositif expérimental relativement lourd (plusieurs niveaux de mesures). C'est la raison pour laquelle Itier (1980) a proposé une méthode simplifiée ne nécessitant plus que la mesure des écarts de vitesse de vent et de température entre deux niveaux de référence.

En régime instable, l'expression donnant  $H$  est la suivante :

$$H = K \Delta u \Delta T + K_i \Delta u^{1/2} |\Delta T|^{7/4}$$

avec  $K = -\rho C_p k^2 [\ln(z_2/z_1)]$  et  $K_i = -6,5 [gz/\theta_0 \ln(z_2/z_1)]^{3/4}$

et en régime stable :

$$H = K [\Delta u - K_s (\Delta T / \Delta u)] [\Delta T - K_s (\Delta T^2 / \Delta u^2)] \text{ avec } K_s = 5 (g/\theta_0) \Delta z$$

Partant du nombre de Richardson,  $Ri = [(z - d) / L][\phi h / \phi m^2]$ , Riou (1982) a montré qu'en conditions d'instabilité, le coefficient de Priestley (1955) :  $h^* = k^2 |z/L|^{-1/2} \phi h^{-3/2}$  pouvait être considéré comme constant sur un intervalle restreint ( $z_1, z_2$ ) et égal à sa valeur pour  $z, z^* = (z_1 z_2)^{1/2}$ .

Ceci a conduit l'auteur à proposer pour  $H$  la relation suivante :

$$H = K \Delta u \Delta T [1 - 16 (z^*/L)]^{3/4} \text{ soit } H = K \Delta u \Delta T (1 - Kr \Delta T \Delta u^{-2})^{3/4}$$

Pour les très fortes instabilités,  $z/L < -1$ ,  $h^* = \text{Cte} \# 1,3$ , d'où

$$H = \alpha |\Delta T|^{3/2}, \text{ avec } Kr = 16 (g/T) (z_1 z_2)^{1/2} [\ln(z_2/z_1)]$$

$$\text{et } \alpha = [1,3 \rho C_p (g/T)^{1/2}] / [3 (z_1^{-1/3} - z_2^{-1/3})]^{3/2}$$

Dans l'ensemble de ces formulations, K, K<sub>i</sub>, K<sub>s</sub>, K<sub>r</sub>,  $\alpha$ , sont des coefficients dépendant de la position des capteurs, z<sub>1</sub> et z<sub>2</sub> désignent deux niveaux de référence,  $\Delta U$ ,  $\Delta T$  représentent les gradients de vent et de température entre ces deux niveaux. Cette méthode souvent appelée "aérodynamique simplifiée" permet de déterminer H séparément des autres termes du bilan, et selon Grant (1975) conduit à des valeurs d'évaporation comparables à celles obtenues par la méthode du rapport de Bowen. Elle permet en outre de se passer de la connaissance de la température de surface T<sub>s</sub>, impossible à mesurer par des moyens classiques. Lorsque l'équipement disponible ne permet pas de telles mesures, le flux de chaleur sensible H peut cependant être estimé moyennant l'utilisation d'hypothèses simplificatrices concernant la température réelle de la surface, le coefficient de transfert de la chaleur, et la stabilité thermique de la couche d'air considérée. Cependant, malheureusement, dans la plupart des cas le flux de chaleur et l'évaporation ne sont pas mesurés de façons indépendantes.

## **2 - 1 - 4 - 5 Les paramètres de surface, hauteur de rugosité et hauteur de déplacement du plan de référence**

La dimension et la forme des obstacles sont des facteurs qui interviennent dans tous les phénomènes de turbulence. Nous avons vu dans ce qui précède que l'on introduisait un paramètre de rugosité non seulement pour les profils de vent mais également pour ceux de température ou d'humidité.

C'est un élément important du déterminisme de l'évaporation qui intervient au niveau des différents coefficients d'échange entre la surface et l'air.

C'est Paeschke (1937) qui, le premier a proposé, en particulier pour différentes surfaces herbeuses, une relation entre la hauteur moyenne des obstacles h et la hauteur de rugosité, z<sub>0</sub> : z<sub>0</sub> = h / 7,35. Tanner et Pelton (1960) ont confirmé cette relation par une autre, très voisine : z<sub>0</sub> = h / 7,6 ou encore log<sub>10</sub> z<sub>0</sub> = 0,997 h - 0,883.

Monteith (1973) propose également une expression dans laquelle intervient la hauteur de déplacement d : z<sub>0</sub> = 0,35 (h - d). D'autres formulations ont été proposées par Lettau (1969) ou par Cowan (1968) et Seginer (1974) pour des obstacles perméables.

En fait, il faudrait également tenir compte de la densité des obstacles (Lettau 1969) et d'autres paramètres aérodynamiques (Kondo 1971), en particulier l'influence du vent sur la végétation. Ces données ne sont pas toujours disponibles.

Les valeurs les plus couramment utilisées pour des gazons vont de  $z_0 = 0,1$  cm pour une pelouse de 1 cm de haut ;  $z_0 = 2,3$  cm pour une pelouse de 10 cm d'épaisseur (Sutton, 1953). Enfin, Kondo, cité par Brutsaert (1965) propose  $z_0 = 0,65$  pour l'ensemble des prairies naturelles.

Un autre paramètre caractéristique de la surface est la hauteur de déplacement  $d$ , qui est, rappelons-le, la hauteur dont il faut déplacer le niveau de référence par rapport au sol pour que le vent conserve un profil logarithmique. La hauteur de déplacement du plan de référence est généralement comprise entre 60 % et 80 % de la hauteur de la végétation. Stanhill (1969) a proposé une relation simple exprimant  $d$  en fonction de  $h$  à partir d'une série de mesures effectuées sur des couverts végétaux allant de 0,20 m à 20 m de hauteur :

$$\log_{10} d = 0,9793 \log_{10} h - 0,1536.$$

Cependant, pour Monteith (1973), la relation  $d = 0,63 h$  donne d'aussi bons résultats.

Par définition un tel plan devrait être invariant pour une surface donnée pour autant que la géométrie de cette surface ne change pas, ce n'est généralement pas le cas. Le graphique de la figure II - 1 emprunté à Moore (1974) a été établi à partir de différentes valeurs de  $z_0$  et  $d$  trouvées dans la littérature.

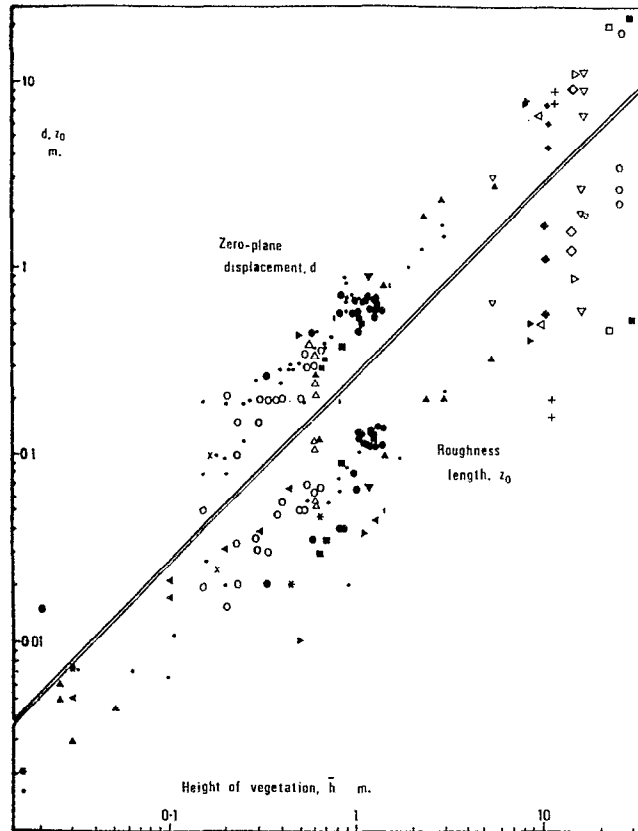


FIGURE II - 1

Valeurs de  $z_0$  et  $d$  relevées dans la littérature pour différentes hauteurs de végétation (d'après Moore, 1974)

Il montre clairement que  $z_0$  et  $d$  sont tous les deux linéairement reliés à la hauteur de la végétation. Suivant une suggestion de Thom (1971), selon laquelle  $z_0$  et  $d$  seraient liées par l'équation :  $z_0 = \xi^{-1} (h - d)$ , Moore a réanalysé ces données en exprimant graphiquement  $z_0 / (h - d)$  en fonction de  $h$  (figure II - 2)

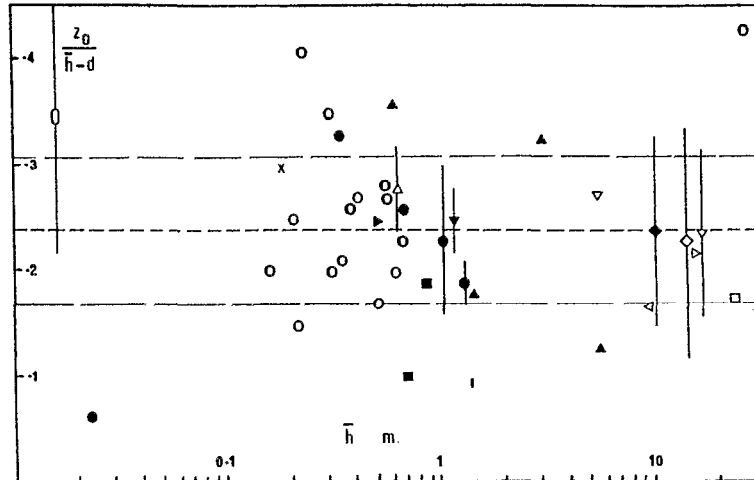


FIGURE II - 2

Valeurs du rapport  $(z_0 / (h - d))$  pour certaines des valeurs du tableau précédent

Considérant la gamme étendue de hauteurs de végétation (1 cm à 20 m), ce paramètre apparaît peu dépendant de  $h$ . On obtient pour  $\xi^{-1}$  la valeur moyenne  $0,24 \pm 0,07$ . En remplaçant l'expression de  $z_0$  proposée par Thom (1971) dans la formulation de  $u$  en conditions de neutralité, on obtient :

$$u = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z - h + \xi z_0}{z_0}$$

expression dans laquelle on utilise  $h$  et non plus  $d$ .

## 2 - 1 - 4 - 6 La résistance aérodynamique : sa définition et son estimation

La capacité de l'atmosphère à transférer une quantité à partir d'une surface dépend du degré de turbulence engendrée au-dessus de cette surface. Pour le transfert de quantité de mouvement, cette capacité est décrite par le coefficient de transfert  $K_m$ , mais il est plus aisé d'utiliser la notion de résistance aérodynamique au transfert de quantité de mouvement,  $r_a$ , entre la surface et une hauteur  $z$ . Cette résistance est donnée par :

$$r_a = \int_{d+z_0}^z \frac{1}{K_m} dz$$

ou 
$$r_a = \frac{1}{ku^*} (\ln \frac{z-d}{z_0} - \psi) = \frac{u(z)}{(u^*)^2}$$

Szeicz et al (1969) indique des valeurs de  $r_a$  mesurée à 1,5 m au-dessus de  $d + z_0$ , d'environ  $3 \text{ s.m}^{-1}$  pour la forêt et  $0,4$  à  $0,6 \text{ s.m}^{-1}$  pour de la luzerne.

On peut également définir un autre paramètre lié à  $r_a$ , qui est le coefficient de frottement défini pour la hauteur  $z$  par :

$$C_f = \frac{u^*}{u(z)} = \frac{1}{u^* r_a} = (u(z) r_a)^{-1/2}$$

Des résistances aérodynamiques peuvent être définies d'une façon identique pour les flux de chaleur sensible et latente :

$$r_h = \frac{\theta_m - \theta}{u^* \theta^*} \quad \text{et} \quad r_e = \frac{q_m - q}{u^* q^*}, \text{ ces résistances sont liées à } r_a$$

$$r_h = r_a + \frac{1}{ku^*} (\psi - \psi_h) + \frac{1}{ku^*} (\ln z/z_0)$$

$$r_e = r_a + \frac{1}{ku^*} (\psi - \psi_e) + \frac{1}{ku^*} (\ln z/z_0)$$

La notion de résistance apparaît déjà globalement et empiriquement lorsque l'on compare l'évaporation d'une nappe d'eau libre  $E_p$  à l'ETP.

Selon Penman (1956), l'ETP s'obtient simplement par la relation :  $ETP = a \cdot E_p$  où  $a$  est un facteur empirique qui varie de 0,6 pour les mois de novembre à février, à 0,8 pour les mois de mai à août et il est sensiblement égal à 0,7 pour les autres mois.

Penman précise même que ces valeurs doivent converger vers 0,7 pour les régions humides de l'équateur. Monteith (1973) a montré que ces coefficients pouvaient être appliqués avec une précision de  $\pm 15\%$  à l'ensemble des climats tempérés. Les résultats de Riou (1972) en Afrique Centrale et ceux que nous avons nous-même obtenus en Nouvelle-Calédonie fournissent des valeurs pour diverses régions, sahariennes, tropicales et équatoriales.

La végétation, même lorsqu'il s'agit d'un gazon, même lorsque l'on considère que l'eau n'est pas un facteur limitant à l'évaporation et que les surfaces d'échange sont saturées, constitue par sa structure même un frein au phénomène de diffusion de la vapeur d'eau. Après plusieurs tentatives de généralisation de l'équation originale de Penman (Penman et Schofield, 1951) ; Penman (1956, 1961) ; Monteith (1965) a été parmi les premiers à introduire la notion de résistance à la diffusion du flux de chaleur sensible et du flux d'évaporation, notée ici respectivement  $r_h$  et  $r_e$ .

L'expression générale de  $H$  est  $H = \rho C_p (\theta_2 - \theta_1) / r_h$  mais nous avons vu qu'il pouvait aussi être exprimé en fonction des gradients de vitesse de vent et de température.

$$H = -\rho C_p u^*{}^2 (\partial\theta/\partial u),$$

et dans le cas où  $u = 0$  pour  $z = d + z_0$   $H = -\rho C_p u^*{}^2 (T(z) - T(0)) / u(z)$ ,

d'où  $H = -\rho C_p (T(z) - T(0)) / r_h$  en posant  $r_h = u(z) / u^*{}^2$ .

Monteith exprime le flux de chaleur latente  $LE$  sous la forme :  $LE = [\rho C_p / \gamma (e(z) - e(0))] / r_e$ .

$r_h$  et  $r_e$  ont les dimensions de l'inverse d'une vitesse,  $e(z)$ ,  $e(0)$  désignent respectivement la tension de vapeur au niveau  $z$  et la tension de vapeur saturante au niveau  $z = 0$ . Une intéressante analyse présentée par Thom et Oliver (1977) tente de relier la résistance aérodynamique à l'expression  $E_a$  de l'équation originale de Penman et montre que celle-ci est inversement liée à :

$$E_a : r_{a(p)} = 65,0 (e_s - e) / E_a = 250 (1 + 0,54 u) \text{ en } s.m^{-1}$$

Leur analyse conduit à proposer pour  $r_a$ , l'expression suivante :

$$r_a = 4,72 [\ln (z/z_0)]^2 / (1 + 0,54u)$$



Van Bavel et Hillel (1976) proposent également une expression simple pour le calcul de la résistance aérodynamique :

$$r_a = [\ln (z/z_0)]^2 / 0,16u \text{ en conditions de neutralité. Cette expression est affectée}$$

d'un facteur de correction de stabilité :  $St = 1 / (1 - 10 Ri)$ ,  $Ri$  étant le nombre de Richardson.

Enfin Choudury et al (1986) proposent une expression dans laquelle intervient la température radiative de surface  $T_s$  :

$$r_a = \frac{\{\ln ((z - d)/z_0)\}^2}{ku^2 (1 + \eta)^2}, \text{ avec } \eta = \frac{5(z - d) g (T_s - T)}{Tu^2} \text{ (Legg et Long, 1975)}$$

## 2 - 1 - 4 - 7 La résistance physiologique de la végétation au transfert de vapeur

Il existe une seconde régulation des transferts de vapeur d'eau entre la plante et l'atmosphère qui s'effectue au niveau même des stomates des feuilles. La résistance physiologique d'une feuille ( $r_f$ ) à la diffusion de vapeur d'eau à partir de ses cavités sous-stomatiques vers une couche limite de contact pourrait être définie de la façon suivante :

$$r_f = \frac{\rho \lambda (q_w(T_s) - q_s)}{\lambda E}$$

où  $q_w(T_s)$  est l'humidité spécifique à saturation, à la température de la feuille, et  $q_s$  l'humidité spécifique à l'extérieur de la feuille. La mesure directe pour l'ensemble d'un couvert est difficilement réalisable du moins par des méthodes simples. On préfère souvent introduire une résistance générale du couvert et Monteith (1963, 1965) propose la relation suivante :

$$r_c = \frac{\rho \lambda (q_w(T_0) - q_0)}{\lambda E}$$

$T_0$  et  $q_0$  représentent la température et l'humidité de la surface du couvert végétal au niveau  $d + z_0$ .  $r_f$  et  $r_c$  sont liées par la relation  $r_c = r_f/LAI$ ; (Szeicz et Long, 1969). LAI est l'index de végétation (Leaf Area Index des auteurs anglo-saxons). L'utilisation de cette formulation suppose que les processus d'échange de chaleur, de vapeur et de quantité de mouvement au niveau de la surface du couvert sont identiques.

Pour Thom (1972), il est préférable d'utiliser :

$$r_{cT} = \frac{\rho\lambda(q_w(\theta_m) - q_m)}{\lambda E}$$

flux-profil,  $r_{cT}$  exprime donc la résistance globale de la surface du couvert végétal en prenant en compte les différences dans les processus de transfert. On démontrerait aisément que :

$$\lambda E = \frac{F'(Rn - G) + \frac{\rho C_p}{r_h} (q_w(T) - q)}{(F' + \gamma') \left(1 + \frac{r_{cT}}{r_e}\right)}$$

où  $F' = dq_w/dT$ ,  $\gamma' = \gamma r_e/r_h$ . Si  $r_a$  est une bonne approximation de  $r_h$  et  $r_e$ , l'équation ci-dessus se ramène à celle de Monteith (1965).

$$\lambda E = \frac{F'(Rn - G) + \frac{\rho C_p}{r_a} (q_w(T) - q)}{(F' + \gamma') \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}$$

où  $r_c$  est une résistance purement physiologique. La résistance globale de surface  $r_{cT}$  peut être également définie par :

$$r_{cT} = \left(\frac{F'}{\gamma'} \beta r_h - r_e\right) + (1 + \beta)r_i \text{ où } \beta \text{ est le rapport de Bowen et } r_i \text{ est une "résistance}$$

climatique" (Stewart et Thom, 1973) donnée par :

$$r_i = \frac{\rho\lambda(q_w(T) - q)}{Rn - G}$$

Si  $r_{cT}$  est connue le rapport de Bowen peut alors être exprimé sous la forme suivante :

$$\beta = \frac{r_{cT} + r_e - r_i}{(F'/\gamma')r_h + r_i}$$

Pour Stewart et Thom (1973), l'importance relative de  $r_{cT}$  et  $r_i$  détermine la répartition de l'énergie disponible. En effet, si  $r_i > (r_{cT} + r_e)$ , le flux de chaleur latente va être supérieur à l'énergie disponible, ce qui est possible uniquement si l'atmosphère fournit de la chaleur sensible. Des valeurs de ces résistances extraites de la littérature sont fournies dans le tableau B - II en annexe.

## **2 - 2 LES METHODES BASEES SUR LA MESURE DIRECTE DE L'EVAPORATION OU UTILISANT LES DONNEES DU CLIMAT**

Ces méthodes conduisent généralement à la connaissance de l'ETP. C'est donc surtout en régions tropicales humides qu'elles trouvent leurs applications puisque l'évaporation y est souvent assez proche des conditions de Thornthwaite (saturation au sommet du couvert végétal, pas de limitation de l'approvisionnement hydrique au niveau des racines, densité suffisante du couvert). En réalité, il s'agit de l'évapotranspiration réelle maximale d'un gazon bien irrigué, physiologiquement actif et couvrant une superficie suffisamment grande, évapotranspiration sur laquelle sont généralement ajustées les estimations faites par différentes formules de ce que la plupart des auteurs ont convenu d'appeler l'ETP climatique et dont il sera question dans ce qui suit.

Un aspect particulier qu'il peut être intéressant de développer réside dans la connaissance des interactions entre évaporation, climat, et types de temps. C'est ce qui a fait l'objet des études réalisées en Nouvelle-Calédonie et dans le Pacifique tropical.

### **2 - 2 - 1 RELATIONS EVAPORATION, CLIMAT, ET TYPES DE TEMPS A NOUMEA (NOUVELLE-CALEDONIE)**

#### **2 - 2 - 1 - 1 Dispositif et méthodes de mesures**

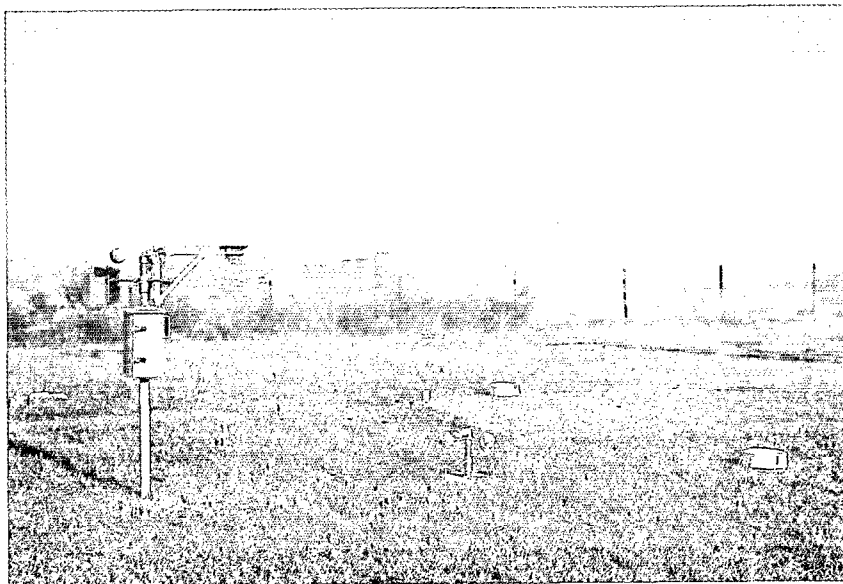
Le dispositif mis en place sur le site de Nouméa permet d'une part la mesure directe de l'ETP grâce à un évapotranspiromètre de 4 m<sup>2</sup> de surface, et d'autre part la mesure d'un ensemble de données climatiques à partir desquelles peut être réalisée une estimation indirecte de l'ETP, et enfin tester l'influence de divers facteurs dont elle dépend.

Ces mesures concernent soit l'état physique de la masse d'air située au-dessus de la surface qui évapore (température, tension de vapeur d'eau dans l'air, déficit de saturation de l'air ou encore vitesse du vent), soit des phénomènes radiatifs (rayonnement solaire global : rayonnement net, chaleur du sol...).

##### **a - L'évapotranspiromètre**

C'est un bac de section carrée de 4 m<sup>2</sup> et de 0,75 m de profondeur réalisé en "contre-plaqué marine", fibré à l'intérieur et enduit de résine Epoxy à l'extérieur.

PHOTO : J.P. BRUNEL



STATION CLIMATOLOGIQUE DE L'ETP À NOUMÉA (NOUVELLE-CALÉDONIE)

PHOTO : J.P. BRUNEL



MESURE DU DÉBIT DE SÈVE PAR LA MÉTHODE DU FLUX DE CHALEUR

Il est situé au centre d'une pelouse de 400 m<sup>2</sup> dont le rôle est de diminuer l'effet d'oasis au niveau du bac et rempli de différentes couches de matériaux assurant un bon drainage. Le rebord du bac dépasse de 2 cm le reste de la pelouse. Ce bac communique par un tuyau en PVC de 10 cm de diamètre avec un système de récipients qui permettent, d'une part de recueillir l'eau de drainage, et d'autre part d'y maintenir une nappe d'eau permanente à 50 cm de la surface.

Ce bac, comme l'"anneau de garde" environnant, est recouvert d'un gazon : une graminée d'origine américaine largement répandue sur le Territoire comme pâturage : *Stenotaphrum Subulatum*. Les mêmes traitements sont apportés simultanément à la végétation du bac et à la pelouse : arrosages, engrais, coupes.

Le principe de la mesure est celui du bilan hydrologique :

$$\text{Pluie} = \text{ETP} + \text{Drainage} + \text{Variation de la nappe} + \text{Ruissellement}$$

Le ruissellement et les variations de la nappe sont nuls par construction. Le drainage est mesuré deux fois par jour, le matin à 7 h et le soir à 19 h.

Les précipitations sont mesurées deux fois par jour aux mêmes heures. L'arrosage est connu. On peut donc calculer l'ETP par simple différence :

$$\text{ETP} = \text{Pluie (ou irrigation)} - \text{Drainage.}$$

L'exploitation des données se fait à l'échelle décadaire, car il n'est pas rare après une forte pluie de voir le drainage s'étaler sur 3 jours.

#### **b - La mesure des caractéristiques physiques de l'air et de son "pouvoir évaporant"**

- Les températures "sèches" et "humides" : elles sont mesurées à différents niveaux et avec des équipements divers.

Dans l'abri météorologique, (de type "en bois, grand modèle") il s'agit d'un psychromètre fixe relevé trois fois par jour à 7 h, 13 h et 19 h. Ces données permettent le calcul de l'humidité relative de l'air, de la température du point de rosée et de la tension de vapeur d'eau dans l'air. Un thermo-hydrographe complète cet équipement.

Au-dessus de la pelouse, un dispositif de thermocouples montés en série et placés à deux niveaux (que l'on peut faire varier) permet la mesure en continu des gradients de températures sèches et humides, et donc le calcul des gradients d'humidité et de tension de vapeur.

- Les températures minimales et maximales. Elles sont mesurées deux fois par jour à 7 h et 19 h dans l'abri.

- La vitesse du vent et sa direction : une batterie de 4 anémomètres permet de connaître la vitesse du vent à différents niveaux entre 0,24 m et 2 m de hauteur au-dessus de la pelouse (0,24 m, 0,67 m, 1,30 m, 2,00 m). Les trois anémomètres des niveaux inférieurs (CASELLA) sont du type "totaliseur", l'anémomètre à 2,00 m (LAMBRECHT) est enregistreur, il fournit le vent moyen horaire et sa direction.

L'évaporation "Piche" : elle est mesurée deux fois par jour à 7 h et à 19 h dans l'abri météorologique.

L'évaporation sur bacs d'eau libre : elle est mesurée à partir de bacs enterrés de type "colorado", de 1 m<sup>2</sup> de section carrée et de 0,70 m de profondeur. Leur rebord dépasse de 10 cm le niveau du sol, et le niveau de référence de l'eau, matérialisé par une pointe, se trouve à 10 cm du rebord. L'un des bacs est situé dans la pelouse, l'autre dans le sol non recouvert de végétation. Les mesures sont effectuées deux fois par jour à 7 h et 19 h. La température superficielle de l'eau de ces bacs est mesurée trois fois par jour à 7 h, 13 h, 19 h.

### c - Les phénomènes radiatifs

Les rayonnements solaires global, diffus et réfléchi sont mesurés à l'aide de pyranomètres KIPP et ZONEN. Dans un premier temps, les données étaient recueillies à l'aide d'enregistreurs potentiométriques, puis dépouillées manuellement au pas de temps horaire. Par la suite, les enregistreurs ont été remplacés par des intégrateurs électroniques, à pas de temps horaire pour les rayonnements global et diffus, et variable pour le réfléchi.

Le rayonnement net est mesuré grâce à un pyrromètre différentiel MIDDLETON et enregistré sur un enregistreur potentiométrique du type MECI HEXAPONT;

Le flux de chaleur dans le sol est estimé indirectement à partir des mesures de températures dans le sol à différents niveaux, ou directement l'aide d'un fluxmètre MIDDLETON;

La durée d'insolation est mesurée à l'aide d'un héliographe de type "CAMPBELL" (diagrammes Météorologie Nationale). Les données sont dépouillées à l'échelle de la demi-journée.

#### d - Les précipitations

Les précipitations sont mesurées à deux niveaux et à l'aide d'équipements variés.

Au sol : deux pluviomètres de type "Association" sont placés de part et d'autre de l'évapotranspiromètre, l'un au vent dominant, l'autre sous le vent. Ils sont disposés de telle façon que le bord inférieur de la collerette de l'entonnoir surplombe le sommet de la végétation. C'est la moyenne des précipitations recueillies par ces deux appareils qui est prise en compte dans le bilan du lysimètre. Un autre pluviomètre "Association" est placé au centre d'une fosse de 1 m<sup>2</sup> de section carrée et de 0,70 m de profondeur, il sert à la correction de l'évaporation des bacs d'eau libre.

A 1,50 m , un pluviographe et un pluviomètre journaliers "Association" permettent la connaissance des intensités et la comparaison des précipitations avec celles des autres postes pluviométriques du Territoire. Tous ces appareils sont relevés deux fois par jour à 7 h et 19 h.

#### 2 - 2 - 1 - 2 Résultats des mesures d'évapotranspiration potentielle

Il s'agit ici du résultat des mesures journalières effectuées sur l'évapotranspiromètre et exploitées à l'échelle de la décade et du mois. Le type d'évapotranspiromètre utilisé ici (à drainage), ne permet pas en effet l'exploitation des données à une échelle plus fine, sauf exception et pour des périodes limitées.

Ces résultats qui intéressent les années 1978 à 1981 constituaient les premiers renseignements concernant l'ETP mesurée sur le Territoire. Les valeurs décadaires sont regroupées en annexe. Dans le tableau qui suit ne figurent que les moyennes mensuelles pour chacune des 4 années, ainsi que les moyennes sur 4 ans.

TABLEAU 2 - 2

ETP : Valeurs moyennes pour Nouméa (mm et mm j<sup>-1</sup>)

- Moyennes mensuelles

AN	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1978	178,7	194,1	163,7	138,7	113,7	90,7	105,4	110,1	142,7	143,6	161,6	179,3
	5,8	6,9	5,3	4,6	3,7	3,0	3,4	3,6	4,8	4,6	5,4	5,8
1979	169,4	144,8	148,9	118,5	90,6	69,3	87,1	116,5	137,6	170,0	187,1	213,4
	5,3	5,2	4,8	4,0	2,9	2,3	2,8	3,8	4,6	5,5	6,2	6,9
1980	178,7	174,6	165,2	119,9	102,2	6,7	83,7	98,4	138,8	154,4	185,9	180,9
	5,8	6,0	5,3	4,0	3,3	2,9	2,7	3,2	4,4	5,0	6,2	5,8
1981	144,9	155,9	144,8	135,4	96,0	74,3	84,5	91,0	110,0	128,4	140,9	146,2
	4,7	5,6	4,7	4,5	3,1	2,5	2,7	2,9	3,7	4,1	4,7	4,7



- Moyennes inter-annuelles 1978 -1981

167,9	167,4	155,7	128,1	100,6	80,3	90,2	104,0	130,8	149,1	168,9	180,0
5,4	5,9	5,0	4,3	3,3	2,7	2,9	3,4	4,4	4,8	5,6	5,8

- Dispersion

ABS	1,09	1,36	0,66	0,67	0,75	0,71	0,70	0,82	1,09	1,34	1,54	2,16
SIG	0,45	0,65	0,29	0,30	0,28	0,29	0,29	0,32	0,42	0,49	0,64	0,64
CV.%	8,3	11,0	5,8	7,0	8,6	10,8	10,0	9,6	9,6	10,2	11,4	13,1

L'ETP moyenne annuelle pour la période considérée (1978 - 1981) est légèrement supérieure à 1600 mm (1623 mm) soit  $4,45 \text{ mm j.}^{-1}$  avec un écart-type de 0,32 et un coefficient de variation de 7,2 %. Les totaux annuels varient de + 6 % par rapport à cette moyenne en 1978 à - 10,5 % en 1981.

Remarques : les valeurs de l'année 1981 sont en moyenne sous-estimées. Un ralentissement de l'activité végétative du gazon a été constaté à partir du mois d'août 1981 en particulier, mais aucune cause n'a pu être déterminée avec précision. Compte tenu de cette observation effectuée sur le terrain, et des valeurs des autres données climatiques (rayonnement solaire, évaporation du bac), on peut avancer sans se tromper que le total de l'année 1981 aurait dû être proche de 1600 mm et la moyenne inter-annuelle voisine de 1670 mm.

A l'échelle mensuelle, on note que l'ETP croît régulièrement de juin où les valeurs dépassent rarement 3,0 mm par jour, à décembre où elles avoisinent 6 mm par jour. Elles décroissent ensuite régulièrement jusqu'en juin avec cependant une exception pour le mois de février, pour lequel les valeurs d'ETP sont souvent égales ou supérieures à celles de décembre. Il s'agit là des effets conjugués du rayonnement solaire et de la température dont les variations ne sont pas en phase.

Les coefficients de variation mensuels sont de l'ordre de 10 %. Ils sont les plus faibles pour les mois de mars et avril (5,8 % et 7 % respectivement), et les plus élevés en novembre et décembre (11,4 % et 13,1 %).

La figure II - 3 montre les variations de l'ETP moyenne mensuelle de chaque année par rapport à la moyenne.

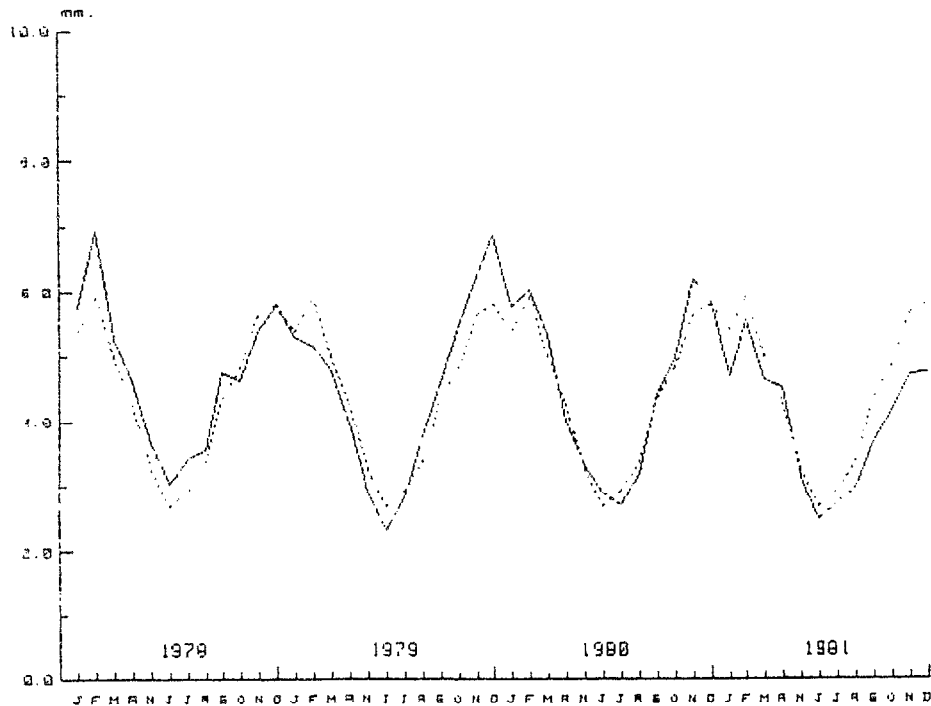


FIGURE II - 3

Valeurs moyennes inter-annuelles de l'ETP mesurée à Nouméa

### 2 - 2 - 1 - 3 L'ETP et les autres éléments du climat

#### a - L'ETP et la température de l'air

L'ETP est une donnée complexe qui dépend de nombreux facteurs, néanmoins étant un phénomène essentiellement diurne, il existe une liaison entre celle-ci et la température de l'air. Nous avons retenu ici la température maximale de l'air (TX) comme élément de comparaison. Riou (1972) avait été le premier à introduire ce type d'approche.

En examinant les coefficients de corrélation entre TX et ETP à l'échelle de la décade, on obtient les résultats suivants :

TABLEAU 2 - 3

Coefficients de corrélation obtenus entre l'ETP et la température maximale de l'air suivant différents déphasages

	TX(n)	TX(n+1)	TX(n+2)	TX(n+3)	TX(n+4)	TX(n+5)	TX(n+6)
ETP(n)	0,69	0,75	0,79	0,77	0,75	0,73	0,70

La meilleure corrélation est obtenue avec un décalage de 20 jours de la température maximale. Ce déphasage est confirmé à l'échelle des moyennes inter-annuelles, le meilleur ajustement étant obtenu pour la relation suivante :

$$ETP_{(n)} = 0,49 [(TX_{(n)} + 2 TX_{n+1}) / 3] - 8,3 ; \text{ avec } r = 0,96$$

b - L'ETP et l'évaporation sur bac

**L'évaporation du bac : quelques relations avec les éléments du climat**

Les données fournis par le bac présentent à de nombreux égards un intérêt certain. Outre le fait qu'elles constituent une estimation de l'évaporation des nappes d'eau libre (Webb 1966) elles pourraient également constituer un indice climatique intéressant si les mesures étaient beaucoup plus nombreuses et plus standardisées. A cet effet, l'OMM a défini le bac de classe A comme instrument standard de cette mesure, et son utilisation tend maintenant à se généraliser.

Le bac utilisé ici est du type ORSTOM, voisin du bac "COLORADO" américain enterré dans l'anneau de garde de l'évapotranspiromètre.

Les données d'évaporation sur ce bac permettent en outre de réaliser une étude expérimentale de la relation de DALTON que nous verrons plus loin, ainsi qu'une approche du "pouvoir évaporant de l'air" , paramètre entrant dans certaines formules d'estimation de l'ETP. Enfin utilisé conjointement avec un évapotranspiromètre, il permet le calage d'une relation statistique exprimant l'ETP en fonction de l'évaporation du bac.

Les valeurs moyennes mensuelles obtenues à Nouméa figurent dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 4

Valeurs moyennes journalières de l'évaporation mesurée sur bac (mm.j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
1978	6.9	8.1	6.4	5.5	4.5	3.7	3.5	4.1	5.2	6.3	6.5	6.3	5.56
1979	6.6	5.8	5.6	4.8	3.5	2.8	3.4	4.1	5.6	6.4	7.7	9.0	5.42
1980	6.3	6.6	6.2	4.8	3.9	3.3	3.5	4.4	5.7	5.9	8.5	7.4	5.53
1981	5.3	6.6	5.6	6.0	3.8	3.3	3.9	4.4	6.0	6.9	7.2	6.5	5.44

Moyennes inter-annuelles

Moy	6,3	6,8	6,0	5,2	3,9	3,3	3,6	4,3	5,6	6,4	7,4	7,3	5,5
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Dispersion

ABS	1.6	2.3	0.8	1.2	1.0	0.9	0.5	0.3	0.8	1.0	2.0	2.7	0.14
SIG	0.69	0.96	0.41	0.59	0.42	0.37	0.22	0.17	0.33	0.41	0.84	1.23	0.07
CV.%	0.11	0.14	0.07	0.11	0.11	0.11	0.06	0.04	0.06	0.06	0.11	0.17	0.12

**Commentaires :**

L'évaporation moyenne annuelle pour les 4 années de mesures est à peu de choses près de 2 mètres (2 004 mm). La variation d'une année sur l'autre est faible, 1980 mm en 1979 pour la valeur la plus faible, 2028 mm en 1978 pour la valeur la plus forte. Cette évaporation annuelle peut surprendre, elle est en effet du même ordre de grandeur que celle qui affecte par exemple la zone de transition entre les zones "tropicales humides" et "sahariennes" de l'Afrique Centrale (Riou 1972). Nous verrons qu'elle s'explique fort bien en fonction du contexte climatique général, et de la situation particulière du site de mesures.

Les moyennes mensuelles varient de plus de 7 mm par jour (plus de 200 mm par mois), en novembre et décembre, à 3,3 mm par jour en juin (100 mm par mois). Pour un même mois les variations peuvent être importantes, ainsi en février, les moyennes s'étalent de 5,8 à 8,1 mm, en décembre de 6,3 à 9 mm.

(Notons pour revenir à cette comparaison avec les mesures effectuées par Riou en Afrique Centrale, qu'en 6 ans d'observations à N'Djamena (TCHAD) (1965 - 1970), aucune évaporation moyenne mensuelle supérieure à 8 mm par jour n'a été relevée).

A l'opposé, en juin, juillet, août, les moyennes mensuelles restent assez voisines d'une année à l'autre. Ceci s'exprime dans l'évolution du coefficient de variation (CV %) qui passe de 17 % au mois de décembre de 4 % au mois d'août.

#### **Remarque sur l'évaporation nocturne :**

Les mesures étant effectuées 2 fois par jour à 7 h et 19 h, il est possible de séparer l'évaporation nocturne de l'évaporation totale de la journée. Les résultats montrent qu'en moyenne, l'évaporation de nuit représente mensuellement de 30 % à près de 50 % de la hauteur totale évaporée journalièrement. Les rapports moyens mensuels,  $E_b$  nuit /  $E_b$  totale exprimés en % sont les suivants de janvier à décembre :

39,7, 37,9, 40,8, 38,9, 42,6, 45,2, 44,1, 42,0, 38,3, 36,3, 32,8, 34,5

C'est pendant les mois de mai à août que ces rapports sont les plus élevés. A cette période correspondent les durées d'ensoleillement les plus faibles de l'année, et par conséquent l'évaporation diurne est également plus faible, l'évaporation nocturne représente donc une part plus importante de l'évaporation totale.

Dans ce type de bac enterré, il se développe durant la nuit des cellules de convection verticales assurant le renouvellement d'eau plus chaude en surface, ce qui entretient l'évaporation.

#### **Relation évaporation du bac - rayonnement global :**

L'ETP peut s'exprimer simplement en fonction de l'énergie disponible, le rayonnement net, ou plus simplement même, en fonction de l'énergie solaire incidente, le rayonnement global. Il en est de même de l'évaporation du bac, et la relation statistique que nous avons établie est la suivante :

$E_b = 0,71 R_g - 0,18$ , avec  $E_b$  et  $R_g$  en mm d'eau par jour. Le coefficient de corrélation est respectivement de 0,92 - 0,95 - 0,99 selon que l'on utilise les moyennes décennales, mensuelles ou inter-annuelles.

Il semble qu'il existe un léger déphasage d'une dizaine de jours entre l'évaporation du bac et le rayonnement.

### Relation évaporation du bac - température de l'air

Comme pour l'ETP, on peut également observer ici un déphasage entre les valeurs de l'évaporation et celles de la température. Ce déphasage paraît néanmoins plus important puisqu'il représenterait un peu plus d'un mois. Les différents ajustements linéaires entre  $E_b(n)$  et TX conduisent en effet aux résultats suivants avec les moyennes inter-annuelles :

TX <sub>n</sub>	$(2TX_n+TX_{n+1})/3$	$(TX_n+2TX_{n+1})/3$	TX <sub>n+1</sub>	$(2TX_{n+1}+TX_{n+2})/3$	$(TX_{n+1}+TX_{n+2})/3$	TX <sub>n+2</sub>
0,75	0,84	0,90	0,93	0,96	0,94	0,88

La meilleure corrélation est obtenue entre  $E_b(n)$  et  $(2TX_{(n+1)} + TX_{(n+2)})/3$  soit un déphasage d'environ 40 jours. La relation est la suivante :

$E_b(n) = 0,57 (2TX_{(n+1)} + TX_{(n+2)}) / 3 - 9,6$ . Cette relation reste la même avec les valeurs mensuelles.

Il arrive fréquemment que les données d'un bac servent à fournir une estimation directe de l'ETP, en particulier toutes les fois où l'absence de poste climatologique, rend impossible cette estimation par l'utilisation de formules de calcul. Ce passage de l'évaporation d'un bac à l'ETP peut être réalisé en appliquant un coefficient variable selon le lieu et l'époque de l'année, et bien évidemment selon le type de bac utilisé.

Les valeurs moyennes des rapports ETP /  $E_b$  obtenues à Nouméa sur la période 1978 - 1980 sont les suivantes :

TABLEAU 2 - 5  
Valeurs moyennes mensuelles des rapports ETP/  $E_b$

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
0,86	0,89	0,85	0,84	0,84	0,84	0,86	0,83	0,84	0,81	0,79	0,82	0,835

Les valeurs les plus faibles sont observées entre octobre et novembre, mois généralement les plus secs, la valeur la plus forte se situe en février. On notera que les valeurs mensuelles ne sont pas très éloignées de la moyenne inter-annuelle : 0,84. Seule une analyse plus précise des mécanismes intervenant dans les deux phénomènes, permettrait peut-être d'expliquer les légères différences observées qui, à l'exception des mois de février et novembre bien caractéristiques, semblent plus relever d'une dispersion aléatoire.

Ceci se manifeste assez bien au niveau de la relation statistique liant ces deux données. Nous avons obtenu à partir des moyennes inter-annuelles la relation qui suit :  $ETP = 0,81 E_b + 0,13$ , le coefficient de corrélation est 0,99. A partir des moyennes individuelles de chaque mois la relation est un peu différente, on a :  $ETP = 0,77 E_b + 0,34$ , le coefficient de corrélation est 0,96.

La figure II - 4 représente graphiquement la droite de régression obtenue à partir des deux séries de données.

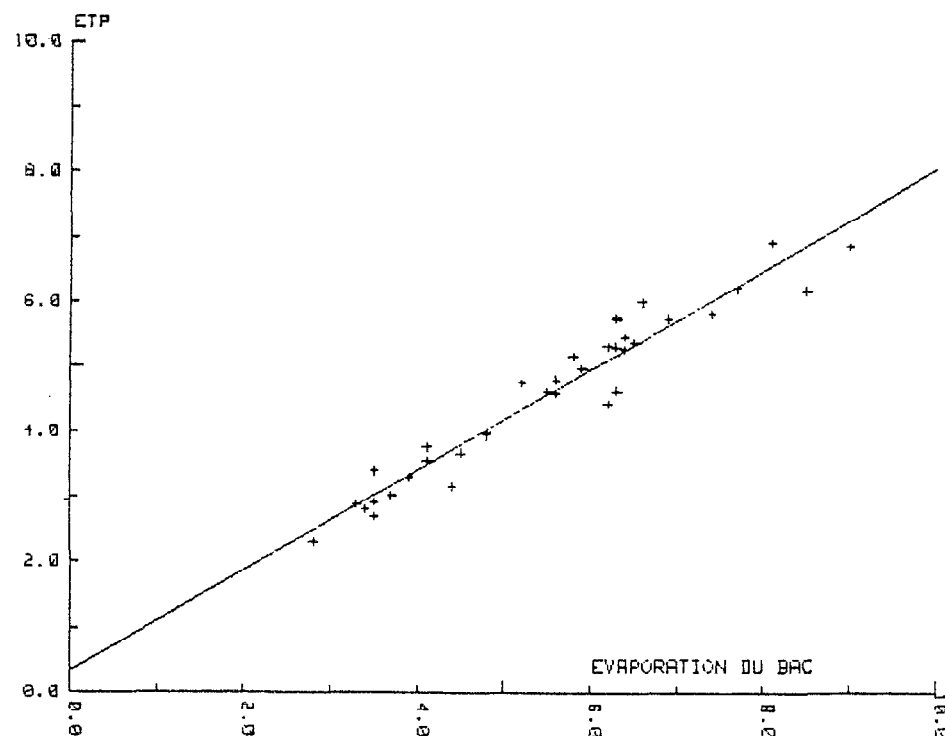


FIGURE II - 4

Droite de régression ETP et évaporation du bac en pelouse

### c - L'ETP et l'évaporation du Piche

#### **L'évaporation "Piche"**

Un siècle après son invention, l'atmomètre de Piche (1872) est toujours largement utilisé dans le monde. Peu d'instruments scientifiques peuvent revendiquer une telle carrière. Certes, l'intérêt de la mesure de "l'évaporation Piche" a été et reste encore très souvent discuté.

En effet, cette petite surface évaporante de quelques cm<sup>2</sup>, placée dans des abris de taille et de conception souvent variées, semble difficilement pouvoir rendre compte de l'évaporation à l'échelle qui intéresse l'hydrologue ou l'agronome. Cette mesure offre néanmoins l'avantage d'être très répandue, simple et ne nécessitant pas d'appareillage coûteux.

L'étude physique de l'appareil a été effectuée par De Vries et Venema (1954), et de nombreux auteurs ont essayé des relations empiriques entre les mesures d'évaporation "Piche" et des valeurs d'ETP mesurées ou estimées par différents modèles.

Prescott et Stirk (1951) ont montré que l'évaporation mesurée par cet instrument était fonction du déficit de saturation de l'air et de la vitesse du vent, ce à quoi on pouvait s'attendre. Ces facteurs étant les mêmes que ceux qui interviennent dans l'expression du "pouvoir évaporant de l'air" ou terme aérodynamique de Penman,  $E_a$ , d'autres auteurs ont cherché à établir une liaison entre  $E_a$  et  $E_{piche}$ .

Stanhill (1962) a trouvé qu'à Gilat (31°N, Israël),  $E_a$  pouvait s'exprimer de la façon qui suit:  $E_a = 0,149 E_{piche} + 0,11$ . Fleming (1964) à Griffith (34° S, Australie) a montré que  $E_{piche}$  était liée au déficit de saturation de l'air par la relation  $E_{piche} = 22,8 e + 0,15$ ,  $e$  étant le déficit de saturation de l'air calculé mensuellement (en mm Hg), en substituant à la température de l'air, celle du thermomètre humide, plus proche selon cet auteur de la température de la surface évaporante.

Heine (1981) a effectué une étude systématique des relations établies entre les valeurs d'évaporation Piche et celles du terme aérodynamique de la formule de Penman, pour l'ensemble de la Nouvelle-Zélande et pour la station d'Apia (Samoa Occidentales). Cet auteur met en évidence une variation saisonnière des équations de régression obtenues, les pentes restant constantes, les ordonnées à l'origine augmentant régulièrement de juillet (hiver austral) à janvier (été austral) mais il précise que pour Apia (13° S), ces variations n'apparaissent pas.

L'approche la plus complète reste à notre connaissance celle de Thom et al (1981). Partant des constatations de Stanhill (1962) et de Bouchet (1963) sur la relation existant entre l'évaporation Piche et le terme aérodynamique de l'équation de Penman, les auteurs suivant en cela Brochet et Gerbier (1974) posent :

$$\alpha(E_p) E_{piche} = \left( \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \right) f_p(u) (e_s - e_a)$$

$f_p(u)$  représente ici la "fonction vent" de l'équation originale de Penman :

$f_p(u) = 0,26 ( + 0,54 u)$ :  $\alpha(E_p)$  est un coefficient



D'une façon similaire, ils définissent :

$$E_{\text{Piche}} = \left( \frac{\gamma'}{\gamma' + \Delta} \right) f_{\text{pi}}(u_i)(e_s - e_a)$$

De ces deux expressions, ils extraient :

$$\alpha(E_p) = \left( \frac{1 + \Delta / \gamma'}{1 + \Delta / \gamma} \right) (f_p(u) / f_{\text{pi}}(u_i))$$

avec  $f_{\text{pi}}(u) = 1,4 u_i^{1/2} \text{ mm.j}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  en convection forcée et

$f_{\text{pi}}(u_i) = 0,16 (T - T_s)^{1/4} \text{ mm.j}^{-1} \text{ mb}^{-1}$  en convection libre, pour une rondelle de papier filtre de 30 mm de diamètre.

$u_i$  désigne la vitesse du vent à l'intérieur de l'abri, estimée à  $0,2 U_{(2 \text{ m})}$  et  $\gamma'$ , une constante psychrométrique apparente pour le Piche dont l'expression est donnée par :

$$\gamma = \gamma' \{ 0,93 + (g + q) / (\gamma f_{\text{pi}}(u_i)) \}, \quad g \text{ et } q \text{ étant des coefficients.}$$

La forte dépendance de  $\alpha$  avec  $\Delta / \gamma$  par l'intermédiaire de  $\Delta$  (la dérivée de la courbe de tension de vapeur saturante) et donc de la température de l'air  $T_a$  est mise en évidence. Les auteurs proposent même la relation suivante :

$\alpha(E_p) = 0,42 \{ 1 - 0,01 (T_a - 19) \}$  ;  $\alpha(E_p) = 0,42$  étant la valeur moyenne obtenue au cours de leurs expérimentations, ( $0,38 < \alpha < 0,43$ ). Aucune dépendance de  $\alpha$  avec la vitesse du vent n'a pu être montrée du moins dans la gamme des vitesses observées ( $0,72 < u < 3,29 \text{ m.s}^{-1}$ ). Les auteurs pensent qu'en utilisant une approche suffisamment physique comme celle qui a été la leur, les mesures d'évaporation Piche peuvent conduire à des estimations satisfaisantes de l'ETP même à l'échelle horaire.

L'approche que nous avons utilisée s'inspire également des travaux de Bouchet (1963) ou de Brochet et Gerbier (1974) mais reste plus empirique que celle de Thom et al (1981), les données dont nous disposons ne permettant pas une analyse aussi fine. Néanmoins, les résultats auxquels nous sommes parvenus nous semblent présenter un intérêt pratique dans la mesure où l'évaporation Piche est mesurée dans de nombreuses stations météorologiques.

L'évaporomètre de Piche, placé dans l'abri ne reçoit pas de rayonnement. Toute l'énergie nécessaire à l'évaporation est donc empruntée à l'air ambiant sous forme de chaleur sensible, et le rayonnement net est considéré comme nul.

On peut donc écrire :

$E_p = f(T_a - T_p) = f'(e_{wp} - e_a)$ ,  $T_a$  et  $T_p$  sont respectivement les températures de l'air et de la surface évaporante,  $e_{wp}$  représente la tension de vapeur saturante de l'air en contact avec la surface évaporante à la température  $T_p$ ,  $e_a$  désigne la tension de vapeur de l'air à la température  $T_a$ . Les fonctions  $f$  et  $f'$  dépendent de la vitesse du vent et seront explicitées plus loin. Cette expression est analogue à l'équation psychrométrique si l'on remplace  $e_{wp}$  par  $e_{wh}$ , la tension de vapeur saturante à la température du thermomètre humide.

Ceci suppose que la température de la pastille évaporante soit sensiblement la même que celle du thermomètre mouillé, ce qui a pu être vérifié. Par ailleurs, la ventilation dans l'abri est telle, que le "résidu du rayonnement" qui pourrait provenir de l'écart de températures entre les parois de l'abri et la pastille évaporante est éliminé.

La figure II - 5 montre les relations existant entre l'évaporation Piche  $E_p$  et l'écart  $T_a - T_h$ .

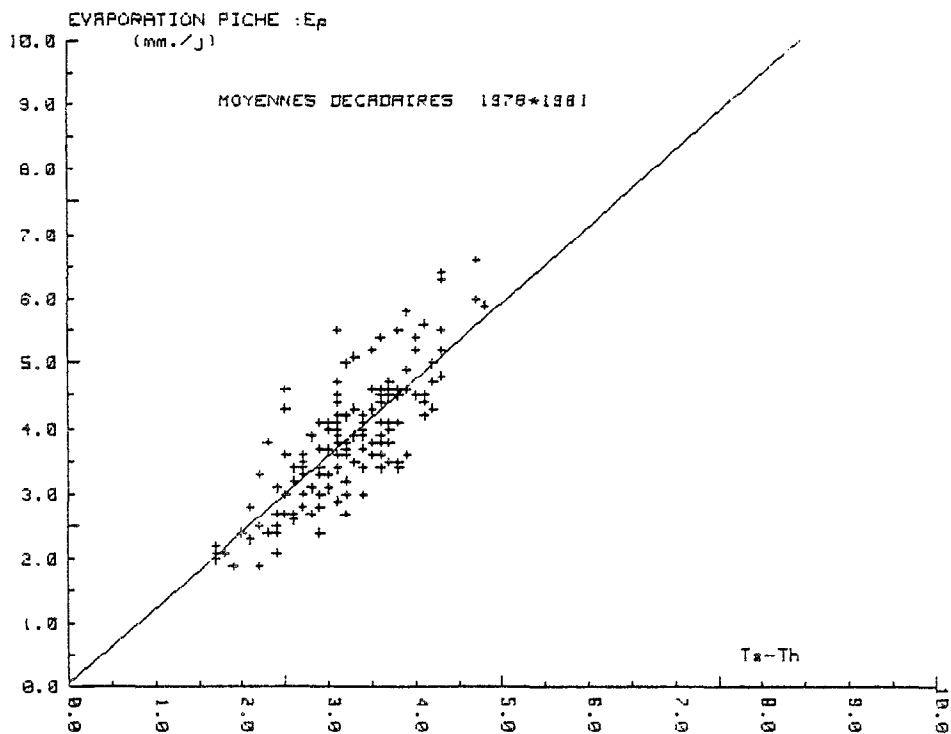


FIGURE II - 5

Evaporation Piche en fonction de l'écart  $T_a - T_h$

Sur les figures II - 6 et II - 7, on a représenté  $E_p / (T_a - T_h)$  et  $E_p / (e_a - e_h)$  en fonction de la vitesse du vent U.

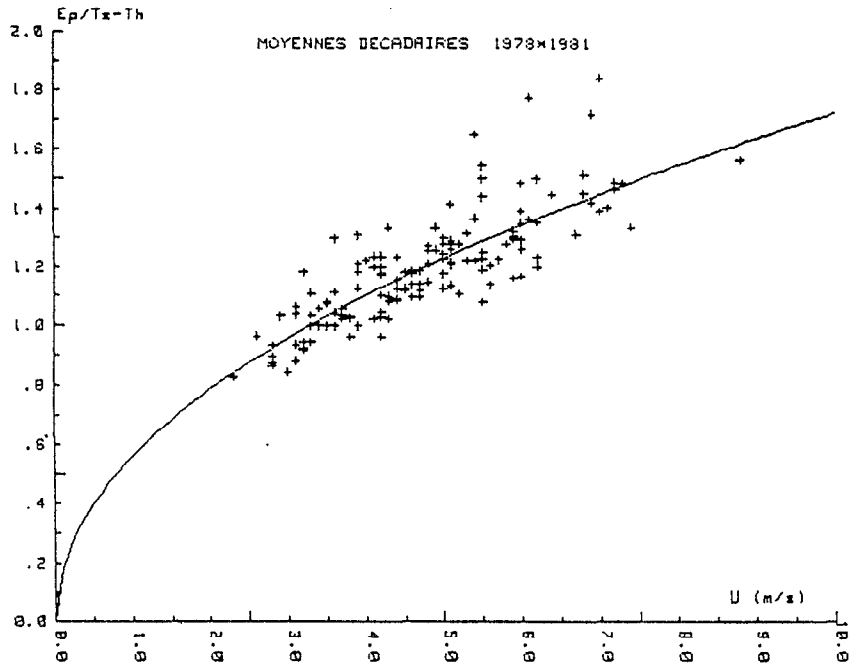


FIGURE II - 6

Rapports  $E_p / T_a - T_h$  en fonction de la vitesse du vent à 2 m

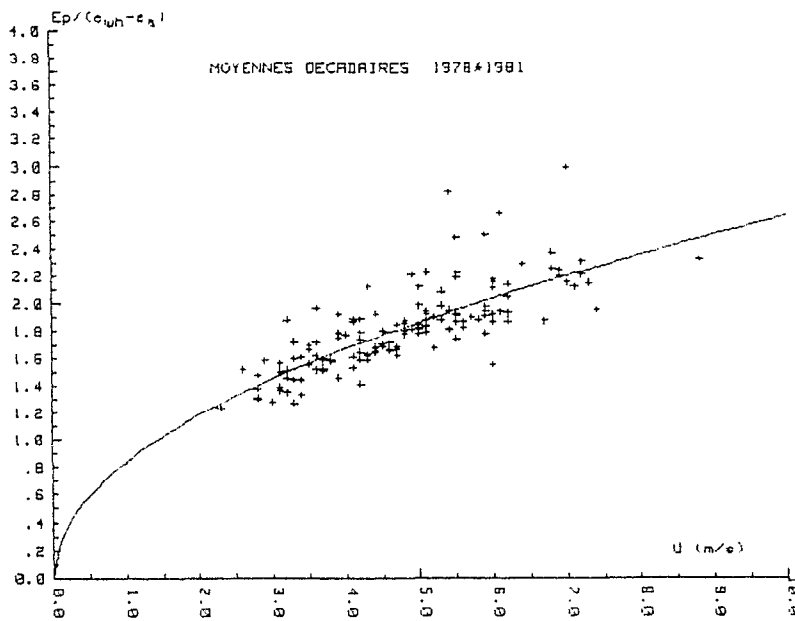


FIGURE II - 7

Rapport  $E_p / e_{wh} - e_a$  en fonction de la vitesse du vent à 2 m

La première relation s'exprime comme suit :

$E_p / (T_a - T_h) = 0,56 U^{0,49}$  avec  $r = 0,83$  à l'échelle décadaire et mensuelle. Les hypothèses précédemment énoncées étant admises, on a :

$E_p = f' (e_{wh} - e_a)$ , la fonction  $f'$  prend les valeurs suivantes selon la vitesse du vent  $U$  à 2 m.

TABLEAU 2 - 6  
Valeurs de la fonction  $f'$  selon différentes vitesses du vent

U	2<U<3	3<U<4	4<U<5	5<U<6	6<U<7	7<U<8
f'	1,412	1,577	1,755	1,951	2,138	2,215

soit  $f(U) = 1 + 0,168 U$  ou  $f'(U) = 0,84 U^{0,49}$

On retrouve ici dans le premier cas une expression du type de la formule de Dalton,  $E_p = (1 + 0,168 u) (e_{wh} - e_a)$ , expression de la même forme que celle exprimant  $E_a$ , le "pouvoir évaporant de l'air de la formule de Penman" :

$E_a = f(u) (e_{wa} - e_a)$ ,  $e_{wa}$  étant ici la tension de vapeur saturante correspondant à la température de l'air  $T_a$ .

On peut définir une évaporation  $E_p' = f(e_{wa} - e_a)$  qui représenterait l'évaporation dans l'abri, d'une surface dont la température serait celle de l'air  $T_a$ . On démontre (Bouchet,1964) que :

$$E_p' = (1 + \frac{F'(\theta)}{\gamma}) E_p$$

$F'(\theta)$  est la dérivée de la courbe de tension de vapeur saturante (avec ici  $\theta = T_h$ )

**Remarque** : lorsqu'on ne dispose pas de mesures de  $T_h$ , on peut prendre  $\theta = (T_a + T_r) / 2$ .  $T_r$  étant la température du point de rosée.

( $T_h = 0,976 T_r - 0,3$  avec  $r = 0,999$  à l'échelle mensuelle).

Lorsque la surface évaporante considérée n'est pas celle du Piche, il faut introduire un coefficient K qui dépend des caractéristiques de cette surface et de la réduction de ventilation dans l'abri. Ceci conduit dans le cas de la formule de Penman à exprimer  $E_a$  de la façon qui suit:

$$E_a = K E_p' = K (1 + F(\theta)) / \gamma E_p$$

### **L'ETP et l'évaporation Piche**

Il n'y a pas de liaison véritablement étroite entre l'évaporation du Piche et l'ETP mesurée à l'évapotranspiromètre, lorsque l'on observe les valeurs d'ETP d'un mois n et celles de l'évaporation Piche du même mois.

La relation linéaire obtenue à Nouméa avec un coefficient de corrélation de 0,72 est  $ETP = 1,23 E_p - 0,147$ .

Le rapport moyen  $ETP/E_p$  pour chaque mois, est le suivant :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
ETP/ $E_p$	1,49	1,52	1,29	1,12	1,01	0,96	0,94	0,94	1,07	1,19	1,26	1,31	1,18

On perçoit très nettement une variation mensuelle de ce rapport, il semble suivre parfaitement les fluctuations de la température moyenne de l'air avec un maximum en février et un minimum en juillet et août. Plus la température diminue, plus les valeurs de l'ETP ont tendance à se rapprocher de celles de l'évaporation Piche. Il est à noter que ce rapport est peu éloigné de 1 de mai à septembre.

Deux facteurs indépendants peuvent à priori avoir une égale influence sur ce rapport, le vent et la température de l'air. Une analyse multivariable simple effectuée entre U et  $T_a$ , pris comme variables indépendantes et  $ETP/E_p$  conduit aux résultats qui suivent :

A partir des 36 valeurs mensuelles, les coefficients de corrélation partielle sont respectivement de 0,77 entre  $ETP/E_p$  et  $T_a$  et 0,39 entre  $ETP/E_p$  et U, la régression linéaire s'écrit :  $ETP/E_p = 0,085 T_a - 0,018U - 0,665$  avec  $r = 0,60$ . A partir des 12 valeurs constituées par les moyennes inter-annuelles de ces mêmes données, les coefficients de corrélation partielle sont respectivement de 0,90 entre  $ETP/E_p$  et  $T_a$  et 0,86 entre  $ETP/E_p$  et U. La régression linéaire s'écrit :  $ETP/E_p = 0,051 T_a + 0,117 U - 0,545$  avec  $r = 0,87$ .

Nous avons ensuite tenté de relier les variations de ce rapport avec celles de la température de l'air et avec celles de la tension de vapeur d'eau dans l'air. Pour ce faire, nous avons examiné à l'échelle de la décade, les variations de l'ETP et de l'évaporation Piche, pour chaque classe de températures comprises entre 18° C et 28° C, et d'amplitude 2° C, et de la même façon pour chaque classe de tensions de vapeur comprises entre 16 et 28 mb, et d'amplitude 2 mb. On définit ainsi une fonction  $f(T_a)$  et  $f(e_a)$  permettant de relier l'ETP à l'évaporation du Piche. Les résultats sont les suivants :

Avec la température :  $f(T_a) = 0,294 e^{0,06T_a}$ , ce qui conduit à donner à l'ETP la formulation qui suit :

$$ETP = 0,294 e^{0,06T_a} E_p$$

La corrélation obtenue à l'échelle des valeurs mensuelles entre l'ETP mesurée et les valeurs calculées est relativement bonne.

Avec la tension de vapeur :  $f(e_a) = 0,383 e^{0,053e_a}$  ; on a donc :

$$ETP = 0,383 e^{0,053e_a} E_p$$

et la corrélation ETP mesurée - ETP calculée est de 0,90. Notons au passage que dans la dernière relation, la droite de régression est sensiblement la bissectrice, ce qui permet d'obtenir directement les valeurs d'ETP, on a en effet :

	Moy.	$\sigma$	Coefficient de la droite de régression
ETP Calculée	4,60	1,20	a = - 0,02
ETP Calculée	4,60	1,26	b = 1,01

#### d - L'ETP et la pluviométrie : quelques considérations sur le déficit hydrique

Dans la mesure où les précipitations s'accompagnent d'une augmentation de la nébulosité, donc d'une diminution du rayonnement, d'un accroissement de la tension de vapeur d'eau dans l'air, et d'une diminution des températures, celles-ci ont nécessairement une influence indirecte sur l'évaporation.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre consacré au climat considéré à l'échelle régionale, il n'y a pas en Nouvelle-Calédonie de saison des pluies au sens où on l'entend généralement à propos de la zone tropicale. L'essentiel des précipitations est le fait du passage des perturbations tropicales, (dépressions ou cyclones), dont la fréquence est variable. Ces événements lorsqu'ils surviennent, se situent presque toujours entre le 15 décembre et le 15 avril, et ne correspondent pas à une situation atmosphérique stable.

En dehors de la période de quelques jours, voire une semaine, pendant laquelle se font ressentir non seulement l'incidence sur la pluviométrie, mais encore l'influence des caractéristiques de l'air d'origine équatoriale (la forte humidité et les températures élevées), c'est le régime dominant des alizés de S.E. qui prévaut. Les masses d'air qui leur sont associées sont d'autant plus humides que leur parcours océanique a été plus long, c'est-à-dire que la ceinture anticyclonique est située plus bas en latitude, ce qui est le cas de janvier à juin - juillet. Néanmoins, l'humidité moyenne de l'air varie peu au cours de l'année : 72 % pour le mois le plus sec et 78 % pour le mois le plus humide.

Les rapports P/ETP sont parfois utilisés pour définir la limite entre les mois "secs" et les mois "humides". Tous les auteurs ne sont cependant pas d'accord sur la "valeur seuil" de ce rapport. Les uns affirment sans risque que le mois est humide si  $P/ETP > 1$ , ils ne tiennent pas compte du phénomène de référence représenté par le développement d'une végétation, dont les besoins en eau peuvent être satisfaits par les précipitations excédentaires du mois précédent. Pour d'autres, le seuil de qualification d'un mois sec est atteint si  $P/ETP < 0,5$ .

Nous avons obtenu à Nouméa les valeurs suivantes :

TABLEAU 2 - 8  
Valeurs moyennes mensuelles du rapport P/ETP à Nouméa

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
(1)	0.63	0.56	0.48	1.15	0.79	1.10	1.16	0.46	0.18	0.31	0.22	0.36
(2)	0.59	0.68	0.92	0.60	0.90	1.31	0.91	0.63	0.34	0.30	0.28	0.38

(1) Rapports moyens mensuels P/ETP obtenus à partir des moyennes de P et ETP mesurées à la station de 1978 à 1981.

(2) Rapports moyens mensuels P/ETP obtenus à partir des moyennes de l'ETP mesurée à la station et des moyennes de P sur 75 ans à Nouméa.

Les mois de septembre à décembre apparaissent bien comme des mois secs, les plus humides étant juin et juillet. La période allant de septembre à décembre est en effet caractérisée par une humidité relative plus faible, un renforcement des alizés et des précipitations peu abondantes.

Juin et juillet sont des mois où la température moyenne de l'air (20° C à 21° C) associée à de faibles niveaux d'insolation, provoquent un ralentissement très net des phénomènes d'évaporation, les précipitations restant moyennes, de l'ordre d'une centaine de millimètres.

En schématisant, on peut dire que de janvier à juillet, les précipitations moyennes sont de l'ordre de la centaine de millimètres par mois et d'une cinquantaine de mm d'août à septembre. L'ETP minimale des mois humides étant d'une centaine de mm par mois, il est tout à fait acceptable de conserver le seuil  $P/ETP = 0,5$  comme limite mois secs - mois humides. Ceci est confirmé par les valeurs du bilan hydrique théorique ( $P - ETP$ ) qui figurent dans le tableau suivant :

TABLEAU 2 - 9

Bilan hydrique théorique moyen (1978 - 1980), en mm par mois

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
- 65	- 75	- 83	+ 18	- 21	+ 8	+ 14	- 58	-114	-108	-138	-123

Le déficit annuel est de 745 mm sur lesquels on constate que 204 mm seulement soit 27 % sont dûs au bilan de la période allant de janvier à juillet.

#### e - L'ETP et les éléments du bilan radiatif

Le terme "évaporation" évoque immédiatement la notion d'"énergie". L'évaporation nécessite en effet un apport d'énergie, et dans la nature cet apport a lieu principalement sous forme d'énergie solaire.

L'étude du bilan radiatif au-dessus d'une surface qui évapore, est donc certainement l'approche la plus simple et la plus directe du processus d'évaporation. Le bilan radiatif met en jeu deux types de rayonnements, les uns de courtes longueurs d'onde ( $250 < \lambda < 2800 \mu m$ ) il s'agit des rayonnements direct, diffus et réfléchi, les autres de grandes longueurs d'ondes ( $3 < \lambda < 100 \mu m$ ), il s'agit du rayonnement thermique de l'atmosphère et celui de la surface terrestre.



### Relation ETP et rayonnement global :

Dans le contexte climatique du site où nous avons mené cette étude, l'ETP représente en moyenne 58 % du rayonnement global incident, celui-ci étant exprimé en millimètres d'eau. Ce rapport moyen varie de 0,55 à 0,65, selon le mois considéré, comme le montre le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 10  
Valeurs moyennes mensuelles du rapport ETP/Rg à Nouméa

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
0,61	0,62	0,65	0,62	0,60	0,55	0,58	0,55	0,56	0,55	0,55	0,60	0,58

On remarque que de juin à novembre, ces valeurs sont inférieures à 0,60 alors que de décembre à mai elles sont supérieures ou égales à ce chiffre. Contrairement à ce qui a été observé dans d'autres régions tropicales, à savoir que "l'énergie absorbée par l'évaporation est une fraction du rayonnement global d'autant plus forte que le climat est plus sec", (Riou 1972).

Il semble dans le cas qui nous intéresse, que les valeurs du rapport ETP/Rg soient légèrement plus fortes au cours de la période chaude et la plus humide, que pendant la saison plus sèche qui s'étend de juillet à novembre. Cette tendance est confirmée par les mesures d'évaporation sur bac et les valeurs des rapports  $E_p/R_g$ . Le vent est un facteur important qui permettrait d'expliquer ces fluctuations, la vitesse moyenne du vent (moyennes mensuelles sur 4 ans) varie entre 5.2 et 5.5 m.s<sup>-1</sup> entre janvier et mars alors qu'elle est comprise entre 3.5 et 4.1 m.s<sup>-1</sup> entre juin et août. Les zones auxquelles il était fait allusion (Riou,1972) étaient des régions de vent peu important.

Les relations statistiques liant l'ETP mesurée au rayonnement global sont les suivantes :

Pour les valeurs décadaires :  $ETP = 0,56 R_g + 0,24$  avec  $r = 0,91$

Pour les valeurs mensuelles et les moyennes inter-annuelles:  $ETP = 0,59 R_g$ , avec  $r = 0,96$ .

$R_g$  et ETP sont en mm par jour.

La figure II - 8 exprime graphiquement la liaison ETP - rayonnement global.

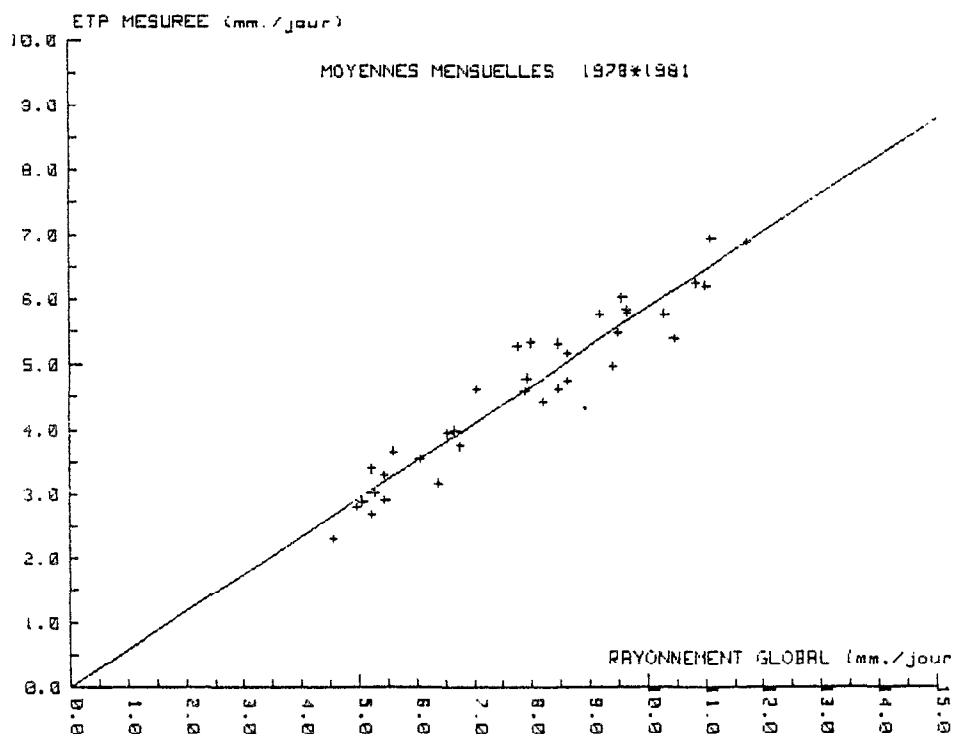


FIGURE II - 8

Droite de régression ETP mesurée et rayonnement global , en mm, par jour

Note :

On améliore sensiblement le coefficient  $r$ , ( $r = 0,99$ ) en corrélant  $(2 \text{ ETP } (n) + \text{ETP } (n+1))/3$  avec  $\text{Rg}(n)$ , ce qui revient à dire qu'il existerait un léger déphasage d'une dizaine de jours entre le rayonnement global et l'ETP. La relation n'est que peu modifiée :  $\text{ETP} = 0,58 \text{ Rg} - 0,09$ .

**Relations ETP - rayonnement net :**

Le rayonnement net est un bilan radiatif, il est positif le jour et représente donc une énergie disponible au niveau de référence choisi. L'évaporation à ce même niveau de référence est un phénomène qui consomme de l'énergie.

En première approximation, c'est-à-dire en faisant abstraction de l'état physique de la masse d'air, et en ne tenant pas compte non plus des facteurs de résistance à la diffusion de la vapeur d'eau, on doit pouvoir établir un lien étroit entre la quantité d'eau évaporée (l'ETP dans le cas qui nous intéresse) et la quantité d'énergie disponible (le rayonnement net).

Le graphique II - 9 permet de constater que les variations des moyennes mensuelles de l'ETP et du rayonnement net pour la période 1978 - 1981, (le rayonnement net est exprimé ici en mm d'eau), sont tout à fait comparables.

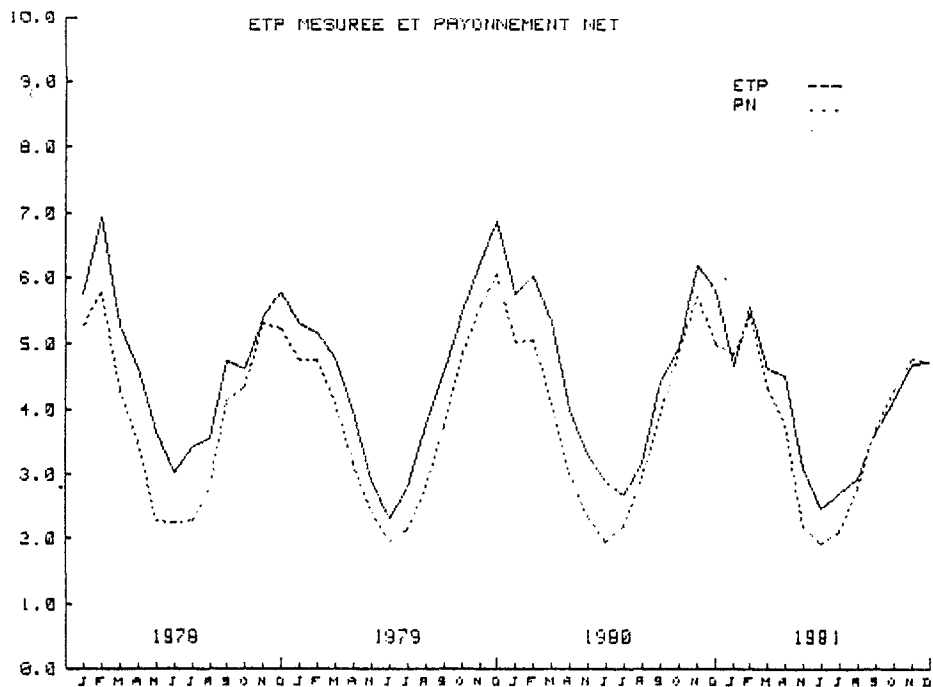


FIGURE II - 9

Variations moyennes mensuelles de l'ETP et du rayonnement net

Dans le tableau B - III en annexe, nous avons reporté les valeurs moyennes inter-annuelles de  $R_n$ ,  $R_n^+$  et ETP ainsi que les rapports  $R_n/ETP$  et  $R_n^+/ETP$ , ceci pour la période 1978 - 1980 (nous avons exclu l'année 1981 pour une raison déjà évoquée).

La prise en compte de cette année n'introduirait d'ailleurs pas de changement très significatif, mais une dispersion plus importante des rapports.

La première remarque intéressante concerne la comparaison entre les valeurs d'ETP mesurée et celle du "rayonnement net positif,  $R_n^+$ ", autrement dit le bilan radiatif diurne. Celui-ci fournit en effet, mensuellement, une valeur assez proche de l'ETP, légèrement supérieure d'août à novembre ( $1,04 < R_n^+ /ETP < 1,07$ ), légèrement inférieure de décembre à mai, ( $0,92 < R_n^+/ETP < 0,99$ ). Les moyennes sont pratiquement identiques.

Nous avons précisé cette liaison en établissant la relation statistique entre ces deux variables, celle-ci est la suivante :

$$ETP = 0,955 R_n^+ + 0,23 ; \text{ avec } r = 0,980$$

Cependant, en introduisant un déphasage de 10 jours entre l'ETP et  $R_n^+$ , ( $R_n^+$  étant en phase avec  $(2 ETP (n) + ETP (n+1))/3$ ), on améliore la corrélation précédente :

$$(2 ETP (n) + ETP (n+1) ) / 3 = 0,931 R_n^+ (n) + 0,33 \text{ avec } r = 0,995$$

Ceci apparaît bien entendu au niveau des rapports  $R_n^+ / ETP$  lesquels, 9 mois sur 12 sont alors compris entre 0,97 et 1,01. Ces relations restent excellentes au niveau des moyennes mensuelles puisque l'on a :

$$\begin{aligned} ETP &= 0,962 R_n^+ + 0,19 && \text{ avec } R = 0,965 \text{ et} \\ (2 ETP (n) + ETP (n+1))/3 &= 0,926 R_n^+ + 0,35 \text{ avec } r = 0,980 \end{aligned}$$

Ces résultats montrent que l'on peut, avec la seule utilisation d'un bilanmètre, et la seule mesure du bilan radiatif diurne, effectuer une estimation assez bonne de l'ETP.

Si l'on considère le bilan radiatif total,  $R_n$ , les relations restent toujours très bonnes, on a en effet :

$ETP = 0,936 Rn + 0,95$  avec  $r = 0,988$  pour les moyennes inter-annuelles

$ETP = 0,919 Rn + 0,90$  avec  $r = 0,952$  pour les moyennes mensuelles.

En appliquant un déphasage de 10 jours entre les valeurs de l'ETP et celles du rayonnement net, on obtient les relations suivantes :

$(2 ETP (n) + ETP (n+1)) / 3 = 0,907 Rn (n) + 1,07$  avec  $r = 0,996$  pour les moyennes inter-annuelles.

$(2 ETP (n) + ETP (n+1)) / 3 = 0,904 Rn (n) + 1,07$  avec  $r = 0,952$  pour les moyennes mensuelles.

### **Remarque**

Les valeurs des différents rapports de l'ETP au bilan radiatif diurne  $Rn^+$ ,  $(ETP/Rn^+)$  sont comprises entre 0,9 et 1,1 en d'autres termes l'ETP est sensiblement égale au bilan radiatif ce qui paraît physiquement impossible puisqu'il y a de la chaleur sensible cédée à l'air et au sol. Il faut donc avancer l'hypothèse que nous nous trouvons en régime d'advection quasi permanent. Cette hypothèse sera examinée plus loin.

## 2 - 2 - 1 - 4 Le modèle de Penman et la détermination de l'ETP

Le modèle de détermination de l'ETP proposé par Penman, il y a plus de 30 ans, reste de loin à l'heure actuelle, le plus utilisé et le plus satisfaisant. Son succès provient essentiellement du fait qu'il associe à une approche physique du phénomène, basée sur l'établissement d'un bilan énergétique, une certaine dose d'empirisme dans la détermination des différentes fonctions qui composent le modèle.

C'est précisément là que réside la souplesse d'utilisation, puisque selon les moyens de mesures dont on dispose, le choix s'étend de l'application de la formule originale de Penman, à la mesure complète de tous les éléments permettant de définir avec une précision croissante les différentes fonctions du modèle.

### a - La formule de Penman originale. quelques rappels théoriques

Pour Penman (1948), le rayonnement net au niveau de la surface qui évapore,  $R_n$ , équilibre trois éléments du bilan énergétique : le flux de chaleur dans le sol,  $G$ , le flux de chaleur sensible dans l'air,  $H$  et le flux de chaleur latente,  $LE$ ,  $L$  étant la chaleur latente de vaporisation et  $E$  le flux vertical de vapeur d'eau, soit :

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

$R_n$  est souvent estimé, (comme dans le cas de la formule considérée) à partir d'un autre bilan, radiatif, établi entre les rayonnements arrivant de l'atmosphère et ceux réémis vers elle, à la fois dans les grandes et courtes longueurs d'onde.  $R_n$  est cependant très facile à mesurer à l'aide d'un pyrromètre différentiel.

Pour toutes les petites surfaces et les nappes d'eau de faible profondeur, à l'échelle de 24 h, on peut admettre qu'il y a stockage de chaleur le jour et restitution la nuit et  $G$  peut être simplement négligé. Il est également possible de le mesurer à l'aide d'un fluxmètre, de le calculer à partir de profils de températures dans le sol, ou de l'estimer par une fraction de  $R_n$ . L'expression (1) devient donc :

$$R_n = H + LE$$

$$\text{d'où } LE = \frac{R_n \cdot LE}{H + LE} \quad (2)$$

$$\text{soit encore } LE = R_n \frac{1}{1 + \beta} \quad \text{avec } \beta = \frac{H}{LE} \quad (3)$$

$\beta$  étant le rapport de Bowen. Par ailleurs les flux de chaleur sensible, H, et de vapeur d'eau, E, peuvent être exprimés comme suit :

$$H = -\rho C_p K_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4)$$

où  $K_h$  est le coefficient de diffusivité turbulente de la chaleur,  $\rho$ , la densité de l'air,  $C_p$ , la chaleur spécifique à pression constante et  $\partial T / \partial z$ , le gradient de température.

$$E = \rho K_m \frac{\partial q}{\partial z} \quad (5)$$

où  $K_m$  est le coefficient de diffusivité turbulente de la vapeur d'eau et  $\partial q / \partial z$  le gradient d'humidité. On peut noter qu'au moins pour de faibles valeurs de z pour lesquelles l'instabilité thermique n'est pas importante on peut admettre que  $K_h = K_m$ , les flux étant supposés conservatifs entre deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$ , l'intégration de ces deux relations entre deux niveaux de référence choisis,  $z_1$  et  $z_2$  et leur report dans (3) conduit à :

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{C_p}{L} \frac{T_2 - T_1}{q_2 - q_1} \quad (6)$$

Par ailleurs q, l'humidité spécifique est liée à la tension de vapeur d'eau par la relation :

$$q = \frac{0,622 (e/P)}{1 - 0,378 (e/P)}$$

P désigne la pression atmosphérique exprimée dans la même unité que e, ici en millibars. 0,378 e est toujours très petit devant P. Aussi, peut-on admettre que  $q = e$  et en posant  $\delta = 0,622/P$  on a donc en remplaçant q par e dans la relation (6) :

$$\beta = \frac{C_p}{L\delta} \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (7)$$

ou en posant  $\frac{C_p}{L\delta} = \gamma = \frac{0,665 P}{1000}$  = constante psychrométrique :

$$\beta = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (8)$$

Dans le cas de la formule de Penman on utilise l'expression (8) entre la surface évaporante et un seul niveau de référence, qui dans le cas de la formule originale est celui de l'abri météorologique.

$$\beta = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_{ws} - e_a} \quad (9)$$

$T_s$  est la température de la surface évaporante,  $T_a$ , la température de l'air dans l'abri,  $e_{ws}$  est la tension de vapeur saturante à la température  $T_s$ ,  $e_a$ , la tension de vapeur d'eau de l'air mesurée sous abri.

A ce niveau, Penman fait appel à la relation de Dalton appliquée entre la surface (s) et l'abri, soit :

$$E_s = (e_{ws} - e_a) f(u) \quad (10)$$

$T_s$  étant rarement mesurée  $e_{ws}$  ne peut pas être connue. Penman introduit alors l'évaporation fictive  $E_a$  d'une surface qui serait à la température de l'air  $T_a$  et dont la tension de vapeur à cette température serait bien sûr saturante.

$$E_a = (e_{wa} - e_a) f(u) \quad (11)$$

$$\text{soit en posant } E - E_a = \frac{(e_{ws} - e_{wa})}{T_s - T_a} (T_s - T_a) f(u)$$

on fait apparaître  $\frac{e_{ws} - e_{wa}}{T_s - T_a}$ .  $T_s$  étant voisine de  $T_a$ , la relation précédente est peu différente de  $d(e_w(t)) / dt$ , dérivée de la courbe de tension de vapeur saturante en fonction de la température :  $F'(T_a)$ . On peut alors écrire :

$$E - E_a = F'(T_a) (T_s - T_a) f(u) \quad (12)$$

En combinant (9), (10) et (12), et en revenant à la formulation du rapport de Bowen, on obtient :

$$\beta = \gamma \frac{E - E_a}{(e_{ws} - e_a) f(u) F'(T_a)}$$

$$\text{soit : } \beta = \frac{\gamma}{F'(T_a)} \frac{E - E_a}{E} = \frac{H}{LE}$$



en reportant la valeur de H dans la relation de départ :  $R_n = H + LE$ , Penman aboutit à la relation suivante exprimant E :

$$E = \frac{R_n}{L} \frac{F'(T_a)/\gamma}{1 + F'(T_a)/\gamma} + E_a \frac{1}{1 + F'(T_a)/\gamma}$$

Relation qui fait apparaître l'évaporation comme la somme de deux fonctions, l'une du bilan radiatif au sol,  $R_n$ , l'autre des caractéristiques physiques de la masse d'air,  $E_a$ . En outre, Penman estime  $R_n$  à partir d'un autre bilan évalué par la formule de Brunt :

$$R_n = R_{g_0} (1 - a) (0,18 + 0,62 S/S_0) - \sigma T_a^4 (0,56 - 0,08 e_a^{1/2}) (0,10 + 0,9 S/S_0)$$

dans laquelle :

$R_{g_0}$  est le rayonnement solaire global théorique à l'entrée de l'atmosphère (en  $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ ),  
 $S_0$  la durée théorique d'insolation correspondante (en h et 1/10)

S la durée d'insolation mesurée (en h et 1/10)

a l'albedo

$\sigma$  la constante de Stefan - Boltzman =  $1,18 \cdot 10^{-7} \text{ cal.cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$

$T_a$  la température de l'air mesurée sous abri (en °K)

$e_a$  la tension de vapeur de l'air mesurée sous abri (en mb)

$E_a$  déterminée expérimentalement par analogie avec la formule de Dalton est exprimée par la relation suivante :

$$E_a = 0,26 (1 + 0,54 U) (e_{wa} - e_a)$$

$e_{wa}$  est la tension de vapeur d'eau saturante correspondant à la température de l'air mesurée sous abri.

$e_a$  est la tension de vapeur d'eau de l'air mesurée sous abri

u est la vitesse du vent mesurée à 2 mètres (en  $\text{m s}^{-1}$ )

La formule dite de Penman a fait l'objet depuis quelques dizaines d'années de nombreuses études théoriques ou expérimentales (Penman 1956 ; Van Bavel, 1966, Thom et Oliver, 1977 ; et bien d'autres). La plupart d'entre elles ont eu pour objet la formulation de  $E_a$ , c'est-à-dire la détermination d'un coefficient de transfert. L'approche la plus simple a généralement été celle que nous avons décrite, qui consiste à utiliser une fonction empirique du vent, et nous avons vu que celle proposée à l'origine par Penman (1948) était la suivante :  $f(u) = 0,26 (1 + 0,54 u)$ .

Thom et Oliver (1977) ont montré que cette fonction conduisait à des résultats satisfaisants dans les conditions naturelles pour des faibles rugosités. (généralement pour des surfaces lisses - nappes d'eau en particulier). Penman (1956) a également proposé de remplacer la valeur 1 entre parenthèses par 0,5, ce qui serait préférable, toujours selon Thom et Oliver (1977).

Pour des cultures irriguées, Doorenbos et Pruitt (1975) ont proposé de remplacer la constante 0,54 par 0,86.

Pour notre part, nous avons été amené à modifier ces constantes pour une meilleure adéquation aux conditions particulières du site étudié.

#### b) Modification de la fonction $f(u)$ de la formule de Penman par une approche de type Dalton

La méthode que nous avons employée est en fait la plus ancienne connue pour déterminer l'évaporation. Il s'agit de celle utilisée par J. Dalton (1802 a, b) et expérimentée depuis plus d'un siècle. Elle est basée sur l'hypothèse que le transfert de vapeur d'eau se produit le long d'un gradient d'humidité, avec une efficacité qui dépend principalement de l'intensité de la turbulence, donc du vent. Elle se présente comme suit :

$$E = (a + bu) (e_0 - e_a)$$

E désigne l'évaporation

a et b sont des coefficients empiriques

$e_0 - e_a$  représente la différence de tensions de vapeur d'eau dans l'air, entre le niveau de la surface et une hauteur z.

a est surtout fonction de la rugosité aérodynamique de surface, mais aussi peut être de la stabilité atmosphérique, b croît en fonction de l'importance de la convection thermique.

En général,  $b$  est petit et souvent pris égal à zéro. La plupart des études ont été effectuées sur des nappes d'eau,  $e_0$  peut alors être prise égale à la tension de vapeur saturante,  $e_{ws}$ , à la température de la surface évaporante  $T_s$ , ceci permet de calculer  $e_0$  quand elle n'est pas mesurée.  $u$  désigne la vitesse du vent en  $m.s^{-1}$  à un niveau de référence choisi. Sous une forme plus générale, cette relation s'écrit :

$E = f(u) \cdot (e_0 - e_a)$  ou  $f(u)$  est une fonction de la vitesse du vent établie empiriquement, la plus communément utilisée étant de la forme  $f(u) = a(1 + bu)$ .

De nombreux auteurs ont testé la validité de cette relation pour des nappes d'eau de dimensions variées et déterminé les coefficients empiriques  $a$  et  $b$ .

Sur la base d'expérimentations sur bacs d'eau libre, Rohwer (1931) propose la relation suivante :

$E = 0,4 (1 + 0,27 u) (e_0 - e_a)$  mm par jour, où  $u$  est un "vent de surface" en miles par heure,  $e_0$  et  $e_a$  étant exprimés en mm Hg.

Utilisant le vent mesuré à 2m, Penman (1948) propose :

$E = 0,26 (1 + 0,54 u) (e_0 - e_a)$  mm par jour, où  $u$  est le vent à 2 m en  $m.s^{-1}$ ,  $e_0$  et  $e_a$  sont exprimées en millibars.

Webb (1960), à partir d'une étude de l'évaporation du lac Eucumbene (Australie) propose :

$E = 123 / P (e_0 - e_a) u_2$  mm par jour, avec  $u_2$  le vent à 2 m en  $m s^{-1}$ ,  $P$  la pression barométrique exprimée dans les mêmes unités que  $e_0$  et  $e_a$  (la tension de vapeur mesurée à 2 m).

Il est certain que la dimension des nappes d'eau ayant fait l'objet d'expérimentations, ainsi que la hauteur des mesures, doivent compter pour beaucoup dans la diversité des coefficients utilisés dans les relations proposées.

La mise en oeuvre de cette méthode ne pose pas de problème particulier, elle ne nécessite souvent qu'un simple complément d'équipement : thermomètres sec et humide dans des abris météorologiques standards et simple anémomètre à coupelles. Les résultats peuvent cependant être améliorés en utilisant des psychromètres ventilés, ou encore mieux de fins thermocouples.

La relation que nous avons utilisée est de la forme :  $E_b = f(u) (e_{wb} - e_a)$  dans laquelle  $E_b$  est l'évaporation du bac,  $u$  la vitesse du vent à 2 m,  $e_{wb}$  la tension de vapeur saturante calculée pour la température superficielle de l'eau du bac,  $e_a$ , la tension de vapeur calculée pour la température de l'air sous abri. Ces données étaient disponibles sous forme de moyennes journalières, nous les avons exploitées ici à l'échelle de la décade.

Disposant d'une gamme de vitesse de vent particulièrement étendue, (moyennes décadaires comprises entre 2 et 8 m. s<sup>-1</sup>) nous avons examiné les relations  $E_b = f(e_{wb} - e_a)$  pour chaque classe de vent de 1 m s<sup>-1</sup> d'amplitude. Ces relations linéaires se présentent sous la forme  $E_b = A(u) (e_{wb} - e_a)$  ; les valeurs de  $A(u)$  sont les suivantes :

TABLEAU 2 - 11

Valeurs du coefficient A pour différentes classes de vitesse du vent

u	2<u<3	3<u<4	4<u<5	5<u<6	6<u<7	7<u<8
A (u)	0,481	0,572	0,681	0,790	0,893	0,965

Comme le met en évidence le graphique de la figure II - 10, les variations de A avec la vitesse du vent sont linéaires et l'on a  $A = 0,26 + 0,0924 u$  soit sous une forme analogue  $A = 0,26 (1 + 0,335 u)$  soit :

$$E_b = 0,26 (1 + 0,355 u) (e_{wb} - e_a)$$

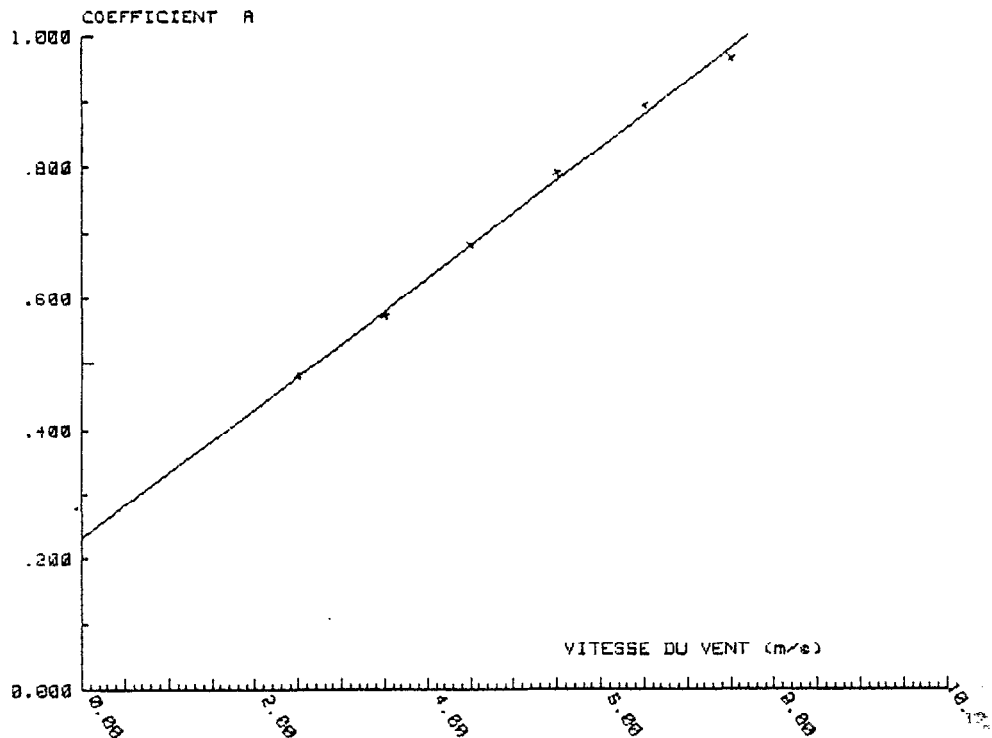


FIGURE II - 10

Valeurs du rapport  $E_b / (e_{wb} - e_a)$  pour différentes classes de vitesses du vent à 2 m

Si l'on considère maintenant non plus la relation  $E_b = f(\text{déficit de saturation, } e_{wb} - e_a)$ , pour chaque classe de vent, mais la relation  $E_b = f(u) \cdot (e_{wb} - e_a)$ , on a  $E_b = B(u) (e_{wb} - e_a)$ .

Les variations du coefficient B, coefficient de Dalton, avec la vitesse du vent sont exprimées par la relation qui suit :  $B = 0,24 u^{-0,3}$ .

En reportant cette expression dans la relation précédente exprimant  $E_b$  en fonction de  $u$ ,  $e_{wb}$  et  $e_a$ , on obtient :  $E_b = 0,24 u^{0,7} (e_{wb} - e_a)$

La fonction  $f(u)$  est relativement proche de celle obtenue à partir de la théorie de la diffusion turbulente pour des surfaces de gazon :

$$f(u) = 0,31 u^{0,77} \text{ (Brutsaert, 1965)}$$

#### c - La formule de Penman et l'ETP mesurée à Nouméa

La comparaison entre les valeurs mesurées d'ETP et celles calculées par la formule de Penman originale, a porté à la fois sur les valeurs décadaires et mensuelles.

Valeurs mensuelles : Pour les raisons déjà évoquées, nous avons retenu la période 1978 - 1980 dont les valeurs mensuelles sont regroupées dans le tableau B - IV. La relation statistique liant les deux séries de valeurs mesurées et calculées est la suivante :

$$\text{ETP mesurée} = 0,89 \text{ ETP calculée} + 0,53, \text{ le coefficient de corrélation est } r = 0,976.$$

Un certain nombre de remarques peuvent être faites :

- concernant les moyennes annuelles de chacune des trois années, on constate que les rapports ETP mesurée / ETP calculée passent progressivement de 1,04 en 1978 à 0,98 en 1980 (de ce fait, le rapport moyen inter-annuel est proche de 1).

Nous pensons qu'il s'agit ici d'une évolution du dispositif lysimétrique, une variation analogue des rapports  $\text{ETP}/E_D$  ayant également été observée. Ceci apparaît d'ailleurs nettement sur le graphique de la figure II - 11 sur lequel on peut constater que la courbe en traits pleins, représentant l'ETP mesurée, a tendance à se situer un peu au-dessus de la courbe en pointillés en 1978, et passe nettement en-dessous à partir du mois d'août 1980.

Le phénomène est accentué à partir d'août 1981 mais il s'agit là d'une autre cause, comme nous l'avons déjà noté.

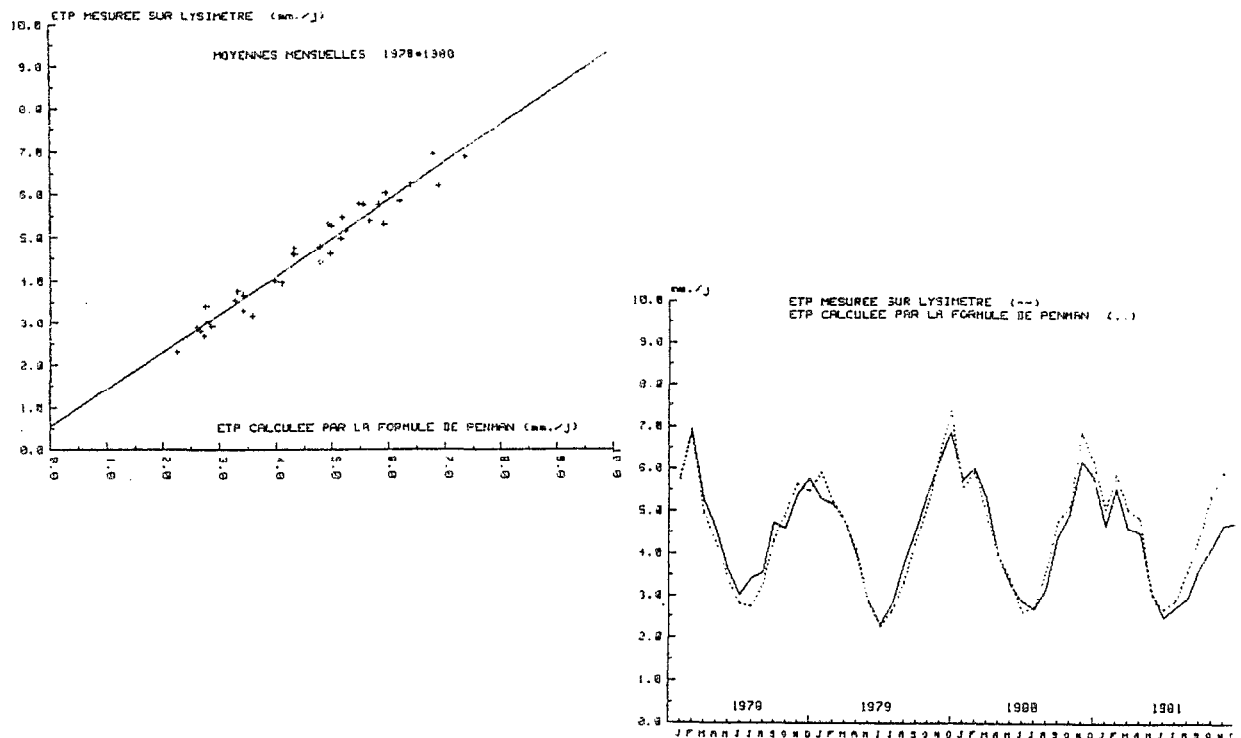


FIGURE II - 11

Droite de régression et variations moyennes mensuelles de l'ETP mesurée et calculée par la formule de Penman

- Concernant les rapports moyens, valeur mesurée/ valeur calculée, on constate que, d'une façon générale, de février à septembre, ils sont supérieurs à 1, et inférieurs à 1 d'octobre à janvier.

A l'échelle décadaire, pour la même période, la relation statistique liant les deux séries de données est bien entendu différente, et l'on a :

$$\text{ETP mesurée} = 0,82 \text{ ETP calculée} + 0,84 \text{ avec } r = 0,924$$

Nous avons vu que la formule de Penman se ramenait finalement à la somme de deux fonctions, l'une du bilan radiatif que nous appellerons  $\varnothing R_n$  et l'autre des caractéristiques de la masse d'air,  $\varnothing E_a$ .

Il est intéressant de voir rapidement comment évoluent séparément  $R_n$  et  $E_a$ , données à partir desquelles est calculée ETP. Ces variations à l'échelle mensuelle sont représentées sur le graphique de la figure II - 12. On peut vérifier que le rayonnement net (ici calculé) est bien l'élément déterminant de la formule (c'est la conclusion à laquelle nous avons abouti lors de la comparaison entre les valeurs mesurées de l'ETP et celles du rayonnement net).

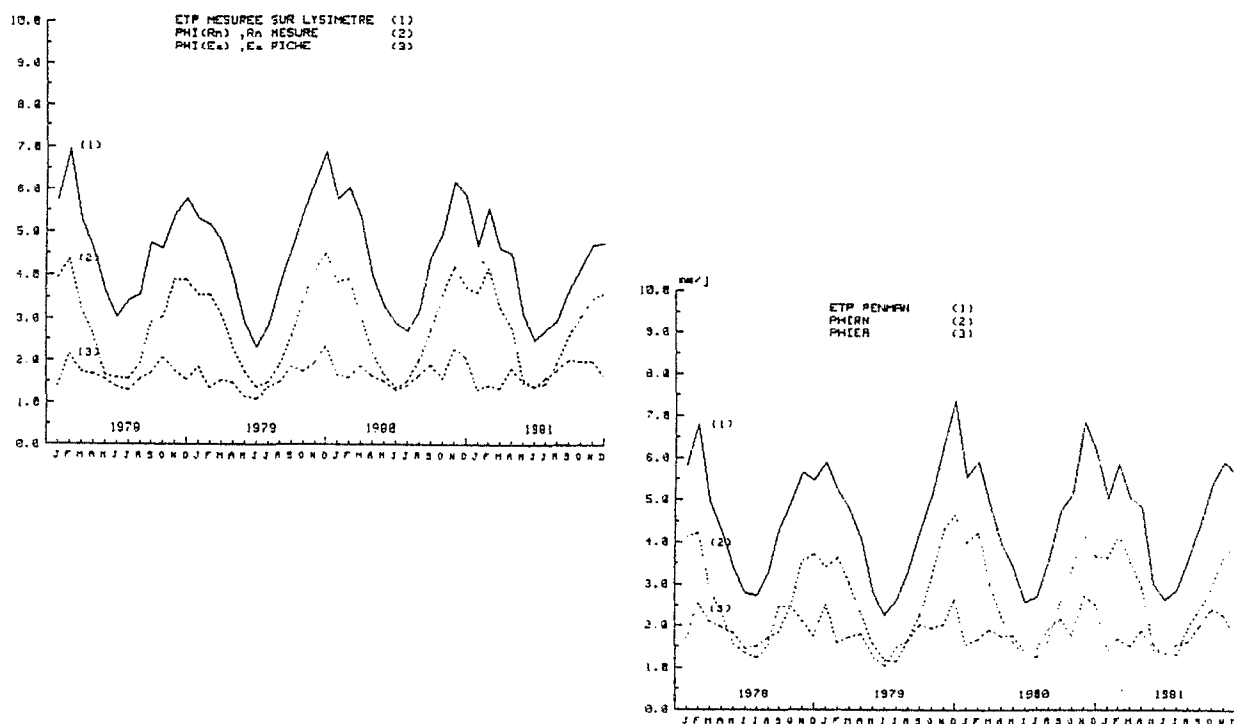


FIGURE II - 12

Variations moyennes mensuelles de l'ETP (mesurée et calculée) et des fractions radiatives et advectives  $\varnothing E_a$  et  $\varnothing R_n$

d - La formule de Penman appliquée à l'évaporation du bac enterré

En théorie, "la présence d'une petite nappe d'eau libre isolée au sein d'une grande surface qui en diffère par la température, l'albedo, la rugosité, l'évaporation, entraîne une petite perturbation très localisée du vent, des flux de chaleur et de vapeur d'eau et du bilan radiatif". L'évaporation de cette surface dépend donc de ses propres caractéristiques mais également de celles de la grande surface.

Cet effet d'hétérogénéité prend le nom d'effet d'oasis lorsque la petite surface est située au milieu d'une zone sèche. Dans ce cas, Riou (1972) a montré que l'évaporation de la petite surface  $E_s$ , le bac en l'occurrence, s'exprimait sous la forme suivante :

$$E_s = \frac{F'(T_a) \varnothing Rn/L + (2\gamma/\lambda)E_a}{F'(T_a) + 2\gamma/\lambda}$$

expression de la formule de Penman dans laquelle la constante psychrométrique  $\gamma$  est remplacée par  $2\gamma/\lambda$ ,  $\lambda$  étant le rapport des coefficients de Dalton établis au niveau de la petite surface et au niveau  $z = 2$  m. Or,  $\lambda = 1$  dans l'hypothèse fondée sur l'étude du coefficient de Dalton, d'où :

$$E_s = \frac{F'(T_a) \varnothing Rn/L + (2\gamma)E_a}{F'(T_a) + 2\gamma}$$

Dans le cas qui nous intéresse, le bac est situé comme l'évapotranspiromètre au milieu de l'anneau de garde, traité dans les mêmes conditions que ce dernier. Nous admettons que l'effet d'hétérogénéité n'est pas prépondérant. L'utilisation de la relation de Penman, appliquée au calcul de l'évaporation Penman du bac colorado enterré,  $EP_b$ , en prenant un albedo  $a = 0,07$  et en utilisant la relation de Dalton précédemment établie :

$E_a = 0,26 (1 + 0,36 u) (e_{wa} - e_a)$ , fournit les valeurs moyennes suivantes, qui sont comparées aux valeurs de l'évaporation réellement mesurée.

TABLEAU 2 - 12

Evaporation "Penman bac" ( $EP_b$ ) et évaporation mesurée ( $E_b$ ) - rapports  $E_b/EP_b$

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
$EP_b$	6,7	7,3	6,0	5,0	3,6	3,0	3,2	4,1	5,4	6,2	7,6	7,5	1990
$E_b$	6,2	6,8	6,0	5,3	3,9	3,3	3,6	4,3	5,6	6,4	7,5	7,3	2006
$E_b/EP_b$	0,93	0,93	1,00	1,05	1,09	1,08	1,12	1,04	1,05	1,03	0,98	0,97	0,99



Les résultats sont relativement satisfaisants, pour sept mois, la différence entre les valeurs calculées et mesurées est inférieure ou égale à 5 %.

Les moyennes inter-annuelles obtenues pour  $R_n$  (bac),  $E_a$ ,  $EP_b$  et  $E_b$  sont les suivantes :

$$R_n = 5,45 \text{ mm}, E_a = 5,47 \text{ mm}, EP_b = 5,46 \text{ mm}, E_b = 5,51 \text{ mm}.$$

On vérifie donc ici, qu'au moins à l'échelle annuelle, et dans le cas d'une nappe d'eau libre qui, théoriquement n'échange pas de chaleur avec son environnement, on a  $R_n \# E_a \# EP_b$ .

Le tableau ci-dessous fait apparaître les valeurs du coefficient de correction "f" à appliquer à l'évaporation Penman du bac pour obtenir l'ETP mesurée au-dessus du gazon.

TABLEAU 2 - 13

Valeurs du coefficient de correction "f" à appliquer à l'évaporation Penman du bac pour obtenir l'ETP mesurée au-dessus du gazon

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
EP <sub>b</sub>	6,7	7,3	6,0	5,0	3,6	3,0	3,2	4,1	5,4	6,2	7,6	7,5	1990
ETP	5,7	6,1	5,1	4,2	3,3	2,7	3,0	3,5	4,6	5,0	5,9	6,2	1676
f	0,84	0,84	0,86	0,84	0,92	0,90	0,93	0,85	0,85	0,81	0,78	0,82	0,84

Le coefficient "f" reste toujours inférieur à 1.0 et subit des fluctuations mensuelles semblables à celles du rapport  $E_b/EP_b$  bac. On a établi par ailleurs les relations suivantes :

$$EP_b = 1,065 E_b - 0,406 \text{ avec } r = 0,953$$

$$EP_b = 1,298 \text{ ETP mesurée} - 0,306 \text{ avec } r = 0,940$$

e - Adéquation de la formule de Penman aux valeurs mesurées de l'ETP : quelques approches

Dans le modèle de Penman, le bilan radiatif  $R_n$  est estimé à partir des données d'insolation, de température de l'air, de tension de vapeur d'eau dans l'air, enfin de vitesse du vent. La seule mesure directe du rayonnement net à l'aide d'un pyrromètre différentiel, remplace avantageusement la mesure de ces quatre paramètres dont l'utilisation dans la formule ne conduit seulement qu'à une estimation de  $R_n$ .

Malheureusement, cette mesure n'est que rarement réalisée puisque son utilisation est limitée à quelques applications climatologiques.

Dans le cas présenté ici, l'estimation de l'ETP par la formule de Penman peut être faite par différentes combinaisons de la fraction radiative, qui peut être soit mesurée, soit estimée, et de la fraction dite advective qui peut être estimée soit à partir des données du Piche, soit à partir de celle du bac.

Les résultats figurent dans les tableaux B - V à B - IX. Nous avons vu précédemment que les relations entre l'ETP mesurée et le rayonnement net mesuré étaient assez satisfaisantes, nous avons :

$$\text{ETP mesurée} = 0,919 \text{ Rn mesuré} + 0,90 \text{ avec } r = 0,952.$$

On peut noter pour l'ensemble des valeurs mensuelles de la période 1978 - 1980 les valeurs suivantes :

$$\overline{\text{ETP mesurée}} = 4,60 \text{ mm, } s(\text{ETP}) = 1,26 \text{ mm } \overline{\text{Rn mesurée}} = 3,89 \text{ mm, } \sigma(\text{Rn}) = 1,29 \text{ mm}$$

$$\text{et } \overline{\text{Rn/ETP}} = 0,845$$

La formule de Penman "pondère" l'énergie d'origine radiative par une fonction de la température et de la tension de vapeur d'eau :  $F'(T_a) / (\gamma + F'(T_a))$ . La fraction d'ETP ainsi calculée :  $F'(T_a) / (\gamma + F'(T_a)) \text{ Rn} = \varnothing \text{Rn}$ , conserve une liaison étroite avec l'ETP réellement mesurée, on a :  $\text{ETP mesurée} = 1,23 (F'(T_a) / F'(T_a) + \gamma) \text{ Rn} + 1,12$  avec  $r = 0,976$ .  $\overline{\varnothing \text{Rn}} = 2,83$ ,  $\sigma(\varnothing \text{Rn}) = 1,00 \text{ mm}$ ,  $\overline{\varnothing \text{Rn/ETP}} = 0,615$

Si Rn n'est pas mesuré, il peut être estimé par la formule de Brunt avec les coefficients de Penman ou avec les coefficients que nous avons déterminés pour Nouméa. On peut comparer la fraction radiative entrant dans l'ETP selon ces trois cas. Les résultats figurent dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 14

Différentes estimations de la "fraction radiative" de l'ETP en %

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
$\overline{\varnothing \text{Rn1/ETP}}$	0,68	0,66	0,58	0,54	0,48	0,46	0,41	0,46	0,54	0,60	0,67	0,65	0,58
$\overline{\varnothing \text{Rn2/ETP}}$	0,67	0,64	0,61	0,56	0,51	0,52	0,51	0,56	0,60	0,67	0,68	0,65	0,61
$\overline{\varnothing \text{Rn3/ETP}}$	0,69	0,66	0,59	0,57	0,52	0,51	0,49	0,55	0,60	0,65	0,69	0,67	0,60

- Ø Rn1 est obtenue à partir de la formulation originale de Penman
  - Ø Rn 2 est obtenue à partir des données mesurées du rayonnement net
  - Ø Rn 3 est obtenue à partir d'une estimation de Rn (coefficients déterminés pour Nouméa).
- L'ETP est mesurée sur lysimètre.

Ces rapports présentent un minimum entre mai et juillet et un maximum entre novembre et janvier. On note que pour les mois de fortes insolation et températures, les rapports sont voisins quelle que soit la formulation retenue, par contre Ø Rn/ETP Penman décroît beaucoup plus rapidement et atteint une valeur minimale plus faible 0,41 au lieu de 0,49 et 0,51. Ceci n'est pas surprenant, la formulation de Penman ayant été établie pour les latitudes élevées de l'hémisphère nord.

Toujours selon Penman, si une fraction de l'ETP est d'origine radiative, l'autre est fonction du "pouvoir évaporant de l'air,  $E_a$ ". C'est dans l'estimation de cette fonction  $E_a$  que réside la principale difficulté de l'ajustement du modèle aux données locales. Ceci essentiellement en raison des hypothèses de départ qu'il est nécessaire de poser, du fait de l'absence de mesure par les moyens classiques de la température du couvert végétal qui évapore. Pour effectuer cette estimation de  $E_a$ , nous nous sommes servi soit de l'évaporation du bac colorado enterré, soit de l'évaporation du Piche.

**Avec les données du Piche :** nous avons vu précédemment que  $E_a$  pouvait se mettre sous la forme suivante :

$$E_a = K \left( 1 + \frac{F'(\theta)}{\gamma} \right) E_p$$

L'ajustement statistique du coefficient K fournit la valeur moyenne  $K = 0,47$ . (K varie en fait légèrement autour de cette valeur selon la vitesse du vent).

La relation établie à partir des valeurs mensuelles, entre l'ETP mesurée et la quantité  $E_a$ , calculée à l'aide de l'expression ci-dessus, est la suivante :

$$\overline{ETP \text{ mesurée}} = 0,82 \overline{E_a} - 0,33 \text{ avec } r = 0,88$$

On constate que la liaison est moins étroite que celle établie entre l'ETP et le rayonnement net mesuré. On a par ailleurs :

$$\overline{E_a} = 5,99 \text{ mm}, \sigma(E_a) = 1,36 \text{ mm}, \overline{E_a/ETP} = 1,30$$

De la même façon que pour l'énergie d'origine radiative,  $E_a$  est "pondérée" par une fonction de la température et de la tension de vapeur d'eau qui est donc ici :

$$1 - (F'(T_a) / \gamma + F'(T_a)), \text{ soit encore : } 1 + \gamma / F'(T_a)$$

On pose  $\overline{\Delta E_a} = E_a (1 + \gamma / F'(T_a))$

La liaison entre  $\overline{\Delta E_a}$  et  $\overline{ETP}$  mesurée est beaucoup moins satisfaisante puisque l'on a :  $\overline{ETP} \text{ mesurée} = 3,15 \overline{\Delta E_a} - (0,60)$  avec  $r = 0,74$

$$\overline{\Delta E_a} = 1,65 \text{ mm}, \sigma(\overline{\Delta E_a}) = 0,29 \text{ mm}, \overline{\Delta E_a} / \overline{ETP} = 0,36$$

**Avec les données du bac :** (Rappelons qu'il s'agit d'un bac de type "colorado", enterré dans la pelouse constituant l'anneau de garde de l'évapotranspiromètre). Une remarque préliminaire doit être faite concernant les températures.

Nous avons évoqué plus haut le problème posé par l'absence de mesures de température de la surface évaporante dans la détermination de la fonction  $E_a$ . Les mesures de températures de l'air et de températures superficielles de l'eau du bac montrent que, d'une part ces températures évoluent d'une façon parallèle, ce que l'on pouvait supposer, mais que d'autre part, elles sont très proches, l'écart sur les moyennes mensuelles excède rarement  $1^\circ \text{C}$  et dans les deux tiers des cas est inférieur à  $0,5^\circ \text{C}$ .

Ces moyennes mensuelles inter-annuelles sont les suivantes :

TABLEAU 2 - 15

Températures moyennes mensuelles de l'air ( $T_a$ ) et de l'eau du bac ( $T_{bp}$ ) en  $^\circ \text{C}$

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
$T_a$	25,5	26,3	25,6	23,9	22,2	21,1	19,8	19,6	20,4	21,9	23,6	25,1	22,9
$T_{bp}$	26,0	26,8	26,1	23,8	21,9	20,9	19,6	19,7	20,8	22,5	24,4	25,8	23,2

La relation de Dalton établie pour le bac enterré était la suivante :

$E_b = 0,26 (1 + 0,355 U) (e_{wb} - e_a)$ , dans laquelle  $E_b$  représente, rappelons-le, l'évaporation du bac,  $e_{wb}$  la tension de vapeur d'eau saturante à la température superficielle de l'eau du bac,  $e_a$  la tension de vapeur d'eau à la température de l'air sous abri.  $U$  désigne la vitesse du vent à 2 mètres.

En reprenant la définition de Penman de la notion de "pouvoir évaporant de l'air",  $E_a$ , c'est-à-dire la quantité d'eau évaporée par une surface dont la température superficielle serait égale à celle de l'air, on peut poser :  $E_a = a' + b' U (e_{wa} - e_a)$ .  $e_{wa}$  étant la tension de vapeur d'eau considérée comme saturante à la température  $T_a$  de l'air sous abri.

La détermination des coefficients  $a'$  et  $b'$  à partir des données d'évaporation du bac conduit aux valeurs suivantes :  $a' = 0,28$  et  $b' = 0,44$ .

Le tableau qui suit fait apparaître la comparaison des parts advectives entrant dans l'ETP selon les diverses estimations de  $E_a$ .

TABLEAU 2 - 16

Différentes estimations de la "fraction advective" de l'ETP (en %)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
ØEa1/ETP	0,34	0,32	0,37	0,44	0,49	0,47	0,51	0,51	0,44	0,41	0,39	0,38	0,41
ØEa2/ETP	0,29	0,28	0,33	0,38	0,43	0,45	0,46	0,45	0,39	0,36	0,34	0,32	0,36
ØEa3/ETP	0,31	0,30	0,35	0,41	0,46	0,45	0,47	0,48	0,41	0,38	0,36	0,35	0,38

Ø Ea1 est obtenue à partir de la formulation originale de Penman

Ø Ea2 est obtenue à partir de l'évaporation Piche (relation de Bouchet)

Ø Ea3 est obtenue à partir de l'évaporation du bac (relation de Dalton)

ETP est mesurée sur lysimètre

Quelle que soit la relation utilisée, les rapports sont minimaux en février, ils croissent ensuite régulièrement jusqu'à un maximum en juillet-août. En fait, Ø Ea décroît régulièrement de décembre à juin et croît à nouveau, mais l'amplitude relative de ces variations est moins importante que celle de l'ETP. On notera encore que c'est avec la formulation originale de Penman que les rapports Ø Ea/ETP sont les plus forts.

Il est possible maintenant de combiner ces différentes valeurs soit mesurées soit estimées des fractions dites radiatives et advectives de la formule de Penman pour calculer différentes ETP et faire la comparaison avec les valeurs mesurées.

Les tableaux regroupant ces comparaisons figurent en annexe. Nous dirons simplement que les différentes approches conduisent à des estimations satisfaisantes et comparables de l'ETP à l'échelle mensuelle. Il est possible que la variation systématique du rapport ETP mesurée / ETP calculée avec le mois considéré, provienne de la méthode de calcul.

Celle-ci utilise les moyennes de chaque mois et ne prend pas en compte les déphasages observés à cette échelle entre les éléments climatologiques utilisés. Dans le cas exposé ici, la formule de Penman originale attribue à l'évaporation une part moins importante d'énergie radiative. Les différentes droites de régression obtenues entre ETP mesurée et ETP calculée sont les suivantes :

ETP mesurée = 1,001 ETP calculée + 0,009 avec  $r = 0,98$  (Rn mesuré et  $E_a$  Piche),  $\overline{\text{ETP}}$  mesurée = 4,45 mm,  $\overline{\text{ETP}}$  calculée = 4,45 mm,  $\sigma(\text{ETP calculée}) = 1,22$  mm

$\overline{\text{ETP}}$  mesurée = 0,964  $\overline{\text{ETP}}$  calculée + 0,18 avec  $r = 0,97$  (Rn mesuré et  $E_a$  bac).  
 $\overline{\text{ETP}}$  mesurée = 4,45 mm,  $\overline{\text{ETP}}$  calculée = 4,58 mm,  $\sigma(\text{ETP calculée}) = 1,27$  mm

#### f - ETP : quelques relations empiriques simples établies pour Nouméa

Nous avons vu, dans les paragraphes précédents, qu'à la condition de rester à une échelle de temps de l'ordre de la décade au moins, on pouvait rapporter les variations de l'ETP à celles d'un autre facteur du climat. Nous avons ainsi trouvé plusieurs relations simples établies statistiquement.

A partir des valeurs mensuelles, on a :

- Entre l'ETP et le rayonnement global :

$\text{ETP} = 0,00238 R_g$  ( $R_g$  en  $J.cm^{-2} . j^{-1}$ ) au  $\text{ETP} = 0,586 R_g$  ( $R_g$  en mm d'eau), avec  $r = 0,96$

- Entre l'ETP et la température maximale de l'air :

$\text{ETP}(n) = 0,47 (TX(n) + 2 TX(n+1)) / 3 - 7,8$  avec  $r = 0,91$

- Entre l'ETP et l'évaporation d'un bac d'eau libre (ici du type "colorado" enterré en pelouse) :

$\text{ETP} = 0,77 E_b + 0,34$  avec  $r = 0,96$ .

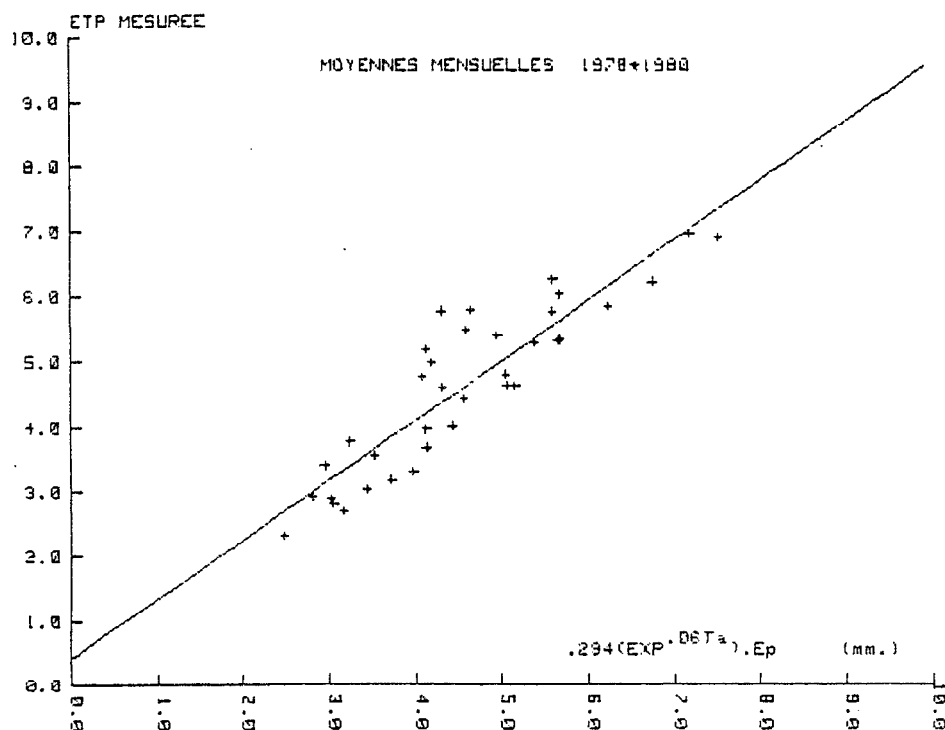
(On peut remplacer ici l'évaporation  $E_p$  par la relation du type Dalton établie précédemment, mais il est nécessaire de disposer pour cela d'une donnée supplémentaire, la vitesse du vent).

- Entre l'ETP et l'évaporation du Piche. Il n'existe pas de relation directe satisfaisante entre l'ETP et l'évaporation "Piche". Cependant en introduisant la température de l'air, on parvient à la relation simple :

$$ETP = 0,294 e^{0,06T_a} E_p \text{ avec } r = 0,90$$

Cette relation paraît intéressante dans la mesure où les résultats qu'elle fournit sont meilleurs que ceux obtenus avec la seule température maximale de l'air, elle utilise des paramètres climatologiques couramment mesurés et valorise un peu les mesures d'évaporation faites à l'aide du "Piche".

Ces diverses relations ont été testées par rapport à l'ETP mesurée sur la case lysimétrique, les résultats de cette comparaison figurent dans les tableaux B - V à B - IX et sur les graphes des figures II - 13 à II - 16.



FIGURES II - 13

Droite de régression des valeurs moyennes mensuelles de l'ETP calculée et de l'ETP estimée par une fonction de la température et de l'évaporation du Piche

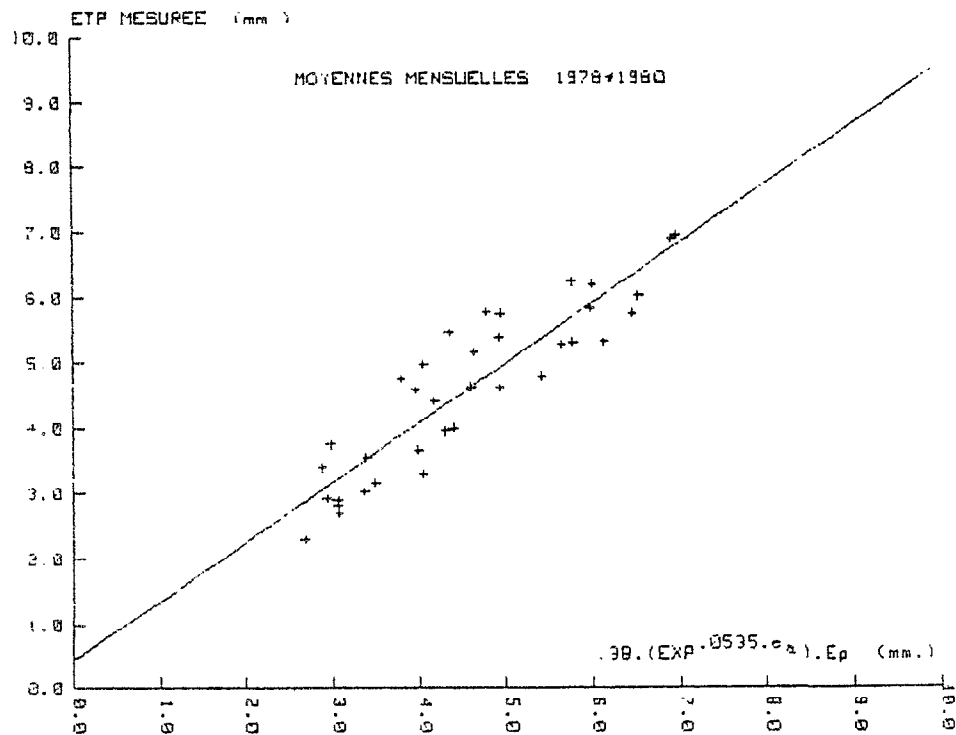


FIGURE II - 14

Droite de régression des valeurs moyennes mensuelles de l'ETP calculée et de l'ETP estimée par une fonction de la tension de vapeur d'eau et de l'évaporation du Piche

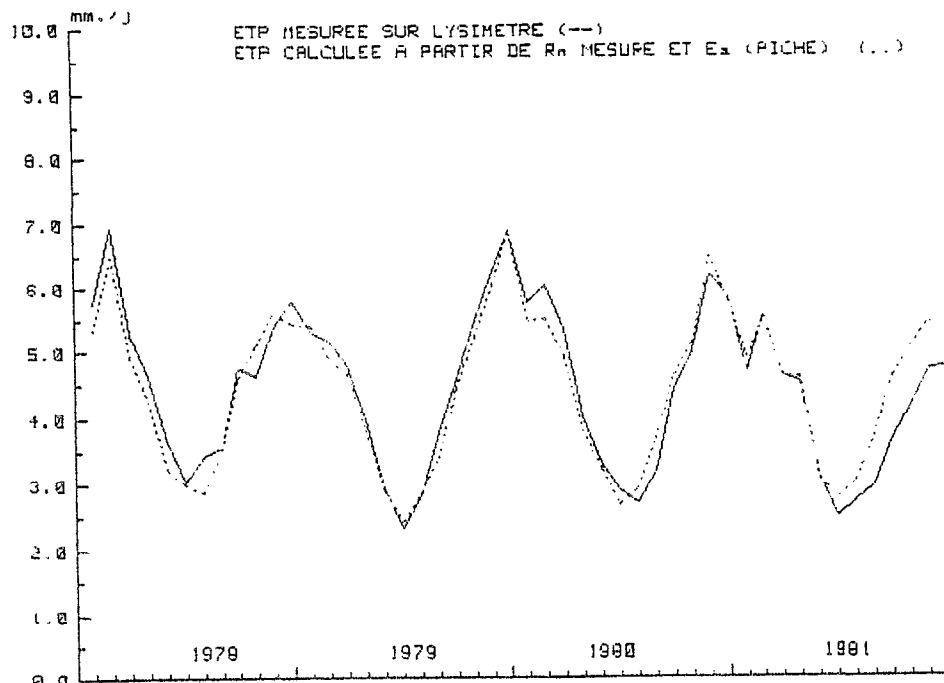


FIGURE II - 15

Variations moyennes mensuelles de l'ETP mesurée et de l'ETP calculée à partir de Rn mesuré et de Ea obtenue à partir de l'évaporation Piche.



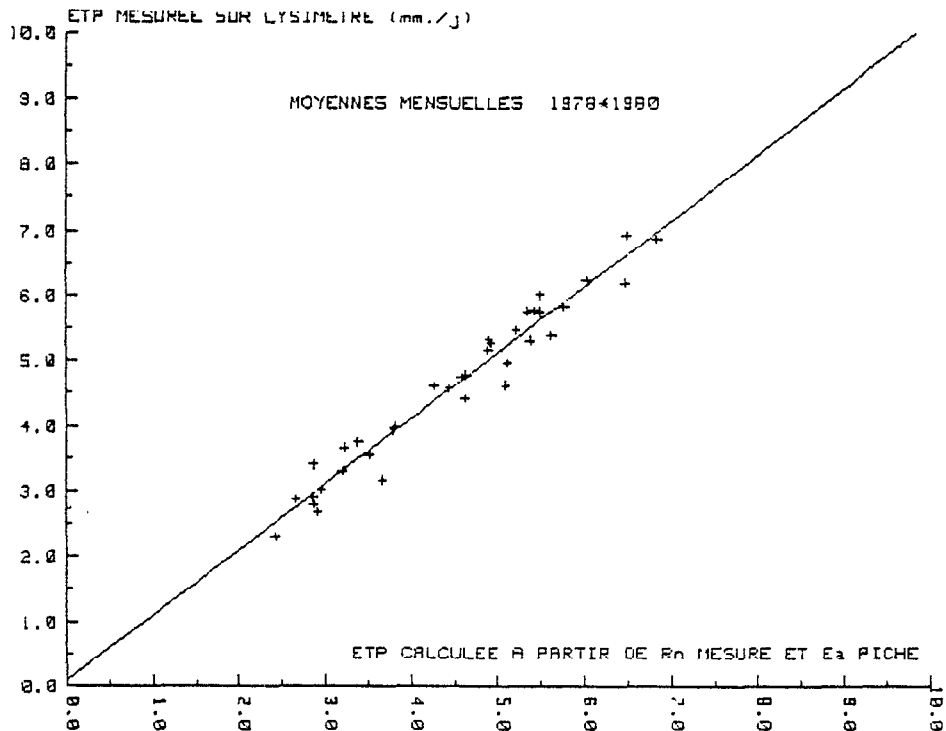


FIGURE II - 16

Droite de régression des moyennes mensuelles de l'ETP mesurée et de l'ETP calculée à partir de  $R_n$  mesuré et de  $E_a$  obtenue à partir de l'évaporation Piche

#### g - ETP : approche statistique simple

Deux approches distinctes de l'ETP peuvent être faites :

La première est basée sur l'analyse des phénomènes. A partir de la connaissance d'un certain nombre de facteurs climatologiques mesurées et de la connaissance des mécanismes de l'évaporation : essentiellement la diffusion de la vapeur d'eau sous certaines contraintes liées au milieu naturel, on construit un modèle physique.

Celui-ci est d'autant plus précis et performant que les mesures sont plus fines, l'échelle de temps réduite. Ces méthodes nécessitent l'utilisation d'une technologie particulière.

A un second niveau, l'échelle de temps utilisée pour l'investigation du phénomène est plus grande (décade, mois), et les paramètres climatologiques intègrent souvent des événements successifs, le modèle construit s'appuie toujours sur une base physique, mais fait appel à certaines relations empiriques, résultats d'ajustements statistiques, c'est le cas du modèle de type Penman.

Enfin, un certain nombre de relations purement empiriques, résultat de l'observation de la covariation de l'évaporation avec d'autres éléments du climat, peuvent être ajustées statistiquement, malheureusement leur validité n'est très souvent limitée qu'à un seul site.

La seconde approche essentiellement statistique, nécessite une connaissance à priori de l'ETP sur une échelle de temps suffisamment longue, de façon à ce qu'une loi de distribution de cette donnée puisse être établie.

L'intérêt de cette méthode ne réside que dans ses applications, en particulier quand on ne dispose plus des éléments climatologiques permettant le calcul de l'évaporation.

L'ETP étant une grandeur dépendant de nombreuses variables, il semble que la loi Normale soit la mieux adaptée pour rendre compte de la répartition. L'ETP mesurée n'étant disponible qu'à l'échelle décadaire, (soit 12 décades pour chacun des mois de janvier à décembre, et d'autre part l'ETP Penman rendant bien compte de l'ETP mesurée, c'est sur ces valeurs que nous avons testé l'ajustement.

Les résultats sont regroupés dans le tableau qui suit dans lequel figurent pour chaque mois, la moyenne, l'écart-type ainsi que différentes probabilités au dépassement comprises entre 2 % et 98 % ( $P_{0.02}$  à  $P_{0.98}$ ). Ces probabilités sont représentées graphiquement sur la figure II - 17

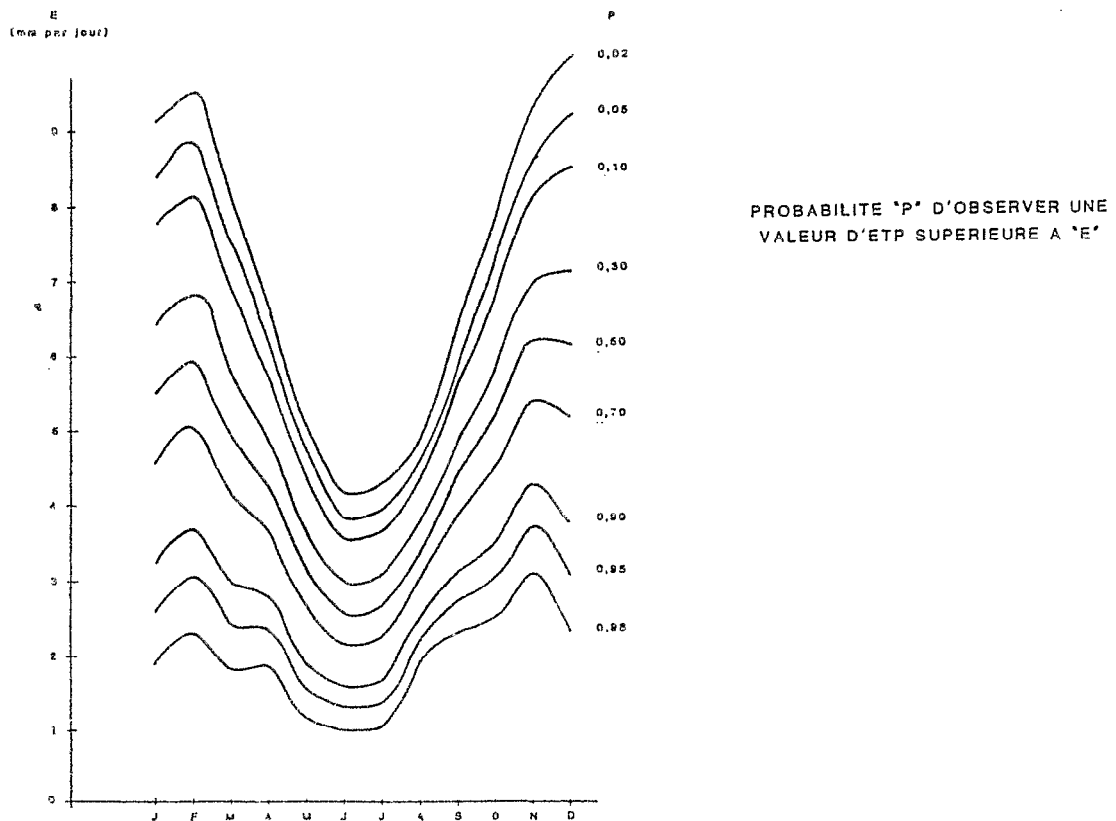


FIGURE II - 17

TABLEAU 2 - 17

Probabilités au dépassement de différentes valeurs de l'ETP journalière à Nouméa

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyennes	5.52	5.94	4.95	4.27	3.17	2.61	2.71	3.43	4.44	5.20	6.23	6.17
Ecart-T	1.76	1.75	1.52	1.06	0.95	0.77	0.79	0.71	1.01	1.29	1.52	1.86
P002	9.15	9.54	8.08	6.65	5.12	4.18	4.34	4.89	6.52	7.85	9.35	9.99
P005	8.42	8.82	7.45	6.18	4.74	3.87	4.01	4.60	6.10	7.32	8.73	9.23
P01	7.78	8.19	6.90	5.76	4.39	3.59	3.72	4.35	5.74	6.85	8.17	8.55
P03	6.45	6.86	5.74	4.88	3.67	3.01	3.12	3.81	4.97	5.87	7.02	7.14
P05	5.52	5.94	4.95	4.27	3.17	2.61	2.71	3.43	4.44	5.20	6.23	6.17
P07	4.60	5.02	4.15	3.66	2.68	2.21	2.29	3.06	3.91	4.52	5.43	5.19
P090	3.26	3.69	2.99	2.79	1.96	1.63	1.69	2.52	3.14	3.54	4.28	3.78
P095	2.62	3.05	2.44	2.37	1.61	1.35	1.41	2.27	2.77	3.07	3.73	3.11
P098	1.90	2.33	1.82	1.89	1.22	1.03	1.08	1.97	2.36	2.54	3.11	2.34

## 2 - 2 - 1 - 5 L'évaporation et les types de temps à Nouméa

Plusieurs types de temps ont pu être identifiés dans la région ; ils déterminent sur la Nouvelle-Calédonie des conditions climatiques bien caractéristiques. Dans certaines conditions, on peut considérer l'évaporation comme une réponse de la surface à un ensemble de facteurs climatiques qui tendent tous, avec une importance relative propre à chacun, à moduler une demande énergétique externe en eau (évaporation des bacs d'eau libre ou évapotranspiration potentielle).

En d'autres termes, aucun élément du climat n'intègre mieux celui-ci que l'évaporation. Nous avons examiné les facteurs de cette demande dans la première partie de cette étude, nous nous proposons, dans ce qui suit, de tenter d'analyser l'évolution de l'évaporation en fonction des caractéristiques des masses d'air, ou du moins d'essayer de fournir quelques éléments permettant d'associer tel phénomène observé au sol à tel type de situation météorologique.

Nous avons vu, lorsque nous avons situé la Nouvelle-Calédonie dans son contexte climatique régional, que celle-ci était alternativement sous l'influence de la ceinture anti-cyclonique subtropicale et de la zone de convergence inter-tropicale (Z.C.I.T.).

Cette position voisine du Tropique du Capricorne, en plein océan sur la face nord de la ceinture anti-cyclonique subtropicale explique pour Lefevre (1981), la prédominance des régimes d'alizés d'E à S.E. et la structure verticale des masses d'air.

Le tableau présenté à la fin de ce paragraphe (tableau 2 - 18) fournit un aperçu synthétique des différents paramètres climatologiques correspondant à divers types de temps.

TABLEAU 2 - 18

Principaux paramètres climatologiques correspondant aux différents types de saison

	E	ETP	P	NjP	U	$\Delta e$	Th	Ts	Rg	Tn	Tx	S
FEV.78/2	9.5	7.3	2.0	5	7.2	10.3	21.4	25.7	2990	22.6	28.6	10.6
FEV.80/3	7.2	6.0	4.7	1	4.6	9.8	23.8	28.0	2525	24.8	32.6	10.1
JAN.78/1	5.1	3.9	50.6	9	5.9	3.9	23.0	24.7	2103	23.7	28.9	5.6
JUN.79/3	2.5	1.9	17.1	6	2.8	4.7	19.0	21.2	1270	18.8	24.2	5.9
AOU.80/2	4.7	3.2	7.4	6	5.5	6.7	15.8	19.3	1611	16.4	22.6	5.8
6.8.79	7.8	-	0	0	6.6	9.2	13.5	18.5	1767	16.7	20.5	7.6

E	: évaporation sur bac ( $\text{mm.j}^{-1}$ ) ;	Th	: température du thermomètre humide ( $^{\circ}\text{C}$ )
ETP	: évapotranspiration potentielle ( $\text{mm.j}^{-1}$ ) ;	Ts	: température du thermomètre sec ( $^{\circ}\text{C}$ )
P	: précipitations (mm) ;	Rg	: rayonnement global ( $\text{J.cm}^2.\text{j}^{-1}$ )
NjP	: nombre de jours de pluie ;	Tn	: température minimale de l'air ( $^{\circ}\text{C}$ )
U	: vitesse du vent (m/s) ;	Tx	: température maximale de l'air ( $^{\circ}\text{C}$ )
$\Delta e$	: déficit de saturation de l'air (mb) ;	S	: durée d'insolation (h.et 1/10).

#### a - Les temps de saison chaude

Ils caractérisent la période qui s'étend de mi-novembre à mi-avril. En année normale, la Z.C.I.T. se trouve dans l'hémisphère sud, vers  $10^{\circ}$  -  $15^{\circ}$  S, l'axe de la ceinture anticyclonique se trouvant rejeté vers  $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  S.

On peut envisager schématiquement deux situations, l'une dans laquelle l'île se trouve dans un régime d'alizés stables, la seconde dans laquelle elle est affectée par le passage des systèmes dépressionnaires tropicaux.

#### - **Situation d'alizés stables**

L'île se trouve sous l'influence de l'anticyclone de la Mer de Tasman, le temps est alors beau avec la situation typique au sol de la 3ème décennie de février 1980 (tableau 2 - 18 - Février 80/3) avec une ETP de l'ordre de 6 mm par jour et l'évaporation sur bac supérieure à 7 mm par jour.

A cette saison peuvent être observées des journées d'évaporation "record", 9.12 mm par jour sur bac, 7 à plus de 8 mm par jour pour l'ETP. La 2ème décennie de février 1978 (tableau 2.18 - Février 78/2) fournit une représentation moyenne de cette situation. Les autres paramètres climatiques figurent également dans ce tableau, permettant de comparer entre elles les situations au sol. Par ailleurs, la comparaison des radio-sondages des 9 et 12 février 1978 (figure II - 18 et II - 19) met clairement en évidence l'évolution des caractéristiques de la masse d'air responsable des phénomènes observés au sol.

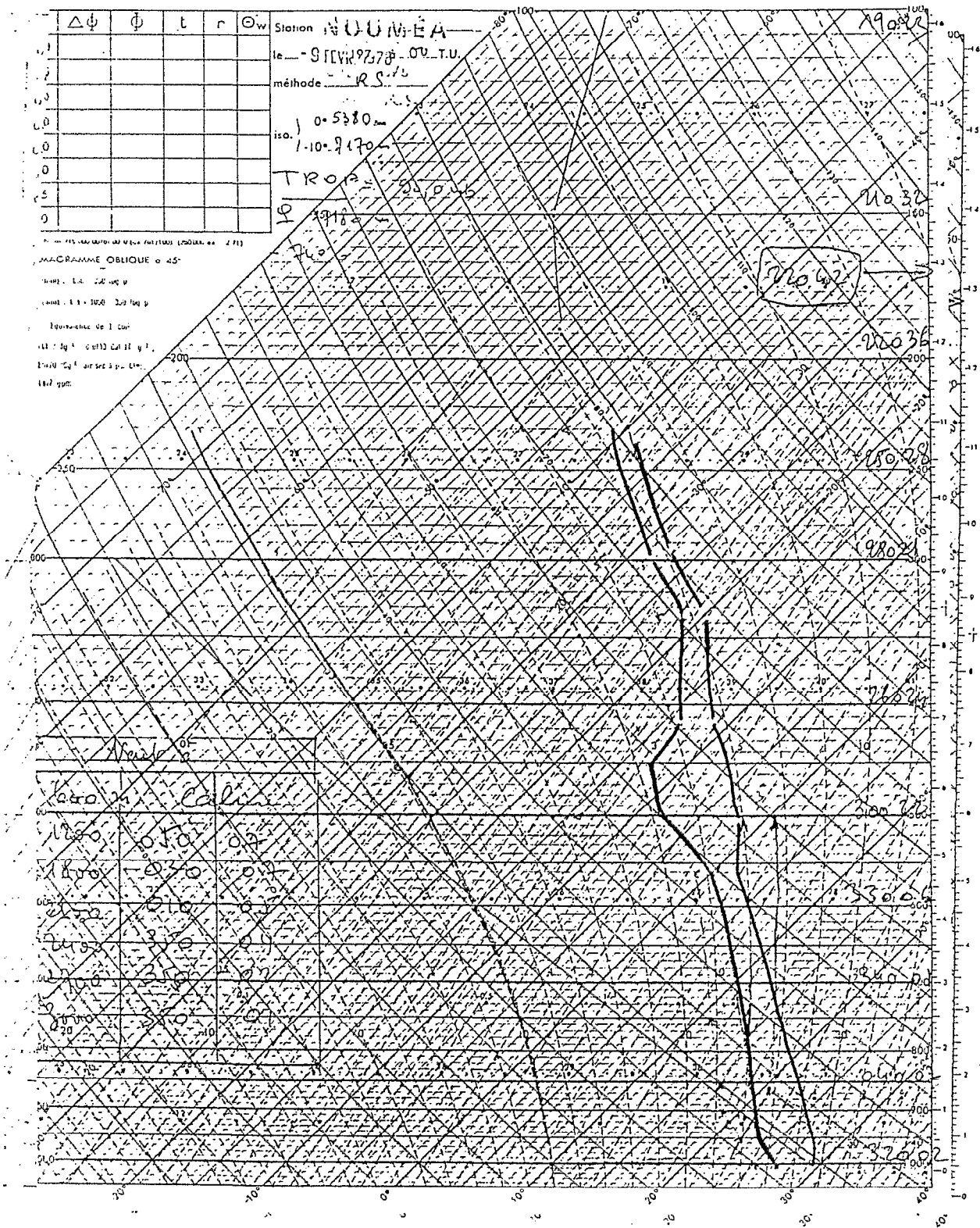


FIGURE II - 18  
 Radiosondage du 9 février 1978 à Nouméa

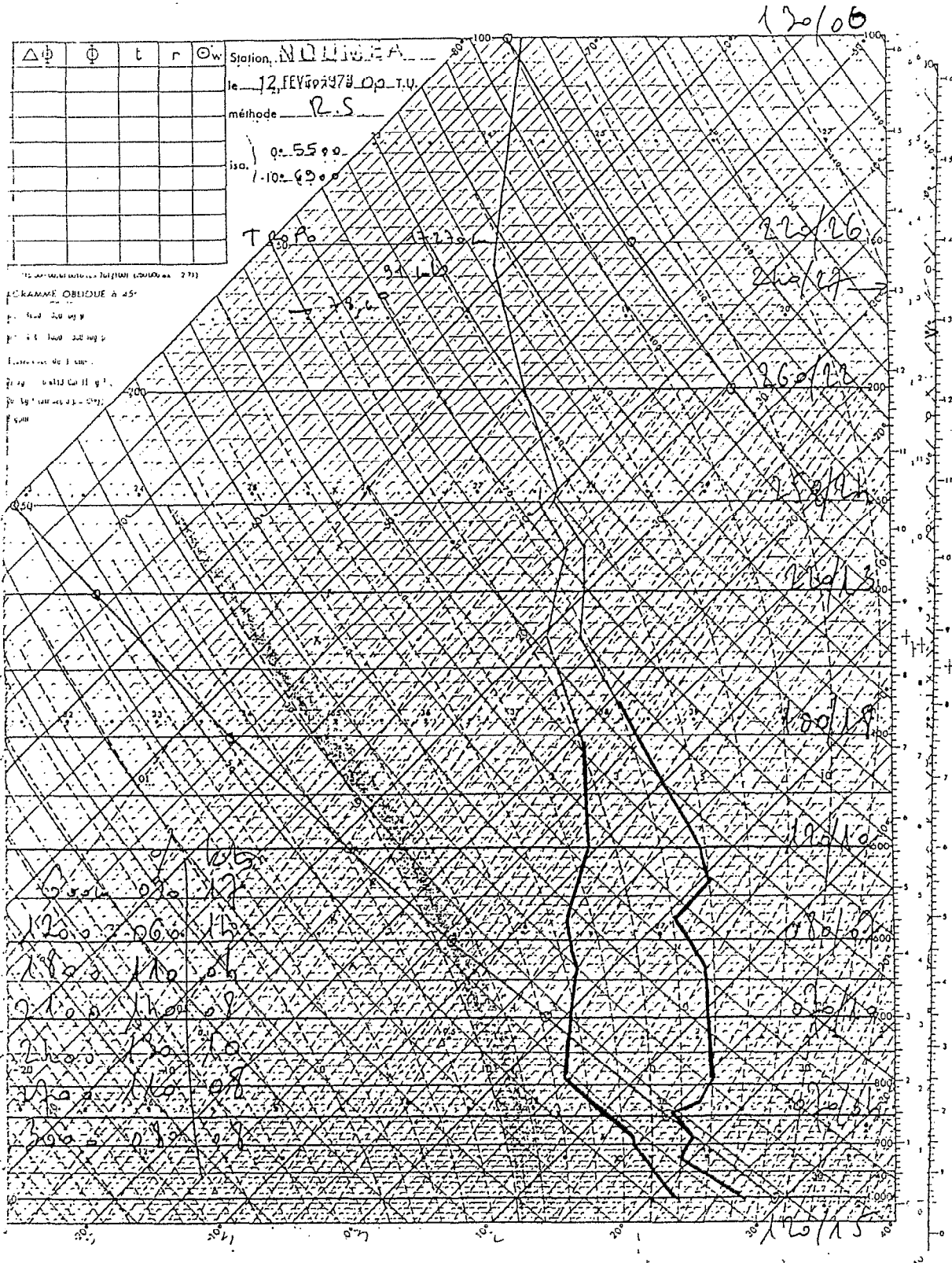


FIGURE II - 19

Radiosondage du 12 février 1978 à Nouméa

Les principaux paramètres du sondage, température (T), direction et vitesse du vent (U m.s<sup>-1</sup>) et humidité H%) figurent dans le tableau 2 - 19 , le premier chiffre de la colonne "U" désigne la vitesse du vent, le second, la direction.

TABLEAU 2 - 19  
Eléments de radiosondages des 10, 11,12 février 1978

Zm	10.2.78			11.2.78			12.2.78		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	26,6	78	7/80	26,1	80	10/120	27,2	66	8/120
500	24,0	72	10/60	22,0	74	11/90	21,6	72	9/90
1000	21,4	77	8/50	18,5	77	12/80	18,7	69	9/70
1500	19,1	76	7/60	15,0	79	10/70	15,6	59	3/30
2000	16,9	75	6/240	15,2	52	7/80	15,9	25	3/140
3000	9,7	85	3/210	8,6	33	6/130	11,4	16	4/80
4000	3,6	88	5/230	4,7	31	4/130	6,6	13	8/110
5000	-0,9	75	6/250	-1,5	41	3/150	0,8	13	6/70

Le 9 février, le sondage fait apparaître une structure convective convergente relativement stable et homogène sur une grande épaisseur ; celle-ci se traduit au sol par une humidité élevée et par conséquent une évaporation inférieure à la normale. Cette situation évolue rapidement le 11 et le 12 vers une structure divergente avec augmentation de l'instabilité dans les basses couches et affaissement d'une zone subsidente (émagramme du 12.2.78 (figure II - 19). Cette situation est probablement renforcée le 12 par un effet de Foehn. Entre le 9 et le 12 février, l'évolution des paramètres mesurés au sol est la suivante (tableau 2.20 ci-après) :

TABLEAU 2 - 20

Eléments climatologiques mesurés au sol les 9, 11 et 12 février 1978

	9.02.78	11.02.78	12.02.78
Eb.(mm)	6,3	8,5	10,4
Ep.(mm)	2,2	5,9	7,5
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	2083	3060	3129
Tv.(mb)	30,4	24,1	22,3
U.(m.s <sup>-1</sup> )	2,4	5,8	6,1
Ts.(°C)	28,8	26,8	26,6
Th.(°C)	25,4	22,4	21,6



Ep : Évaporation "Piche"  
Rg : Rayonnement global  
U : vitesse du vent  
Ts : Température sèche  
Th : Température humide

On retrouve une situation comparable en février 1980, les diagrammes aérologiques et les données de radio-sondages montrent une même évolution des masses d'air conduisant à créer au sol les conditions d'une évaporation très importante.

Les caractéristiques de cette situation sont regroupées dans les tableaux 2 - 21 et 2 - 22. L'émagramme du 24 février 1980 (figure II - 20) peut être comparé à celui du 12 février 1978, dans les deux cas, il s'agit d'un affaissement de subsidence.

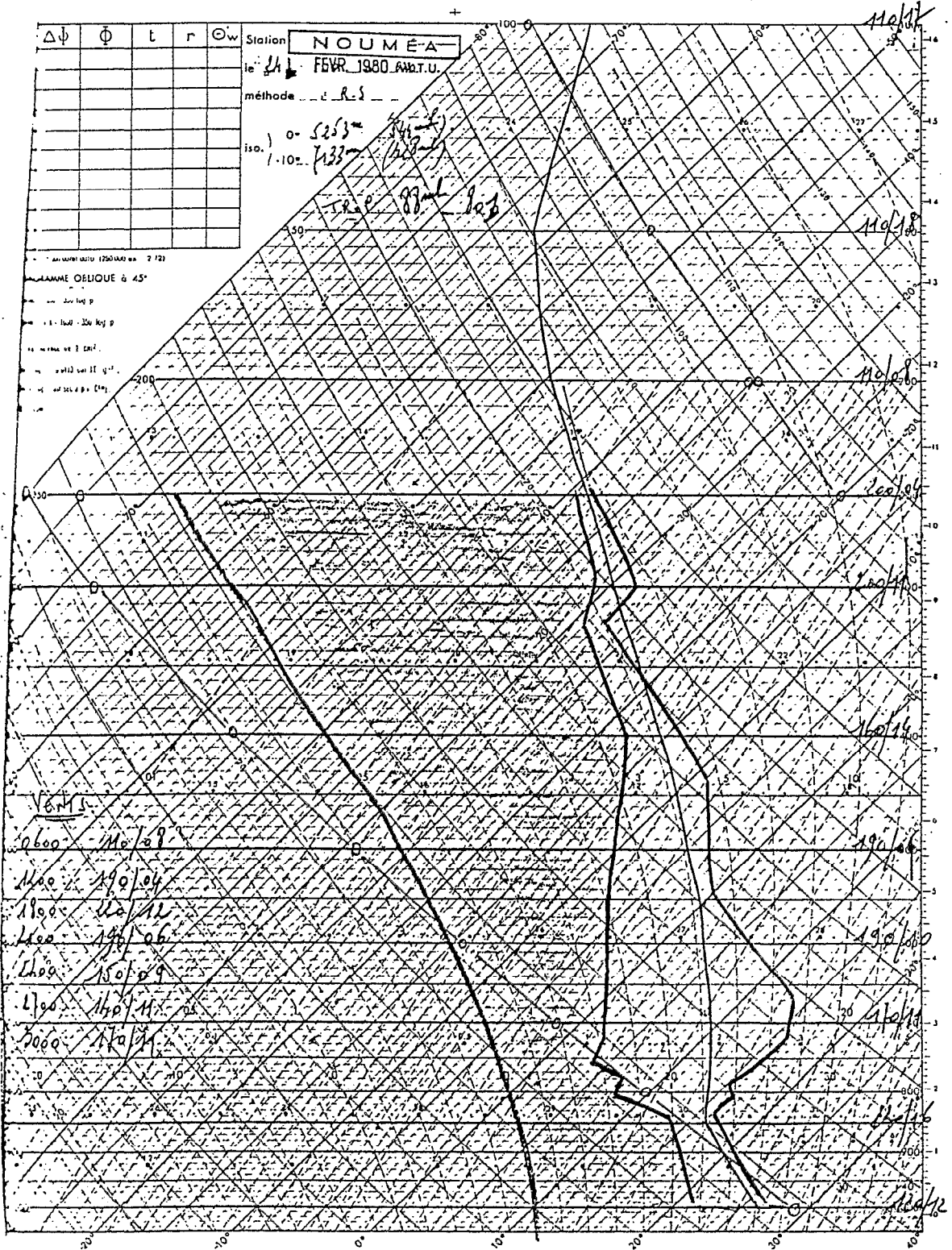


FIGURE II - 20

Radiosondage du 24 février 1980 à Nouméa

TABLEAU 2 - 21

Eléments de radiosondages des 20, 22, 24 février 1980

Zm	20.2.80			22.2.80			24.2.80		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	26,5	87	7/120	28,9	72	5/120	29,2	67	6/120
500	23,3	89	7/100	23,3	84	6/80	24,1	63	5/110
1000	21,4	90	1/210	20,8	74	1/50	21,7	52	1/70
1500	19,1	87	4/240	17,8	66	2/230	17,4	66	8/220
2000	17,3	83	6/250	15,2	56	6/260	16,2	43	4/200
3000	11,7	82	9/280	13,3	17	4/230	15,4	8	6/170
4000	6,9	81	11/290	7,9	12	3/200	10,2	8	2/190
5000	-0,5	87	12/350	5,3	11	2/200	2,0	14	5/170

TABLEAU 2 - 22

Situation climatologique au sol les 20, 22 et 24 février 1980

	20.02.80	22.02.80	24.02.80
Eb.(mm)	5,6	7,3	10,0
Ep.(mm)	2,1	4,6	6,9
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	1272	2936	2944
Tv.(mb)	29,6	27,4	24,9
U.(m.s <sup>-1</sup> )	5,5	4,1	6,6
Ts.(°C)	27,5	27,2	
Th.(°C)	24,0	22,8	

L'examen des cartes isobariques, au niveau de la mer fait également apparaître des situations comparables (figure II - 21 et II - 22).

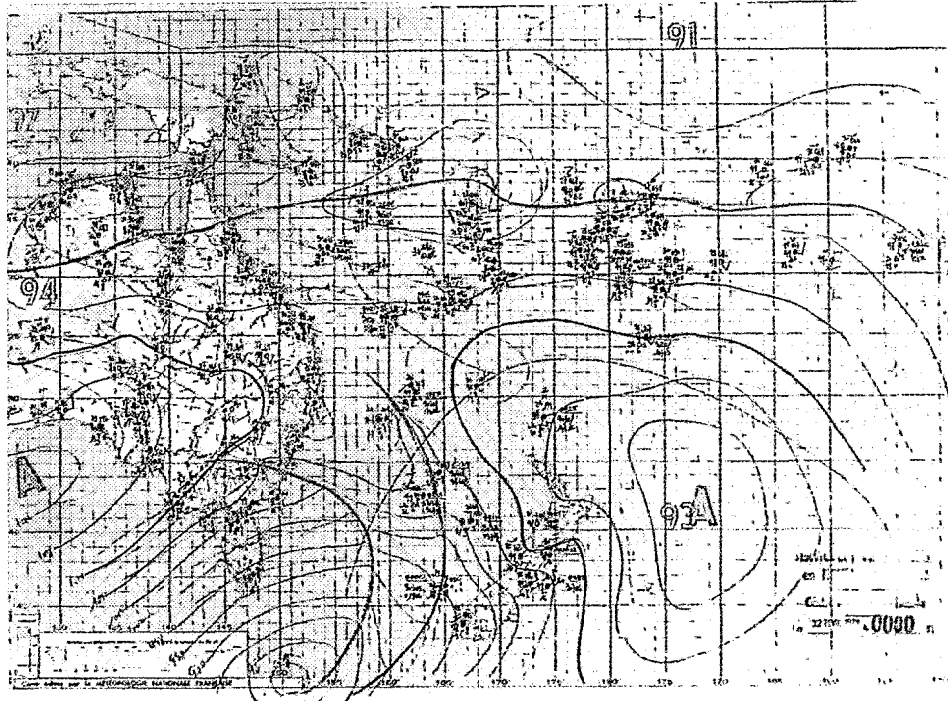


FIGURE II-21  
 Situation des isobares au sol le 12 février 1978 à 0 h T.U.

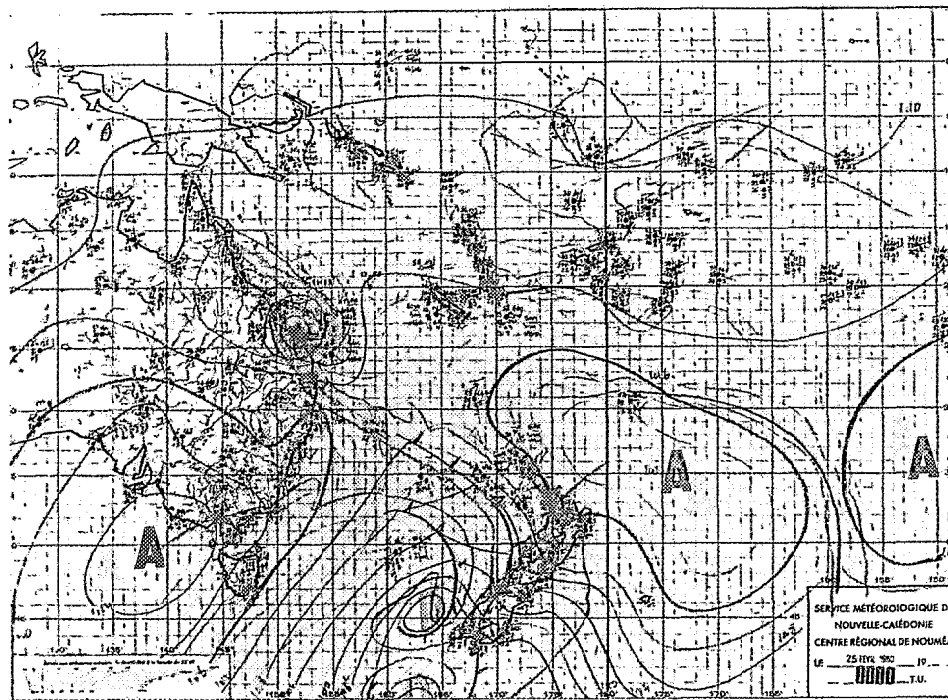


FIGURE II-22  
 Situation des isobares au sol le 25 février 1980 à 0 h T.U.

On y note la reconstitution de la ceinture de hautes pressions au sud du 30° S avec des centres de cellules anticycloniques à l'ouest de la Nouvelle-Zélande et sur le Sud de l'Australie. Au Nord de ce parallèle s'étend une vaste zone dépressionnaire plaçant la Nouvelle-Calédonie dans un "marais barométrique".

#### - Passage de dépressions tropicales

Au cours de cette même période (novembre - avril) l'île peut être affectée par le passage de systèmes dépressionnaires tropicaux qui prennent naissance entre le 5° et le 15° S, entre le N.O de la Mer de Corail et le N des îles Fiji. Les conditions climatiques qui prévalent varient alors avec l'intensité et l'extension du phénomène. D'une façon générale, celui-ci s'accompagne d'une élévation de la température de l'ordre de 3° à 4° C ainsi que de la tension de vapeur d'eau.

Bien que les vitesses de vent puissent atteindre des valeurs très élevées, l'évaporation reste modérée. Une situation caractéristique moyenne est celle de la première décade de janvier 1978 (tableau 2 - 18 - janvier 78/1) liée au passage du cyclone tropical "Bob". L'évaporation sur bac est de l'ordre de 5 mm par jour, l'ETP de 4 mm.

Bien que l'analyse des radio-sondages n'apporte pas d'informations supplémentaires, il nous est apparu cependant intéressant de montrer l'évolution typique des caractéristiques des masses d'air au cours du passage d'une perturbation tropicale d'une certaine importance. Celles-ci sont regroupées dans le tableau 2 - 23 pour les journées des 3, 6, et 9 janvier 1978.

TABLEAU 2 - 23

Eléments de radiosondages des 3, 6, 9 janvier 1978

Zm	3.1.78			6.1.78			9.1.78		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	23,2	86	6/160	23,0	96	14/180	26,8	79	8/300
500	19,1	99	7/150	19,7	97	23/170	23,7	87	9/310
1000	15,6	97	5/140	16,9	98	29/160	20,6	83	9/320
1500	13,6	83	6/130	14,7	99	29/150	18,7	82	8/320
2000	11,2	90	4/90	14,0	100	27/140	17,5	64	11/340
3000	13,0	9	5/80	9,7	97	24/150	13,2	35	9/320
4000	6,9	8	5/50	4,2	88	29/160	10,2	28	11/320
5000	0,7	7	4/360	-0,1	80	32/160	4,2	26	13/300

Quelques remarques intéressantes peuvent être faites. Le 3 janvier, la masse d'air humide associée à un flux de S. S.E. est encore relativement froide et n'atteint que l'altitude 1500 à 2000, elle est surmontée par un flux d'E. N.E très sec. Le 6, la masse d'air est uniformément humide et le vent homogène de secteur constant S à S.E., sa température a peu varié (la journée du 6 au 7 correspond au passage de la perturbation sur le Territoire).

Le 9, on note un assèchement de la masse d'air avec retour en altitude d'une masse d'air subsidente, la température a notablement augmenté (de 4 à plus de 6° C selon le niveau) et l'on constate le renversement classique de la direction des vents, celle-ci étant homogène sur toute la tranche considérée et de secteur N. N.O.

Les émagrammes (figure II - 23 à II - 25) permettent de suivre graphiquement cette évolution et de constater, dans ce cas précis, sa relative rapidité. La carte isobarique (figure II-26) permet de situer les différents centres d'influence et l'on pourra constater qu'abstraction faite de l'"accident tropical", la situation est tout à fait comparable à celles des mois de février examinés.

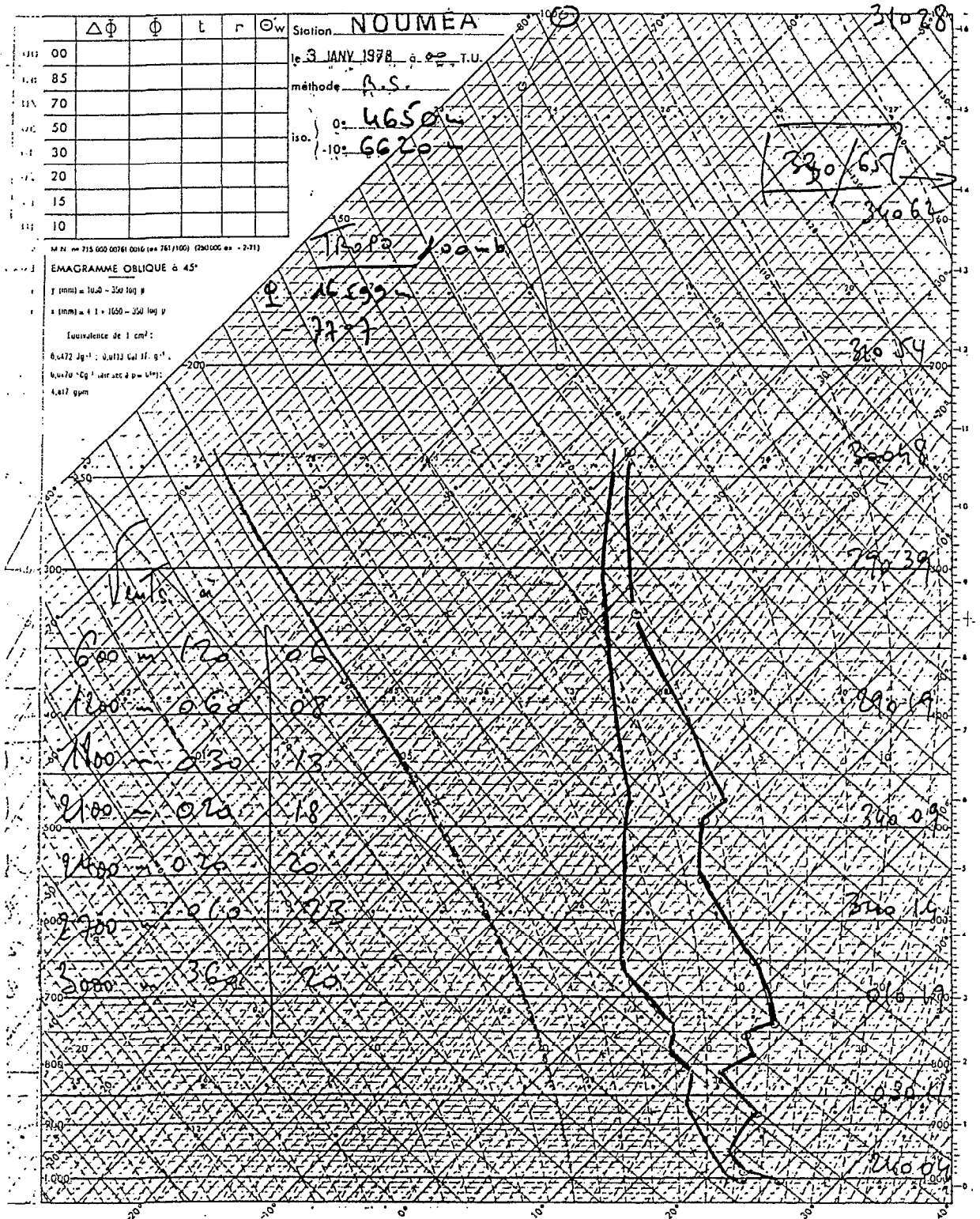


FIGURE II - 23

Radiosondage du 3 janvier 1978 à Nouméa

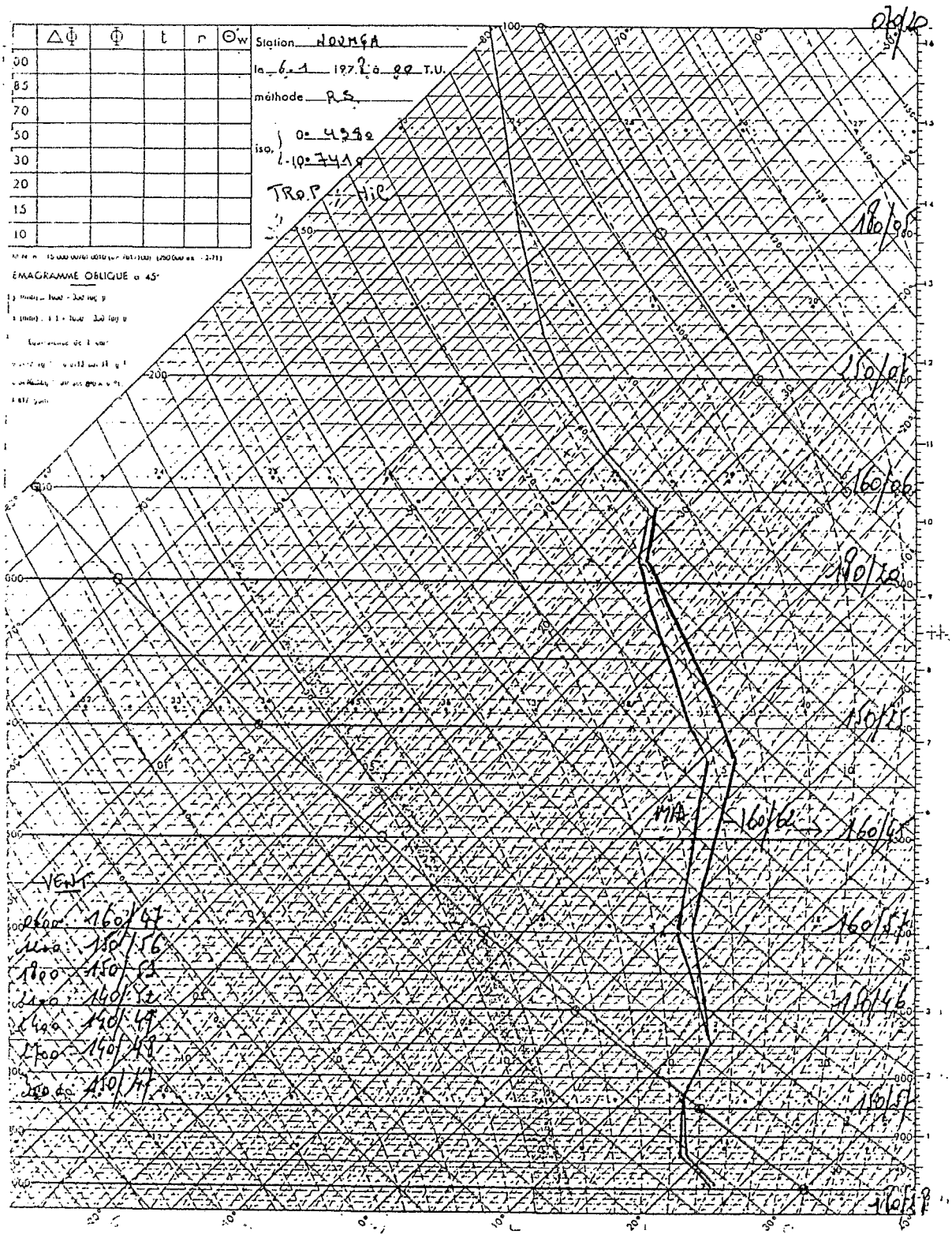


FIGURE II - 24

Radiosondage du 6 janvier 1978 à Nouméa



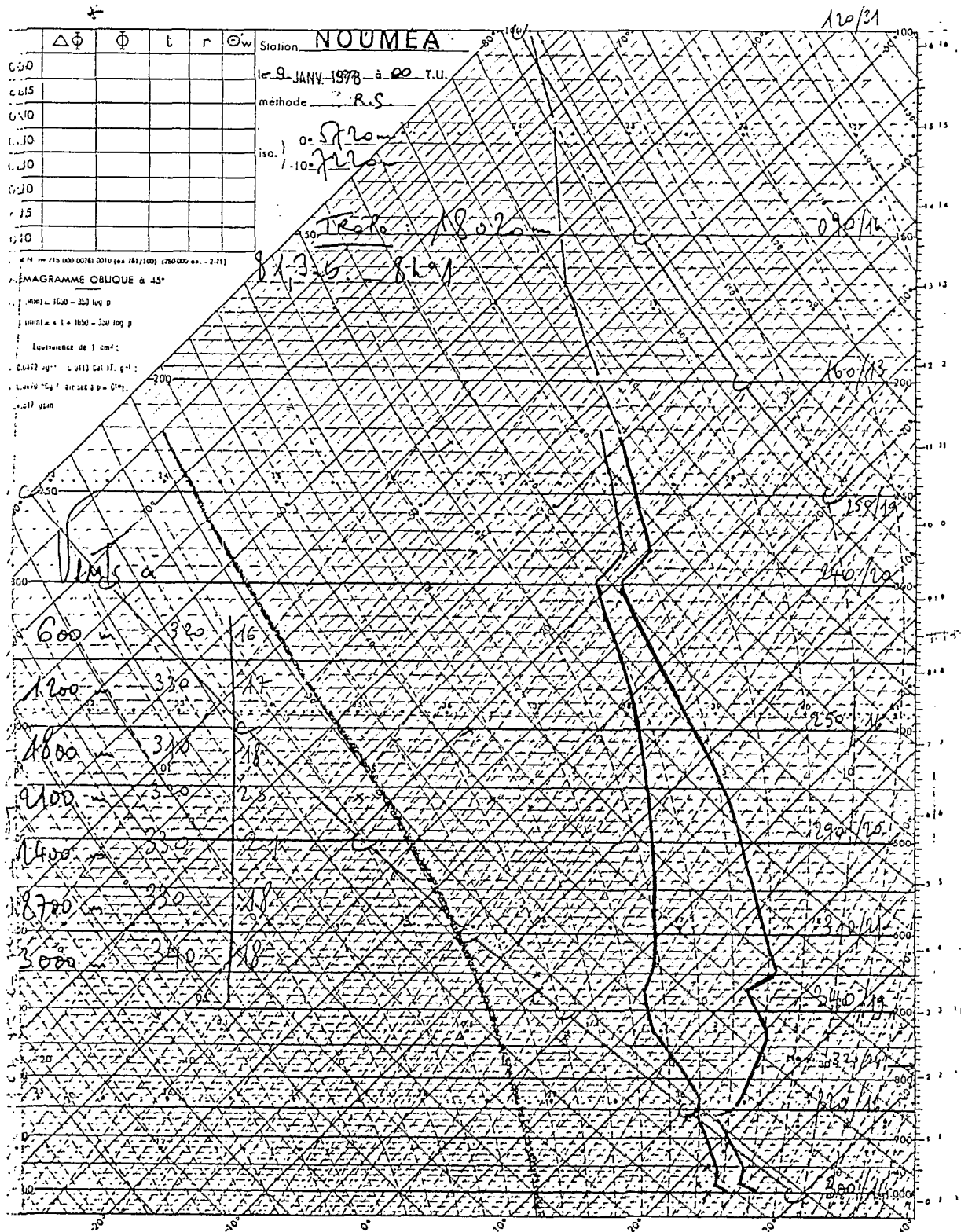


FIGURE II - 25  
 Radiosondage du 9 janvier 1978 à Nouméa

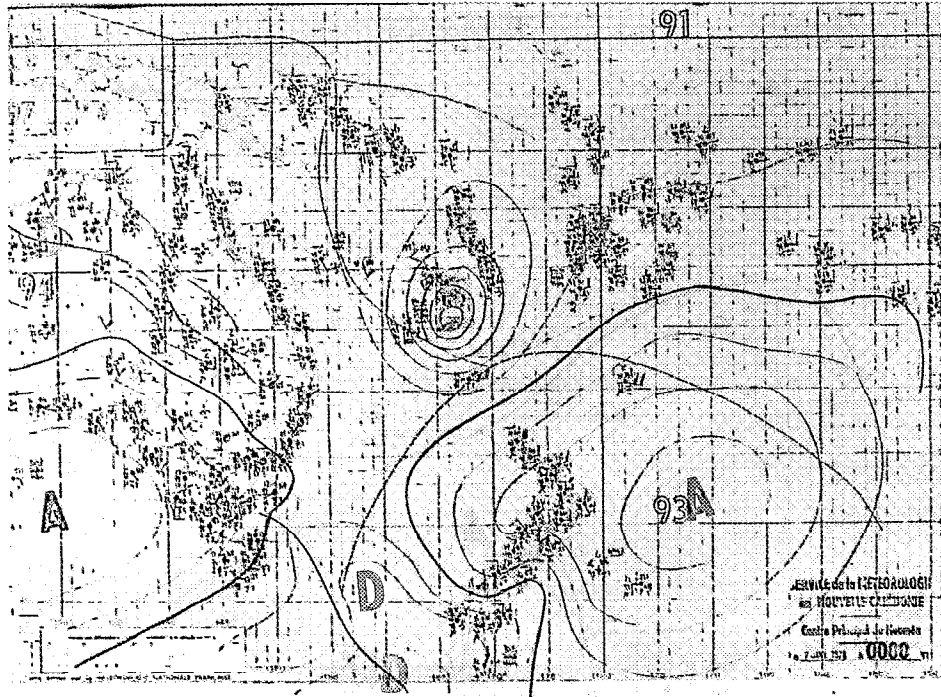


FIGURE II-26  
Situation des isobares au sol le 7 janvier 1978 à 0 h T.U.

#### b - Les temps de saison fraîche

À partir du mois d'avril, la Z.C.I.T. se déplace légèrement vers l'Ouest et entame sa remontée progressive vers le nord. La ceinture anticyclonique subtropicale s'est considérablement réduite. Des dépressions polaires circulant d'Ouest en Est au Sud du 25e S remontent fréquemment jusqu'au Sud de l'île à la faveur d'un affaiblissement de l'anticyclone australien : on voit alors souvent se former de cols isobariques sous la poussée de l'air convectif d'origine polaire.

Cette saison qui s'étend de mi-mai à mi-septembre voit souvent une alternance plus ou moins périodique d'un temps couvert et pluvieux avec rafales de vent d'Ouest (conditions liées aux passages des fronts froids accompagnant les dépressions), avec un temps dégagé.

Dans le premier cas, on observe les évaporations les plus faibles de l'année, 1,5 à 2,5 mm par jour pour l'ETP ; 2,5 à 3,5 mm par jour pour le bac. Un exemple représentatif moyen est donné par la 3ème décade de juin 1979 (tableau 2 - 18 - Juin.79/3)

Dans le second cas, l'évaporation peut varier de 3 à 6 mm par jour pour le bac ; 2 à 5 mm pour l'ETP. C'est à cette saison que les écarts peuvent être les plus importants. Une situation moyenne est fournie par les données de la 2ème décade d'août 1980 (tableau 2 - 18 - août 80/2).

Ces types de temps se rattachent à des situations météorologiques caractéristiques intéressant des masses d'air froides et non plus tropicales, qu'il s'agisse de masses d'air d'alizés ou de masses d'air froides et non plus tropicales, qu'il s'agisse de masses d'air d'alizés ou de masses d'air polaires. Les tableaux 2 - 24 et 2 - 25 ci-après fournissent pour deux situations extrêmes de saison fraîche en ce qui concerne le niveau d'évaporation au sol, les données issues des radio-sondages ainsi que les principaux paramètres climatiques mesurés au sol. Les cartes isobares permettent également de comparer les deux situations (figure II - 27 et II - 28).

TABLEAU 2 - 24  
Eléments de radiosondages des 18, 25, 27 juin 1979

Zm	18.6.79			25.6.79			27.6.79		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	23,7	82	4/340	20,5	84	4/180	22,1	53	10/120
500	20,1	80	5/290	16,6	93	6/160	16,7	72	13/110
1000	17,1	84	2/320	12,5	99	6/160	12,0	83	14/100
1500	14,6	92	2/360	7,7	97	8/180	8,8	75	13/110
2000	12,9	63	6/80	7,7	59	8/180	6,9	59	11/110
3000	8,6	47	-	4,6	19	9/190	4,5	16	3/200
4000	2,7	42	-	4,9	8	14/200	0,2	6	7/170
5000	-4,1	60	-	4,1	3	17/200	-	4	9/220

TABLEAU 2 - 25  
Situations climatologiques au sol des 18, 25, 27 juin 1979

	18.06.79	25.06.79	27.06.79
Eb.(mm)	6,6	2,1	2,6
Ep.(mm)	6,2	1,6	1,3
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	1692	870	1237
Tv.(mb)	16,0	22,7	19,3
U.(m.s <sup>-1</sup> )	7,8	2,8	2,4
Ts.(°C)	20,5	22,6	20,5
Th.(°C)	16,5	20,9	18,2

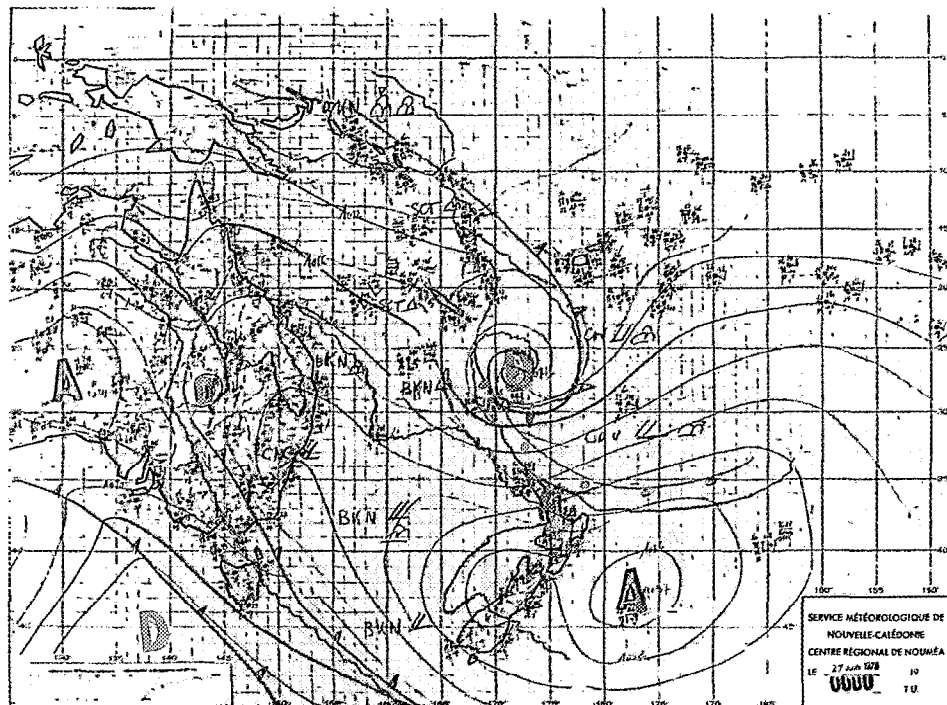


FIGURE II-27  
 Situation des isobares au sol le 27 juin 1979 à 0 h T.U.

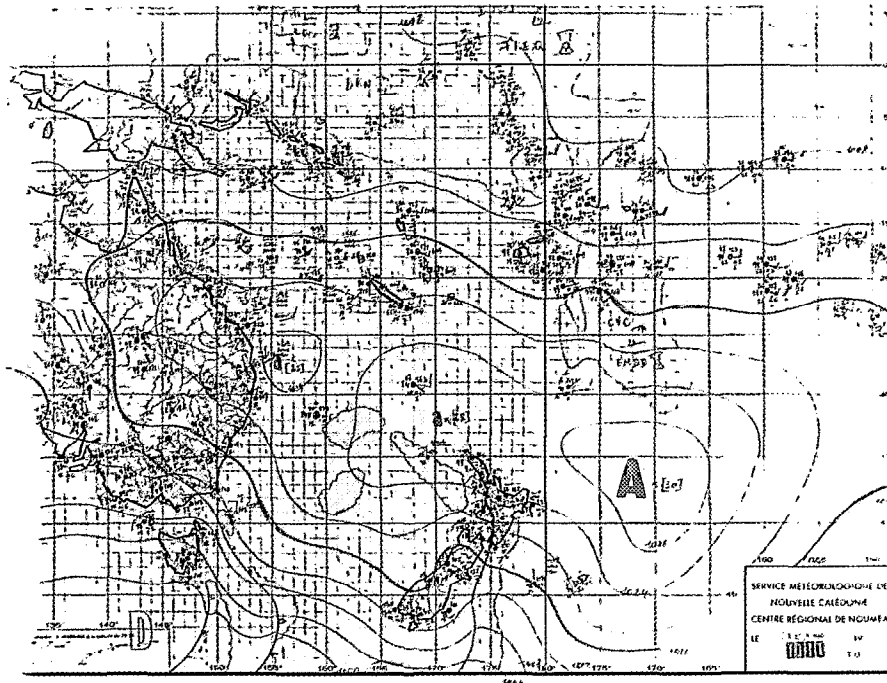


FIGURE II-28  
 Situation des isobares au sol le 23 août 1980 à 0 h T.U.

Juin 1979 :

La situation des 25 au 27 juin 1979 représente typiquement "le mauvais temps" de saison fraîche correspondant au passage d'un front froid associé à une dépression centrée au SE des Iles Loyauté (figure II - 27). La situation générale sur le S.O. du Pacifique montre d'ailleurs une prédominance des systèmes dépressionnaires.

L'évapotranspiration observée pour ce type de temps reste toujours très faible en raison de la couverture nuageuse et de l'humidité atmosphérique importantes. L'émagramme du 27 juin (figure II - 29) montre en effet dans les 1500 premiers mètres d'une masse d'air homogène proche de la saturation. Au-dessus de cette couche on observe le développement d'une subsidence avec de l'air plus chaud et plus sec lié à un flux de S.S.O. en altitude. Dans certaines conditions, cette structure parvient jusqu'au niveau du sol ou du moins s'affaïsse suffisamment pour l'influencer et conduit à la situation du 18 juin avec une évaporation journalière de plus de 6 mm sur bac.

Août 1980 :

La deuxième décennie d'août 1980 nous paraît assez représentative du "beau temps" de saison fraîche. La ceinture anticyclonique s'est notablement renforcée, la carte du 23 août (figure II - 28) fait apparaître un remarquable anticyclone qui s'étale du 140° Est au 160° Ouest et du 50° Sud au 15° Nord. La structure verticale est elle aussi typique de la saison avec une convergence en basses couches surmontée d'une forte subsidence (émagramme du 24 août, figure II - 30).

Les données climatologiques mesurées au sol sont rassemblées dans le tableau qui suit : (tableau 2 - 26)

TABLEAU 2 - 26  
Situations climatologiques au sol les 23, 24 et 25 août 1980

	23.08.80	24.08.80	25.08.80
Eb.(mm)	5,7	5,1	5,5
Ep.(mm)	4,3	4,8	4,5
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	2072	1894	1253
Tv.(mb)	16,0	16,1	12,7
U.(m.s <sup>-1</sup> )	1,9	3,1	2,6
Ts.(° C)	19,9	20,5	21,1
Th.(° C)	16,6	15,6	17,2

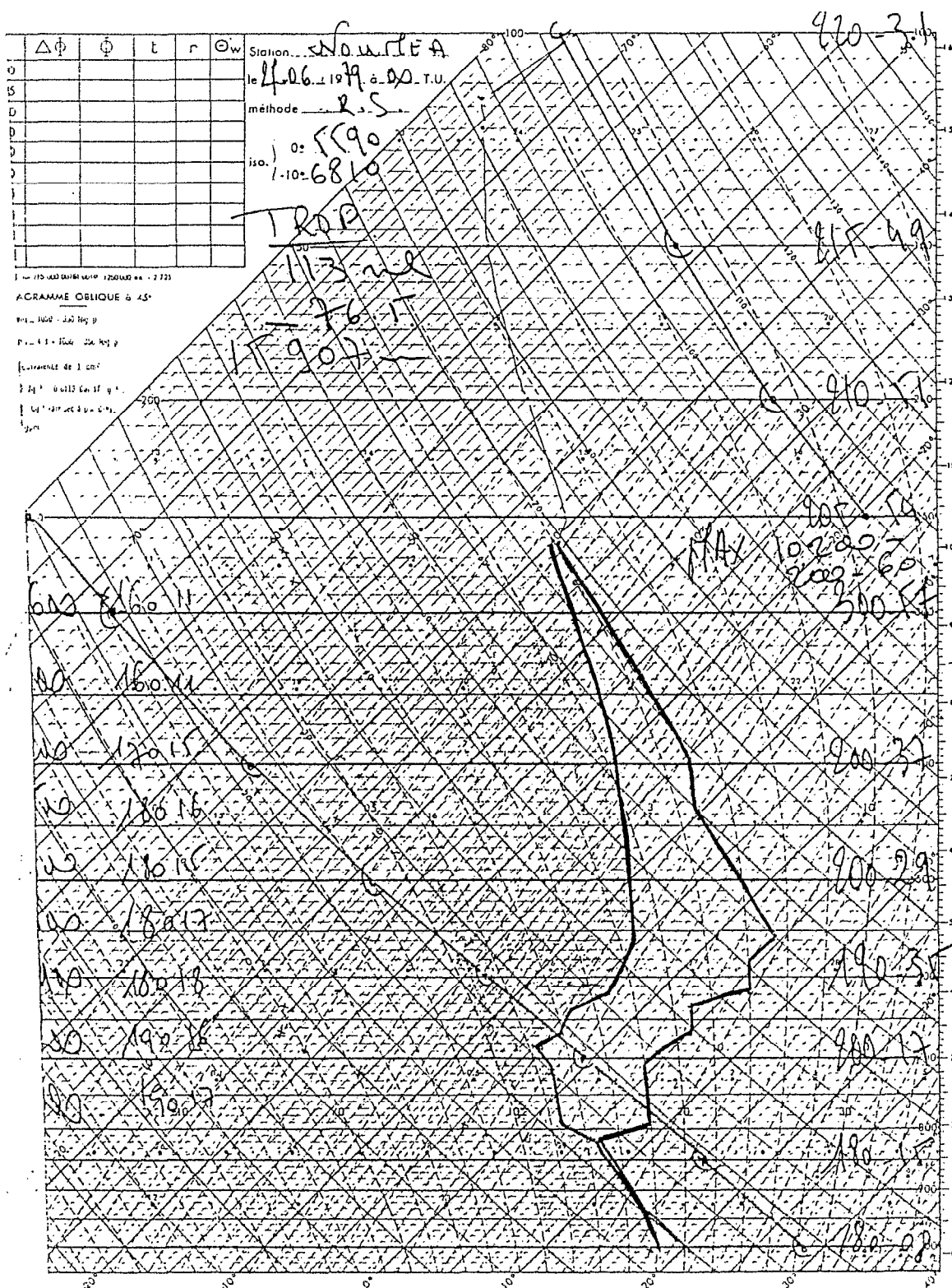


FIGURE II - 29  
 Radiosondage du 27 juin 1979 à Nouméa

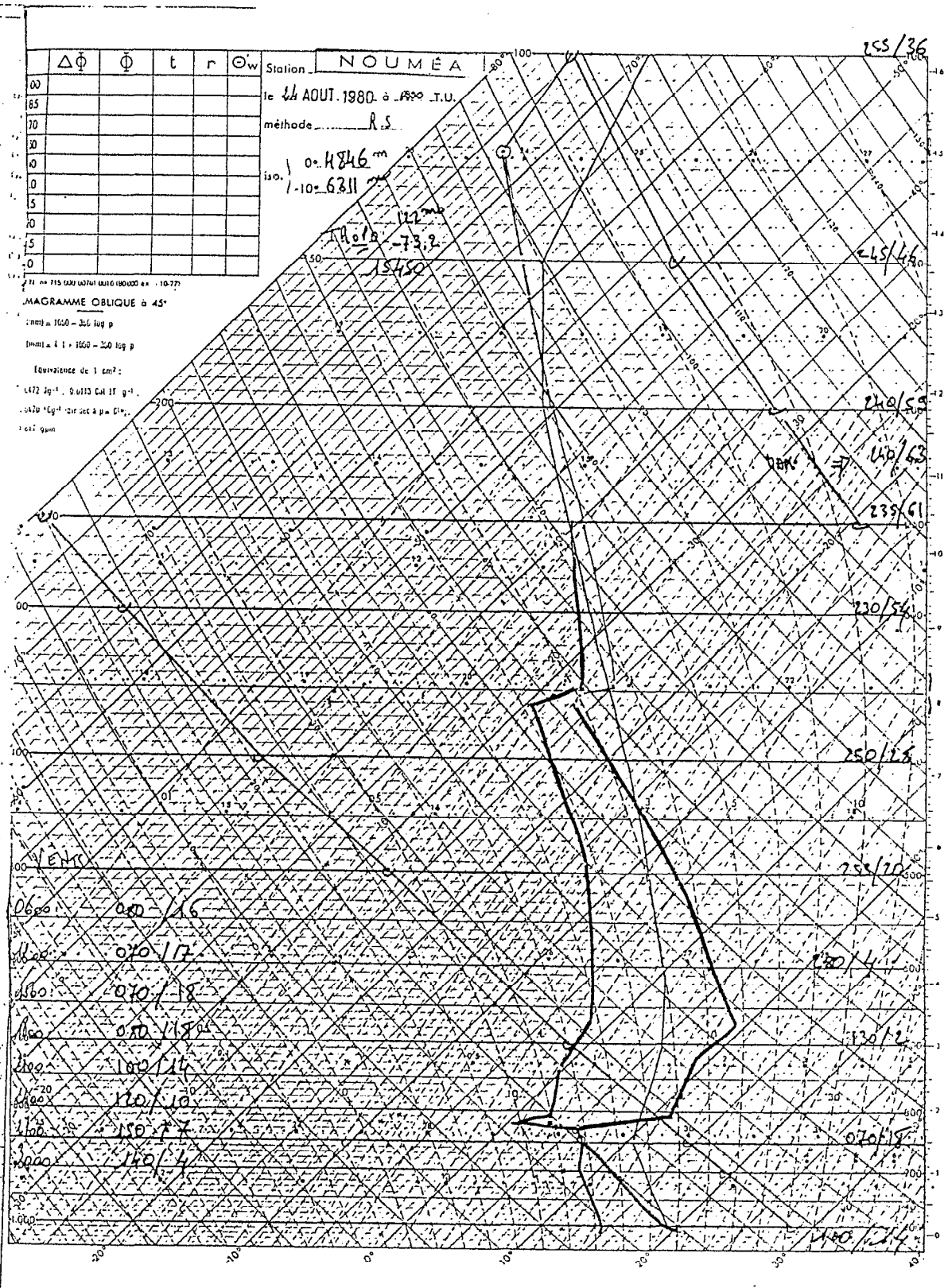


FIGURE II - 30  
 Radiosondage du 24 août 1980 à Nouméa

Des situations exceptionnelles peuvent également se présenter au cours de cette période (tableaux 2 - 27 et 2 - 28 ) comme celle du 6 août 1979 par exemple où on a observé une évaporation de 7,8 mm. La situation isobarique au sol du 7 août (figure II - 31) montre simplement que la cellule anticyclonique est relativement réduite par rapport à celle du 23 août 1980 et que de nombreuses dépressions sont encore actives jusqu'au 30° S mais n'affectent pas la Nouvelle-Calédonie.

L'étiogramme de cette même journée (figure II - 32) fait d'ailleurs apparaître une structure comparable à celle observée en août 1980. La comparaison des situations météorologiques entre le 5 et le 7 août ne permet pas non plus d'apporter des éléments explicatifs déterminants. On observe simplement le développement d'une subsidence en altitude et la couche située entre 0 et 500 m apparaît nettement plus humide le 6 que le 5 ou le 7.

Le seul élément météorologique de la journée du 6 est un abaissement spectaculaire de jet-stream, mais quel rapport peut-on établir entre les deux phénomènes ?

TABLEAU 2 - 27  
Éléments de radiosondages des 5, 6 et 7 août 1979

Zm	5.8.79			6.8.79			7.8.79		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	19,0	58	4/200	19,5	69	8/180	19,6	55	1/120
500	15,5	63	4/290	14,2	80	10/160	16,9	60	2/110
1000	17,0	68	6/200	9,7	94	10/150	10,8	72	3/130
1500	7,0	74	8/210	5,8	96	6/160	6,5	76	4/110
2000	3,4	79	8/210	1,9	89	6/170	8,5	32	4/140
3000	-1,4	53	13/220	1,9	16	10/190	5,8	8	7/220
4000	-1,4	20	26/270	-4,1	14	16/200	-0,7	14	9/230
5000	-9,3	28	28/270	-8,7	13	22/200	-6,7	24	14/250



TABLEAU 2 - 28  
Situations climatologiques au sol des 5, 6, 7 août 1979

	5.08.79	6.08.79	7.08.79
Eb.(mm)	4,0	7,8	3,9
Ep.(mm)	3,7	7,9	3,7
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	1540	1767	1539
Tv.(mb)	14,5	12,1	12,4
U.(m.s <sup>-1</sup> )	3,5	6,1	3,1
Ts.(° C)	18,5	18,5	18,6
Th.(° C)	14,9	13,5	13,7

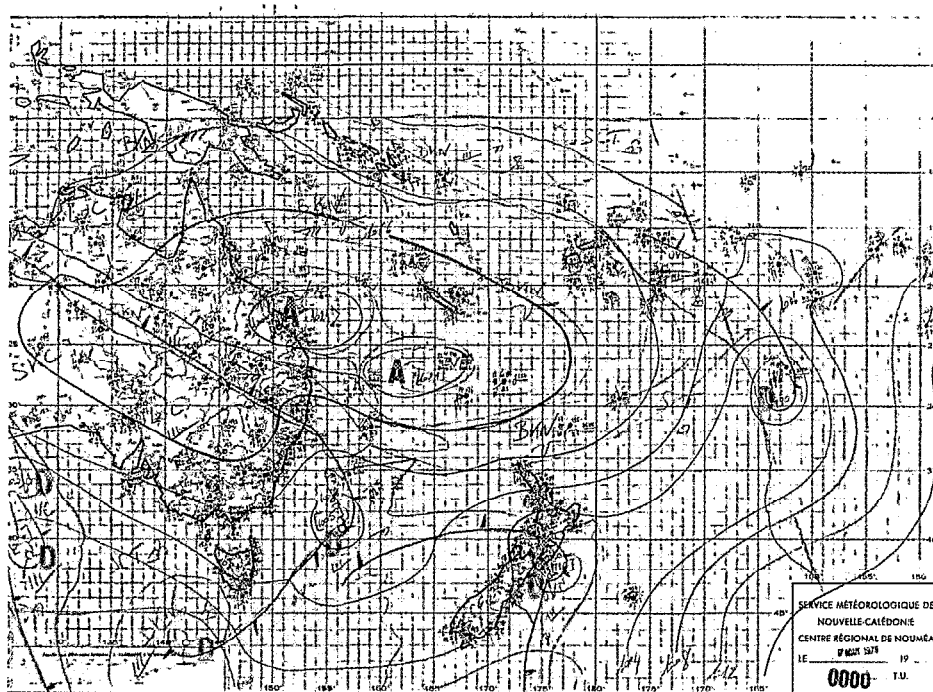


FIGURE II-31  
Situation des isobares au sol le 7 août 1979 à 0 h T.U.

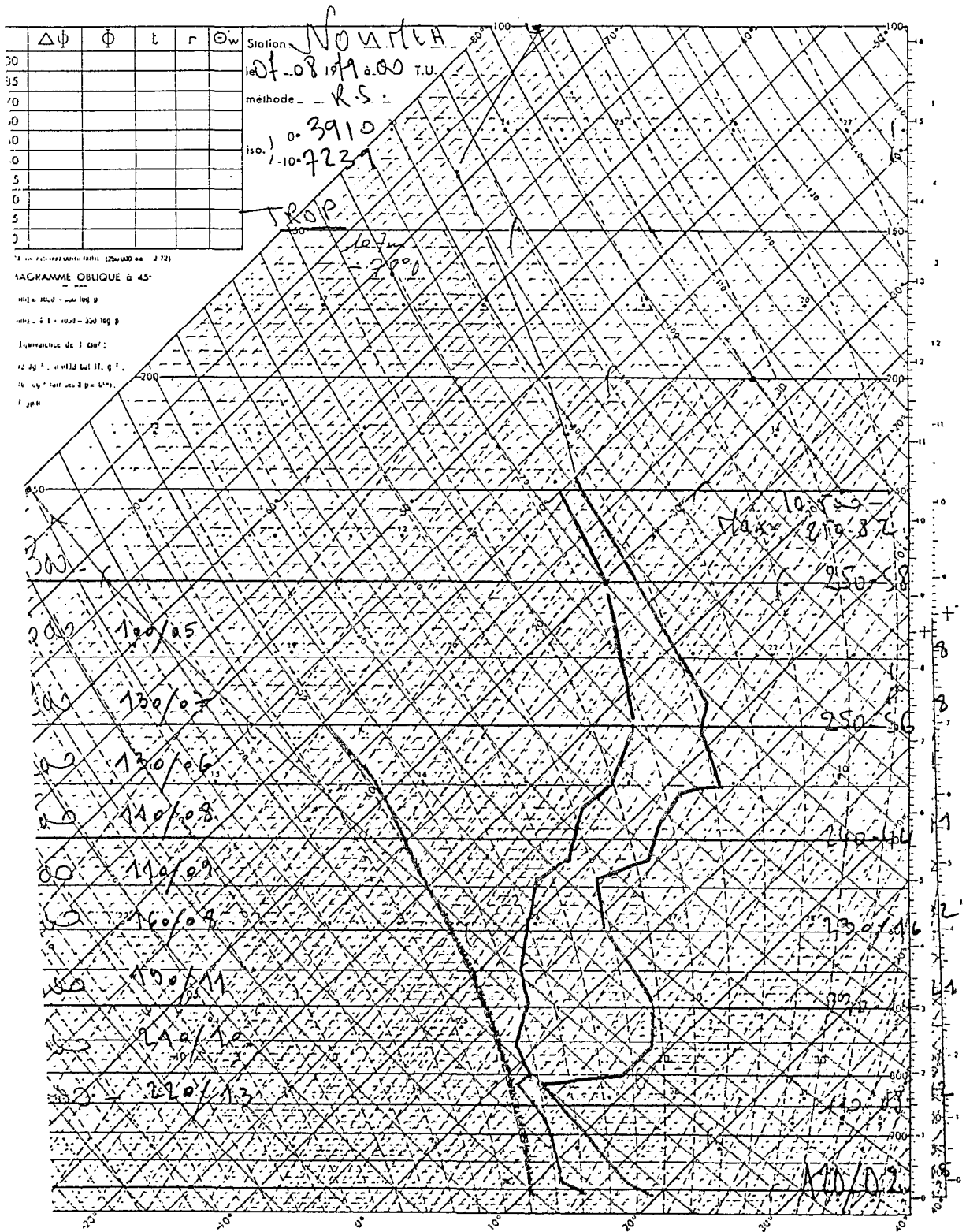


FIGURE II - 32

Radiosondage du 7 août 1980 à Nouméa

### c - Les saisons de transition

La saison de transition la plus intéressante sur le plan de l'évaporation est celle qui s'étend de mi-septembre à mi-novembre parce qu'elle coïncide avec l'étiage. C'est en effet l'époque de l'année où les précipitations sont minimales, la ceinture anticyclonique est quasiment ininterrompue sur le Sud-Ouest du Pacifique. Les évaporations peuvent être très élevées, jusqu'à 7 mm par jour pour l'ETP, 9 à 10 mm pour l'évaporation sur bac.

C'est une situation comparable à celle de la saison chaude mais où, contrairement à celle-ci, les épisodes d'évaporation intense peuvent s'étendre sur plusieurs décades, n'étant pas interrompus par le passage des dépressions tropicales.

A l'exception d'octobre 1980, les moyennes décadaires des mois de septembre à novembre, pour les années 1978 à 1981, à Nouméa, sont comprises entre 6,3 et 8,5 mm pour le bac d'évaporation, et entre 5 et 6 mm pour l'ETP.

On connaît les conditions au sol pour que se produisent de fortes évaporations : baisse importante de la tension de vapeur d'eau, augmentation de la vitesse du vent accompagnées d'un fort rayonnement. L'exemple que nous avons retenu est celui de la période du 9 au 13 novembre 1980 dont les principaux paramètres climatiques mesurés au sol sont regroupés dans le tableau 2 - 29.

On y remarque le niveau élevé de l'évaporation le 9 et le 13 (6,4 et 7,8 mm) encadrant une valeur encore plus forte le 11 (11,7 mm). Les valeurs des 10 et 12 novembre que nous n'avons pas fait figurer sont du même ordre de grandeur : 9,5 et 10,5 mm.

TABLEAU 2 - 29

Situations climatologiques au sol les 10, 11 et 13 novembre 1980

	9.11.80	11.11.80	13.11.80
Eb.(mm)	6,4	11,7	7,9
Ep.(mm)	4,8	8,6	6,1
Rg.(J.cm <sup>-2</sup> )	3020	3065	2786
Tv.(mb)	19,9	15,7	19,4
U.(m.s <sup>-1</sup> )	3,3	8,1	6,5
Ts.(°C)	23,9	22,5	23,2
Th.(°C)	19,6	17,0	19,1

Les émagrammes des 11 et 13 novembre (figure II - 33 et II - 34) correspondent aux données du tableau 2 - 30. Ils montrent des structures verticales à peu près équivalentes avec présence d'une masse d'air subsidente.

Mais, dans la situation du 11 novembre, l'inversion est beaucoup moins marquée. Bien entendu les causes directes, au sol, de tels événements sont connues et mesurables, une fois le processus déclenché. L'analyse sommaire des radio-sondages, semble indiquer que la situation au sol peut être reliée à une structure atmosphérique dont l'évolution est souvent progressive, et qui pourrait donc être prévue au même titre que les risques de précipitations ou d'orages.

Malheureusement, notre analyse insuffisante ne nous a permis de reconnaître que quelques types de structures, en regard de la diversité des situations que l'on peut observer au sol. Y a-t-il là matière à recherches plus approfondies ?

TABLEAU 2 - 30  
Éléments de radiosondages des 10, 11 et 13 novembre 1980

Zm	10.11.80			11.11.80			13.11.80		
	T	H%	U	T	H%	U	T	H%	U
0	23,5	58	6/160	24,4	50	9/120	26,2	45	9/110
500	17,4	73	6/150	17,2	63	10/120	19,6	49	10/100
1000	13,2	80	5/310	12,7	74	9/120	14,6	64	10/80
1500	10,2	88	2/320	10,1	62	4/150	10,3	76	11/70
2000	7,4	85	8/280	8,1	70	8/280	6,0	82	12/80
3000	7,4	17	11/280	6,9	8	1/300	7,5	8	3/60
4000	3,7	8	13/280	0,7	8	9/280	2,9	14	2/280
5000	-3,0	8	19/280	-4,0	8	10/280	-4,7	37	7/280

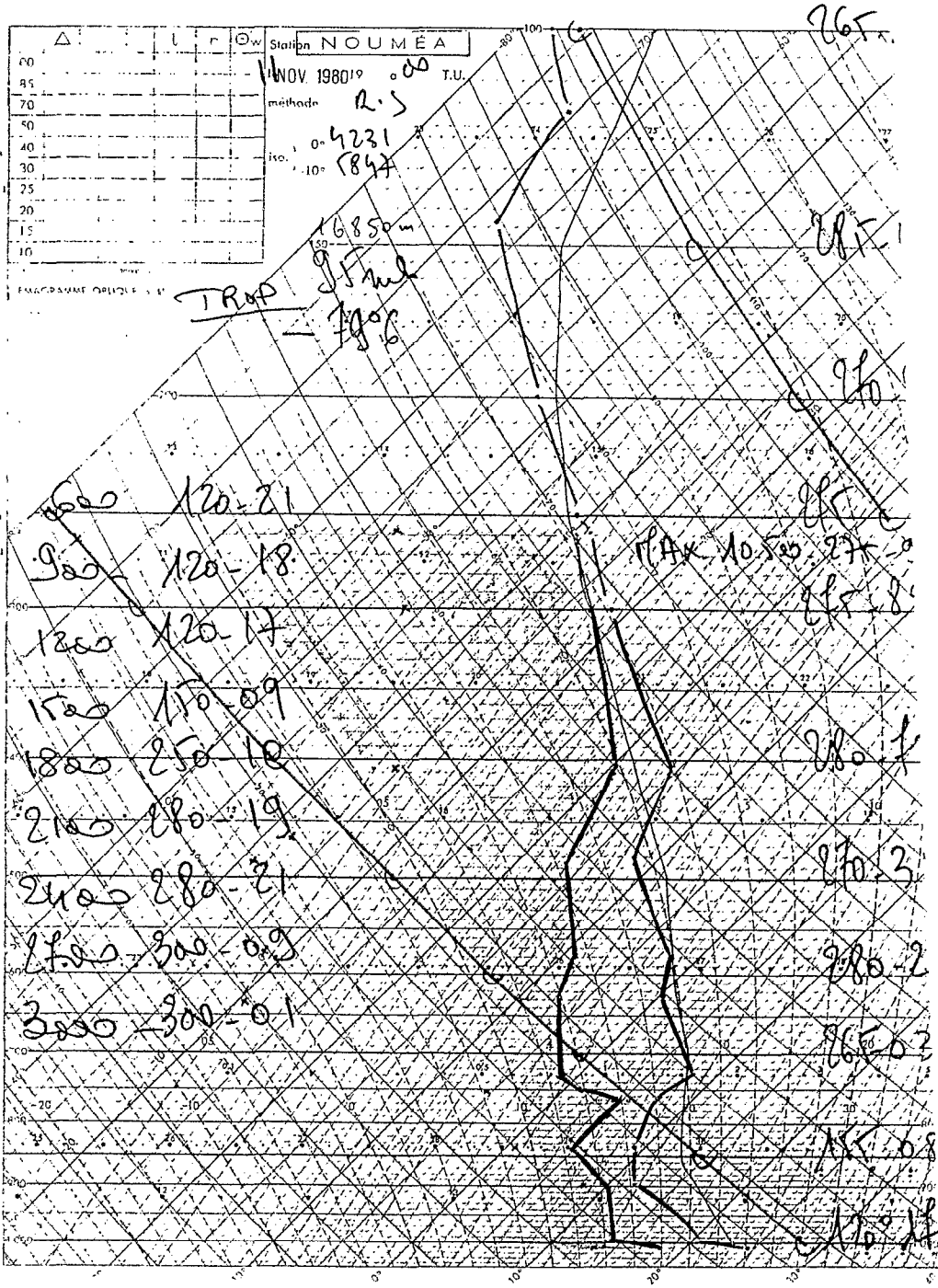


FIGURE II - 33  
 Radiosondage du 11 novembre 1980 à Nouméa

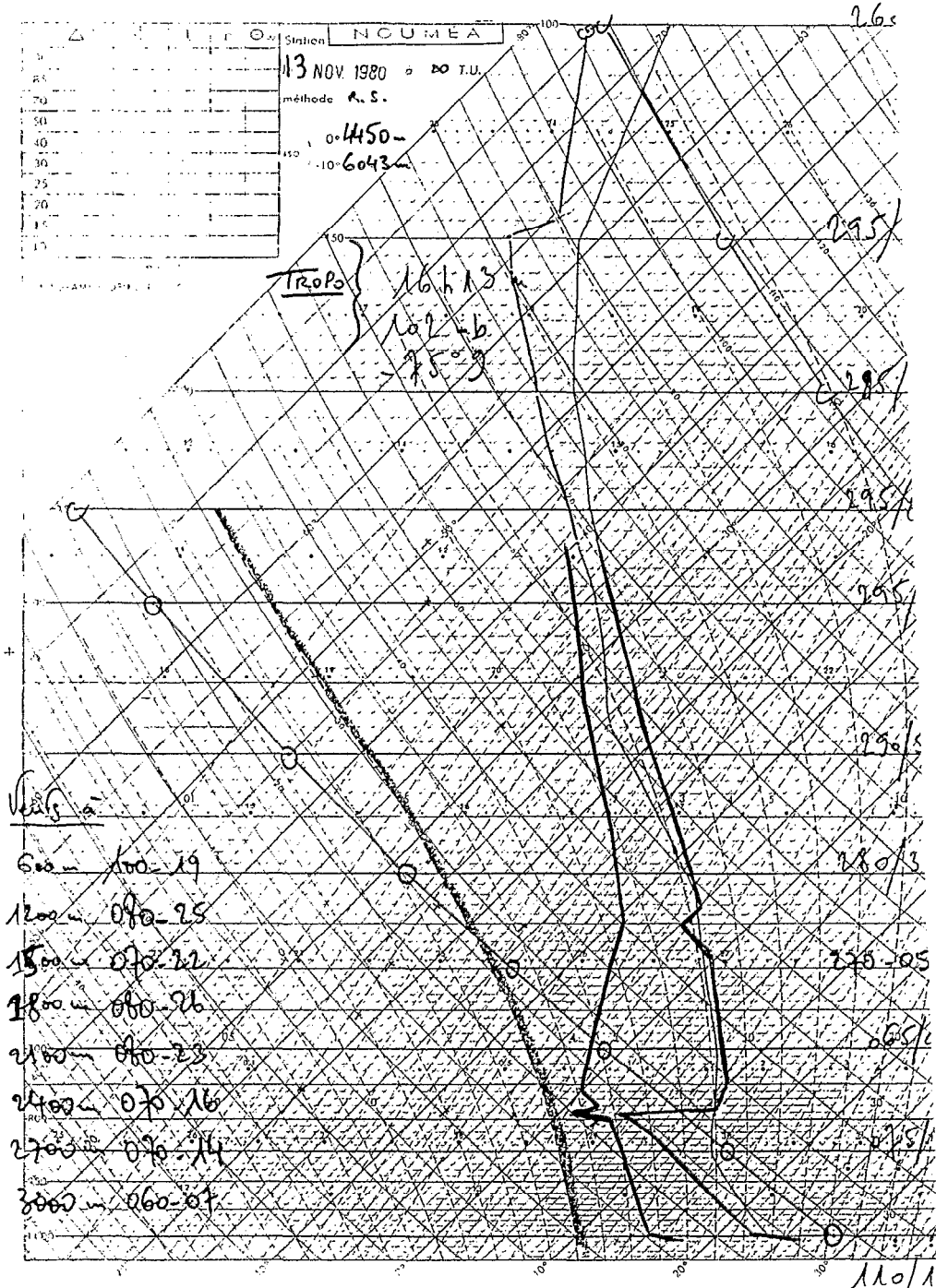


FIGURE II - 34

Radiosondage du 13 novembre 1980 à Nouméa

#### d - Discussions

Comme les précipitations, l'évaporation est un phénomène climatique indissociable de la structure et des mouvements de l'atmosphère. Il est admis que les échanges d'énergie mis en jeu dans les phénomènes d'évaporation ont lieu essentiellement dans la couche limite, dont on sait que les caractéristiques dépendent fortement de la surface.

Ces phénomènes sont par ailleurs mesurés ponctuellement et dans une couche excédant rarement 10 m d'épaisseur. Or, la couche limite peut quant à elle dépasser 1000 m, ce qui est probablement fréquent dans le cas qui nous intéresse, d'une zone tropicale et océanique.

D'autre part des échanges existent entre cette couche et l'atmosphère qui la surmonte (affaissement de subsidence par exemple). Par ailleurs, des exemples d'impacts de situation météorologique sur des phénomènes climatiques commencent à être mieux connus. Nous pourrions sans prendre de grands risques affirmer que l'évaporation intense observée au cours de la première décennie de décembre 1980 résulte du blocage au Nord du 10° Sud de la Z.C.I.T., ce n'est qu'à partir du 19 décembre que les effets de l'air tropical ont pu se faire sentir jusque sur le 20° Sud.

Les régimes d'évaporation peuvent être grossièrement reliés aux types de temps, eux-mêmes pouvant parfois être définis simplement par la répartition des isobares de surface. Ainsi, il est évident que lors du passage d'une dépression tropicale ou celui d'un front froid, accompagnés tous deux de nuages et de précipitations, on ne peut pas s'attendre à mesurer des évaporations importantes. L'analyse de la structure atmosphérique ne peut pas apporter dans ce cas d'éléments intéressants. Le cas des journées de forte évaporation ou d'évaporation exceptionnelle est à la fois plus intéressant et plus facile puisqu'il se détache souvent fortement de la moyenne. Il devrait donc à priori se détacher également par rapport à la situation "normale pour la saison", c'est-à-dire la plus fréquente.

En observant simultanément les conditions climatiques mesurées au sol, la localisation géographique des différents centres de pression et la structure verticale de l'atmosphère pour des situations normales et pour des situations exceptionnelles, nous avons essayé de montrer si l'apparition au milieu d'une série chronologique "normale", d'une augmentation subite des niveaux d'évaporation pouvait être rattachée à une structure atmosphérique particulière.

## 2 - 2 - 1 - 6 L'évaporation en Nouvelle-Calédonie : est-on en état d'advection permanente ?

La situation particulière (mais néanmoins représentative) de notre site principal d'expérimentation, les valeurs élevées d'évaporation qui y sont observées par rapport à celles mesurées sur un second site d'expérimentation laissent supposer l'existence de phénomènes advectifs importants.

Dans ce qui suit, nous nous proposons d'essayer de montrer quelle part occupe l'advection dans l'évapotranspiration observée sur le site de Nouméa, et de l'étudier à travers le coefficient de Priestley . (Priestley et al 1972).

### a- Les hypothèses de base

Les hypothèses de base sur lesquelles nous nous sommes appuyé dans ce qui sont les suivantes : les surfaces évaporantes sont considérées comme suffisamment étendues et homogènes pour que les différents flux verticaux restent conservatifs, ce qui ramène les problèmes à une seule dimension.

Dans le cas de juxtaposition de surfaces de dimensions limitées et de caractéristiques différentes, non seulement de rugosité mais aussi d'aptitude à l'évaporation, il y a apparition de gradients horizontaux de température et d'humidité en particulier. Ceux-ci modifient la stabilité de l'atmosphère, ce qui entraîne un réajustement des profils de vent et donc une modification de la turbulence ; or la turbulence contrôle le mécanisme des transferts et par conséquent les profils de température et de vapeur d'eau se trouvent à leur tour modifiés. A proximité d'une discontinuité, il n'y a donc jamais équilibre des flux verticaux. Une certaine distance est nécessaire dans la direction sous le vent pour que les profils de température, de vent et d'humidité tendent vers un nouvel équilibre.

Ces phénomènes qui se déroulent à proximité d'une discontinuité sont souvent regroupés sous le terme d'advection locale. Les observations de Rider et al (1963), Millard (1964), Dyer et Crawford (1965) fournissent des exemples et des descriptions de ce genre de situations. Des études théoriques de l'advection locale ont été réalisées par Philip (1959), mais c'est surtout au cours des années 70, quand de nombreux chercheurs tentaient une approche de l'ETR régionale que l'on trouve les références les plus nombreuses : Perrier (1974), Seguin (1975), Itier et Perrier (1976), Mc Naughton (1976).



- Le flux advectif :

Itier (1977), dans une synthèse de ces travaux et à partir de résultats expérimentaux obtenus par Itier et Perrier (1976) propose une fonction de correction à apporter aux mesures d'évapotranspiration en régime advectif.

Si  $ET(x) = ET(A) + \varnothing_{adv}(x)$ ,  $ET(x)$  étant l'évapotranspiration à une distance  $x$  de la zone de discontinuité, sous le vent, et  $ET(A)$ , l'évapotranspiration supposée constante de la zone "amont", l'auteur montre que  $\varnothing_{adv}(x)$  le flux advectif peut se mettre sous la forme suivante :

$$\varnothing_{adv}(x) = - A (x/z_0)^b, \text{ avec } A = \rho C_p K_u^* \Delta T_0. 0,748 (x/z_0)^{-0,1592}$$

$\Delta T_0$  désignant ici l'écart des températures de surface entre les deux zones considérées.

D'autres valeurs de coefficients sont proposées par Lang et al (1974) et Morgan et al (1970).

En ce qui concerne l'ETP "Penman" qui reste bien souvent la meilleure donnée disponible, on peut distinguer deux cas : le premier où les températures sont mesurées en dehors de la zone irriguée, et dans ce cas Itier (1977) propose un tableau de correspondance indiquant en fonction de la longueur de la zone irriguée (anneau de garde du lysimètre par exemple) et de la hauteur de rugosité, les hauteurs de mesures telles que les corrections à apporter soient nulles.

Dans l'exemple qui nous intéresse, celui d'une parcelle de 20 x 30 m, plantée en gazon ( $z_0$  de l'ordre de  $10^{-2}$  m) la hauteur de mesure devrait être de 0,50 m, ce qui n'est pas le cas lorsque l'on utilise les données de l'abri météorologique.

Le tableau suivant et le graphique sont empruntés à Itier (1977).

TABLEAU 2 - 31

Evolution de la hauteur  $z$  (m) en fonction de  $z_0$  et  $X$  pour que :ETP "Penman" =  $[\overline{ET}]_0^x$

X(m) Zo(m)	10	20	50	100	200	500	1000	2000
10 <sup>-3</sup>	0,13	0,23	0,54	1,13	2,56	8,77	25,3	
10 <sup>-2</sup>	0,29	0,43	0,78	1,3	2,3	5,4	11,3	25,5
10 <sup>-1</sup>	1,03	1,36	2,05	2,92	4,33	7,84	13,0	23,0

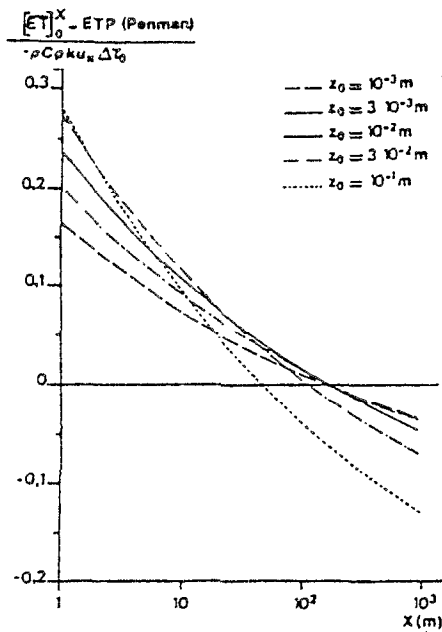


FIGURE II - 35

Evolution de la différence entre l'évaporation moyenne d'un périmètre irrigué (O - X) et la valeur calculée par la formule de Penman hors du périmètre

Dans le cas où les températures sont mesurées à l'intérieur de la zone irriguée, la correction ne dépend plus que de la taille de la parcelle et pour des mesures effectuées à 2 m de hauteur, au 1/3 de la longueur sur une parcelle de 100 m, les corrections sont de l'ordre de grandeur des erreurs de mesures.

Brakke et al (1978), mentionnant les travaux de Tanner (1960), Pruitt et Lourence (1968), Denmead et Mc Ilroy (1970), indiquent que l'utilisation de la méthode du rapport de Bowen peut entraîner une sous-estimation de 20 % et plus de l'évaporation réelle en cas d'advection locale. Par ailleurs, Mc Ilroy et Angus (1964) ont montré que dans une région qui est loin d'être désertique (Aspendale près de Melbourne), l'effet de l'advection entraînait des évaporations deux fois plus importantes que celles auxquelles on pouvait s'attendre.

Notons au passage que Brakke et al (1978), à partir de constatations identiques proposent donc une formulation du rapport de Bowen utilisant les résultats de Verma et al (1978).

L'égalité des coefficients d'échange de vapeur d'eau et de flux de chaleur n'étant plus vérifiée, les auteurs expriment un rapport  $k_h / k_v = 2,95 + 3,72 (\Delta T / \Delta e) + 1,72 (\Delta T / \Delta e)^2$ ,  $\Delta T$  et  $\Delta e$  étant respectivement les gradients verticaux de température et de tension de vapeur ; d'où l'expression suivante du rapport de Bowen corrigé :

$$\beta_c = (\rho C_p / LE) [2,95 + 3,72 (\Delta T / \Delta e) + 1,72 (\Delta T / \Delta e)^2] \Delta T / \Delta e$$

Par ailleurs, Brakke et al constatent qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de discontinuité (passage d'une zone non irriguée à une parcelle irriguée), le flux d'évaporation LE décroît jusqu'à atteindre une valeur asymptotique, l'effet de l'advection locale est alors nul, mais si LE demeure supérieur à  $(R_n - G)$ , il y a alors manifestation de l'advection régionale ou advection à grande échelle. Ceci peut être résumé par le schéma ci-dessous (figure II - 36)

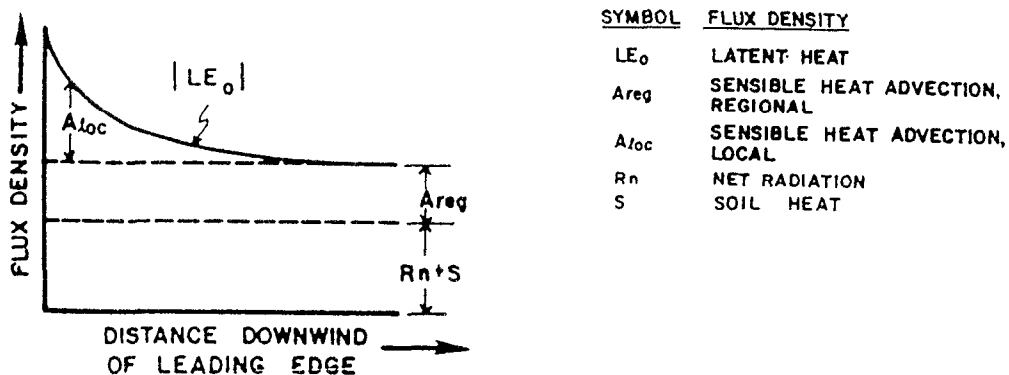


FIGURE II - 36

Evolution de l'advection locale et régionale avec éloignement de la discontinuité

Dans l'expérimentation présentée par ces auteurs (parcelle de alfalfa irriguée, dans le Nebraska, au mois de juin), l'advection locale varie de 1 % à 14 % de LE dans la parcelle située à 10 m de la zone de discontinuité, et de 0 % à 4 % , dans la parcelle située à 65 m. L'advection régionale étant estimée de 7 à 40 % de LE à la fois dans les deux parcelles.

### b - Le modèle de Priestley-Taylor : quelques rappels

C'est de loin le modèle de Priestley-Taylor qui, ces dernières années a retenu le plus l'attention, probablement par la simplicité de sa mise en oeuvre et peut être aussi sur le fait qu'il a été établi à partir d'un éventail de données géographiquement très étalées.

L'évapotranspiration potentielle utilise le plus souvent comme référence une adaptation de la formule originale de Penman dont nous avons vu qu'elle pouvait s'écrire :

$$ETP = \frac{F' Rn}{F' + \gamma} + \frac{\gamma E_a}{F' + \gamma}$$

Cette structure en deux termes suggère une interprétation qui peut aider à comprendre les effets de l'advection (Brutsaert, 1982).

Dans cette formulation,  $E_a$ , le pouvoir évaporant de l'air peut généralement s'écrire, nous l'avons vu également sous la forme suivante :

$$E_a = f(u) (e_w - e_a)$$

Pour Slatyer et Mc Ilroy (1961), si l'on considère une surface très étendue, homogène parfaitement alimentée en eau et en conditions d'équilibre bien établies,  $e_a$  tend vers sa valeur à saturation  $e_w$  ; dans ces conditions, le premier terme de la formule représente la limite inférieure de l'évaporation de cette surface, que ces auteurs ont appelé "évaporation à l'équilibre" soit :

$$E_q = \frac{F' (Rn - G)}{F' + \gamma}$$

En réalité la couche limite répond en permanence aux mouvements à grande échelle de l'atmosphère, ce qui tend à maintenir un déficit d'humidité, même au-dessus des océans, par conséquent l'évaporation à l'équilibre ne se rencontre que très rarement.

S'appuyant sur les travaux de Priestley (1959), Swinbank et Dyer (1967), Priestley et Taylor (1972) expriment le rapport LE/H sous la forme suivante :

$$LE/H = \frac{L}{C_p} \left( \frac{\delta q_s}{\delta T} \right) \frac{F'}{\gamma} \text{ ou encore :}$$

$$\frac{LE}{LE + H} = \alpha \frac{F'}{F' + \gamma}, \text{ Expression dans laquelle } \alpha \text{ est un coefficient égal en}$$

théorie à 1 pour des surfaces saturées. Ce cas correspond à une évaporation théorique minimale.

En posant  $LE + H = Rn - G$  selon l'équation du bilan d'énergie,  $\alpha$  s'exprime par la relation qui suit :  $\alpha = LE / ((F'/F' + \gamma) Rn - G)$

En l'absence totale d'advection et pour une surface saturée  $\alpha = 1$  et donc :

$LE = (F'/F' + \gamma) (Rn - G)$  et l'on retrouve ici l'expression de l'évaporation à l'équilibre proposée par Slatyer et Mc Ilroy (1961). Après examen de nombreux résultats expérimentaux concernant aussi bien les océans que les surfaces continentales saturées, Priestley et Taylor (1972), prennent comme base l'évaporation à l'équilibre pour définir une évaporation potentielle en conditions d'advection réelle minimale :  $E_p = \alpha E_q$

Les auteurs proposent pour  $\alpha$ , la valeur 1,26.

Différentes valeurs de  $\alpha$  déterminées expérimentalement pour des surfaces saturées sont répertoriées dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 32  
Différentes valeurs du coefficient  $\alpha$

$\alpha$	Conditions de mesures	Références
1,34	Lysimètre-CSIRO-Aspendale	Mc Ilroy et Angus, 1963
1,30 - 0,03	Lysimètre-Univ. Wisconsin	Pristley et Taylor, 1972
1,33 - 0,21	Expérimentation "Wangara "	
1,25 - 0,01	Océan Indien	Deacon et Stevenson, 1968
1,31 - 0,01	Océan Indien	
1,30 - 0,02	Océan Atlantique	
1,25 - 0,03	Lake Eucumbene	Webb, 1960
1,27	Surfaces d'eau libre	Petzold, 1980
1,20 - 1,50	Lacs néerlandais	De Bruin et J. Keijman, 1979
1,04	Gazon f l'ETP	Barton, 1979
0,50 - 1,29	Lysimètres	Mukamal et Neumann, 1977
0,65 - 1,15	Prairies et forêt de pins	Thomson, 1975
1,27	Rye - Grass	Davies et Allen, 1973
1,05 - 1,18	Forêts de pins "Douglas"	Mc Naughton et Black, 1973

Les valeurs du coefficient  $\alpha$  varient donc dans des proportions importantes selon l'humidité de surface, et probablement le régime de turbulence lié aux caractéristiques de la surface.

Elles sont donc susceptibles d'évoluer avec le temps, et De Bruin et Keijman (1979) ont mis en évidence des variations de  $\alpha$  de 1,20 à 1,50 entre les mois d'avril et le mois d'août pour un lac de Hollande.

Ces auteurs ont également mis en évidence des variations importantes de ce coefficient au cours de la journée : de  $\alpha = 1,15$  entre 3 et 6 heures du matin à  $\alpha = 1,40$  entre 15 et 18 heures.

A partir des travaux de Priestley et Taylor (1972), un certain nombre d'auteurs ont développé des relations plus ou moins empiriques. Hick et Hess (1977) proposent l'expression suivante :

$$LE = \frac{F'}{0,85F' + 0,63\gamma} (Rn - G)$$

Pour les surfaces non saturées, Davies et Allen (1973) proposent une expression de  $\alpha$  qui tient compte de l'humidité du sol :

$\alpha' = a [ 1 - \exp (- bM') ]$ , a et b sont des constantes empiriques et M' désigne l'humidité du sol

c - Examen du coefficient  $\alpha$  à l'échelle horaire et journalière pour le site de Nouméa (cf. figure II - 37 à II - 46).

Nous ne disposons pas des valeurs journalières de l'ETP mais nous avons montré que l'utilisation du modèle de Penman modifié (avec Rn mesuré et  $E_a$  ajusté localement) fournissait une approximation satisfaisante de l'ETP mesurée sur lysimètre.

On a :  $ETP_p = \frac{F'}{F' + \gamma} (Rn - G) + \frac{\gamma}{F' + \gamma} E_a$ , d'après la formule de Penman.

d'où :  $\alpha = ETP_p / \frac{F'}{F' + \gamma} (Rn - G)$

Cela revient à écrire que :

$$\alpha = \frac{F'}{F' + \gamma} (Rn - G) + \frac{\gamma}{F' + \gamma} E_a / \left( \frac{F'}{F' + \gamma} \right) (Rn - G)$$

soit :  $\alpha = 1 + \left[ \frac{(\gamma / F' + \gamma) E a}{(F'/F' + \gamma)(Rn - G)} \right]$

L'étude de  $\alpha$  se ramène donc dans ces conditions à celle du rapport de la fraction advective à la fraction radiative du modèle de Penman.

Le tableau ci-dessous rassemble les moyennes journalières de  $\alpha$  calculées à partir des données horaires des différents paramètres concernés :  $R_n$ ,  $G$ ,  $U$ ,  $\Delta e$  et  $T_s$ , ceci pour une dizaine de journées par mois entre août 1978 et juillet 1979. Ces moyennes mensuelles sont donc des moyennes sur 10 jours. L'ensemble des valeurs journalières de  $\alpha$  figure en annexe.

TABLEAU 2 - 33  
Valeurs moyennes mensuelles du coefficient  $\alpha$

	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	MOY
$\alpha_j$	1,62	1,53	1,73	1,52	1,43	1,51	1,46	1,48	1,50	1,55	1,62	1,53	1,54
$\sigma(\alpha_j)$	0,21	0,14	0,29	0,17	0,12	0,20	0,16	0,08	0,10	0,20	0,23	0,27	0,08

$\sigma(\alpha_j)$  désigne l'écart type de  $\alpha_j$ .

Ces valeurs sont toutes largement supérieures à 1,26 ( $1,43 \leq \alpha_j \leq 1,73$ ), et elles sont variables d'un mois à l'autre, avec des valeurs minimales en décembre et février et une valeur maximale en octobre. L'analyse des variations diurnes peut aider à comprendre les mécanismes qui conduisent à des valeurs journalières importantes du coefficient  $\alpha$ . La part dite "advective",  $E_a$ , de la relation précédente dépend de  $U$ , la vitesse du vent et de  $\Delta e$ , le déficit de saturation de l'air ;  $\alpha$  dépend donc de l'évolution relative de  $R_n$ ,  $U$  et  $\Delta e$ . Comme le montre les graphiques des figures II - 37 à II - 46 représentant l'évolution diurne de ces différents paramètres pour des journées quelconques,  $\alpha$  suit une évolution pratiquement inverse de celle du rayonnement net. On observe en effet de fortes valeurs le matin, puis une décroissance vers un palier minimal entre 11 h et 13 h et enfin une nouvelle augmentation à partir de 15 h conduisant le plus souvent à des valeurs de  $\alpha > 2$ .

Examinons rapidement l'évolution la plus fréquente de chaque paramètre :

- Le vent : faible le matin ou du moins beaucoup plus faible qu'en milieu de journée, il forçit progressivement pour atteindre un palier vers 10 - 11 heures, palier qu'il maintient parfois jusqu'en début de soirée ; c'est le régime type de l'alizé que l'on peut observer sur les graphiques des situations des 5 décembre, 16 janvier, 22 février ou 24 avril par exemple. On remarquera que, dans la plupart des cas, la vitesse atteinte en "régime permanent" est de l'ordre de  $8 \text{ m.s}^{-1}$  (15 noeuds) qui est la moyenne d'un alizé bien établi mais modéré.

- Le déficit de saturation de l'air : en règle générale, l'évolution horaire de  $\Delta e$  suit celles de la température et du rayonnement, mais, comme pour la vitesse du vent, les valeurs de  $\Delta e$  observées le matin vers 8 h sont toujours beaucoup plus faibles que celles observées à 18 h, ce qui est tout à fait normal, compte tenu du refroidissement nocturne souvent accompagné de rosée.

- Le rayonnement net : il suit quant à lui, par ciel clair une courbe liée à la trajectoire solaire, avec un maximum à 12 h. Jusque vers 8 h, les valeurs de  $R_n$  sont très faibles, d'une part le rayonnement global incident n'est pas encore très important et d'autre part, le flux de chaleur dans le sol s'inverse dès le lever du soleil, ce qui contribue encore à minimiser  $R_n$ .

$\overline{E}_a$ , bien que faible également est toujours supérieur à  $\overline{R}_n$  ; en effet,  $\overline{R}_n$  (8 h) est rarement supérieur à  $0,2 \text{ mm.h}^{-1}$  alors que  $\overline{E}_a$ , pour  $U = 2 \text{ m.s}^{-1}$  et  $\Delta e = 2 \text{ mb}$ , par exemple, approche  $0,3 \text{ mm.h}^{-1}$  ; on a donc nécessairement :

$$\alpha = 1 + \frac{\overline{E}_a}{\overline{R}_n} \geq 2, (\overline{E}_a \text{ et } \overline{R}_n \text{ désignent respectivement les fractions advectives}$$

et radiatives de l'évaporation ; c'est  $R_n - G$  qui est pris en compte ici).

Entre 8 h et 12 h,  $\overline{R}_n$  croît généralement plus vite que  $\overline{E}_a$  même lorsque  $U$  et  $\Delta e$  augmentent en même temps dans des proportions importantes, comme c'est le cas par exemple le 3 novembre : entre 7 h et 12 h,  $U$  passe de  $4 \text{ m.s}^{-1}$  à  $8 \text{ m.s}^{-1}$  ;  $\Delta e$  de 7 mb à plus de 18 mb ; dans le même intervalle de temps  $\alpha$  est passé de plus de 2 à 7 h à 1,30 à 12 h.

La situation de l'après-midi est sensiblement différente, le vent est généralement bien établi et sa vitesse proche de  $8 \text{ m.s}^{-1}$  se maintient bien après 18 h. Comme les valeurs du déficit de saturation de l'air restent le plus souvent assez élevées jusqu'au coucher du soleil,  $\overline{E}_a$  reste constamment élevée et décroît beaucoup plus tardivement que  $\overline{R}_n$ . Ceci entraîne par conséquent une augmentation de  $\alpha$  qui peut alors prendre à nouveau des valeurs supérieures ou égales à 2. L'évolution de chacun des paramètres  $U$ ,  $\Delta e$ ,  $R_n$  explique donc les valeurs journalières élevées obtenues pour  $\alpha$ , il suffit de 2 ou 3 coefficients horaires très supérieurs à 2 pour affecter fortement la moyenne journalière. Néanmoins, si advection il y a, celle-ci se produit essentiellement l'après-midi.

Il est par ailleurs intéressant d'observer les valeurs de  $\alpha$  entre 10 et 14 h. On se situe en effet autour du maximum de la courbe de  $R_n$ , à un moment de la journée où ses variations sont faibles ; d'autre part, les régimes de température et de vent sont relativement stables, tout ceci explique le palier observé pour  $\alpha$ .



L'examen de l'ensemble des situations nous a alors suggéré de choisir la situation à 12 h et la valeur de  $\alpha$  à 12 h comme la plus représentative d'un critère d'advection, puisque la moins influencée par la méthode utilisée. Les valeurs moyennes mensuelles de  $\alpha_{12}$  ainsi que  $U_{12}$  et  $\Delta e_{12}$  sont reportées dans le tableau suivant :

TABLEAU 2 - 34  
Valeurs moyennes du coefficient  $\alpha$  à 12 h

	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	MOY
$\alpha_{12}$	1,30	1,24	1,39	1,25	1,23	1,28	1,23	1,25	1,27	1,32	1,33	1,24	1,28
$\sigma(\alpha_{12})$	0,10	0,06	0,13	0,10	0,08	0,14	0,08	0,07	0,05	0,07	0,13	0,12	0,05
$U_{12}$	5,4	5,3	6,8	6,1	5,8	6,6	6,2	6,0	6,5	6,3	6,1	5,2	6,0
$\Delta e_{12}$	9,4	12,4	11,9	13,0	12,7	12,4	9,9	14,0	11,4	9,9	9,1	7,1	11,1
$\alpha_{12}/\alpha_j$	0,80	0,81	0,80	0,82	0,86	0,85	0,84	0,84	0,85	0,85	0,82	0,81	0,83

L'ensemble des valeurs de  $\alpha_{12}$  est regroupé en annexe, mais l'échantillon des 117 journées concernées pour lesquelles  $1,05 \leq \alpha \leq 1,64$  se répartissent comme suit :

TABLEAU 2 - 35  
Fréquences observées des différentes valeurs de  $\alpha_{12}$

$\alpha_{12}$	1,00-1,10	1,11-1,20	1,21-1,30	1,31-1,40	1,41-1,50	1,51-1,60	1,61-1,70
N	2	27	48	29	6	3	2
%	1,7	23,0	41,0	24,7	5,1	2,6	1,7

Dans plus de 70 % des cas,  $\alpha_{12}$  est inférieur ou égal à 1,30.

- Variations de  $\alpha_{12}$  avec U :

Des corrélations entre  $\alpha_{12}$  et U ou entre  $\alpha_{12}$  et  $\Delta e$  ne conduisent pas à des coefficients significatifs. Tout au plus, peut-on noter que si l'on établit des moyennes de  $\alpha_{12}$  pour différentes classes de vitesse de vent, on trouve les résultats suivants :

$$\begin{aligned} \alpha_{12} &= 1,18 && \text{pour } 4 \geq U \geq 1 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha_{12} &= 1,27 && \text{pour } 7 \geq U \geq 4 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha_{12} &= 1,32 && \text{pour } 10 \geq U \geq 7 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned}$$

Ces résultats n'ont qu'une valeur relative. Il est certain que le seuil de 1,26 de Priestley a été obtenu à partir de moyennes journalières et comme l'ont montré également De Bruin et Keijman (1979) ,  $\alpha$  varie à l'échelle horaire.

Notre analyse permet néanmoins de vérifier que l'évolution observée à l'échelle journalière n'est pas trop biaisée par la méthode de calcul utilisée. Ainsi, le mois d'octobre, par exemple, se détache-t-il nettement des mois de décembre ou février dans les deux cas. L'absence d'advection se traduirait donc par une ETP annuelle de l'ordre de 1300 mm. La comparaison avec d'autres stations de l'île sera abordée.

Les tableaux regroupant l'ensemble des valeurs décadaires se rapportant aux divers traitements effectués sont rassemblés en annexe.

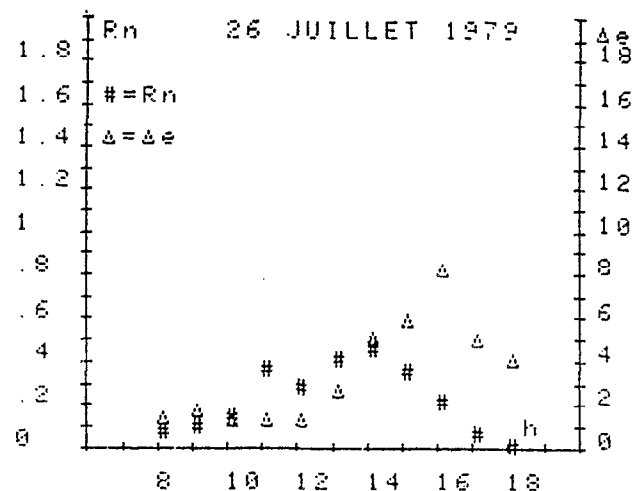
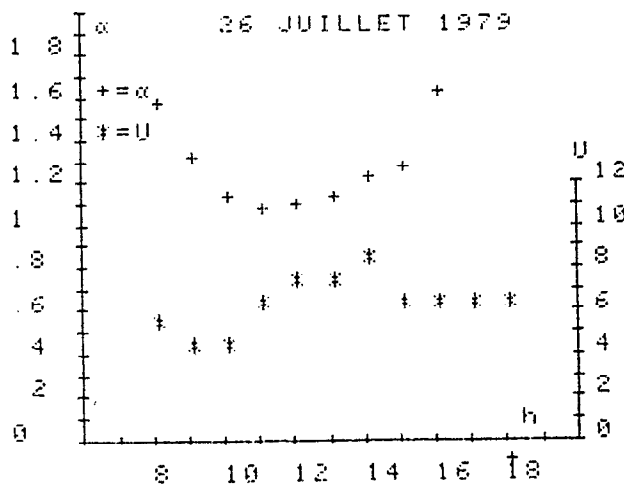


FIGURE II - 37

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 h et 19 h - le 26 juillet 1979

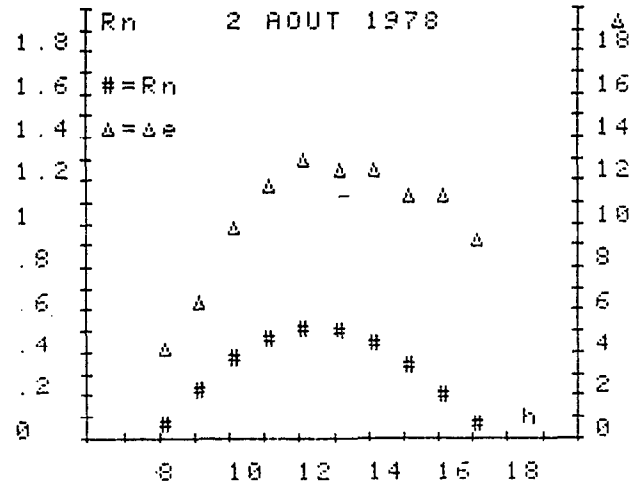
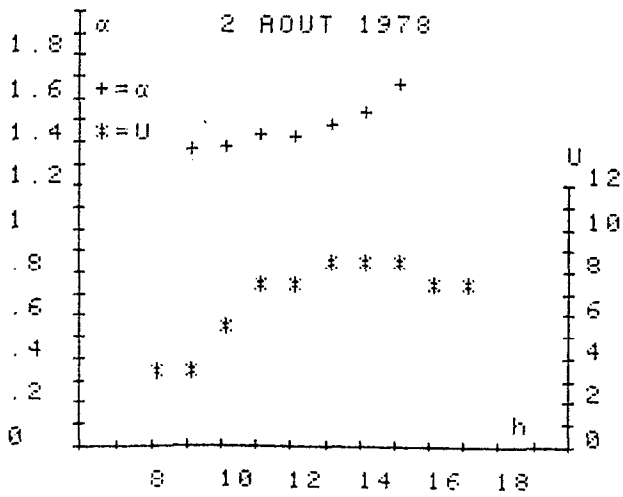


FIGURE II-38

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 h et 19 h - 2 août 1978

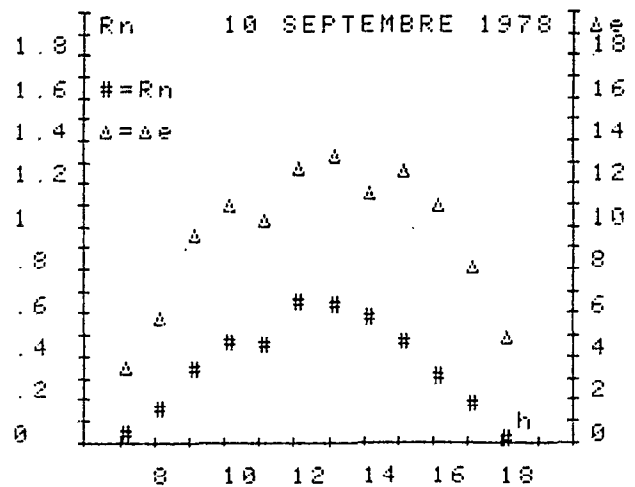
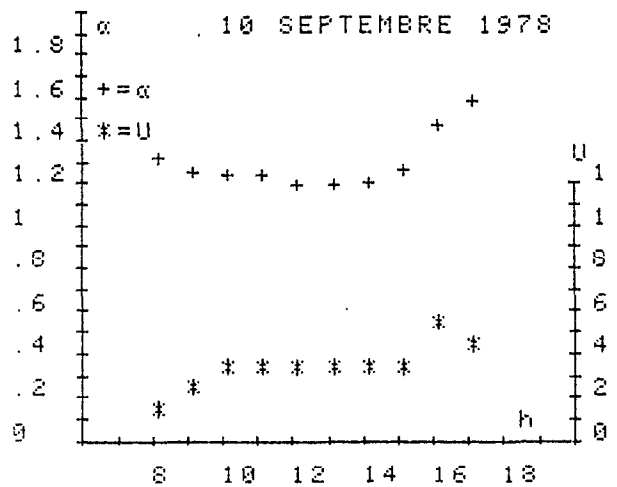


FIGURE II-39

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 h et 19 h - 10 septembre 1978

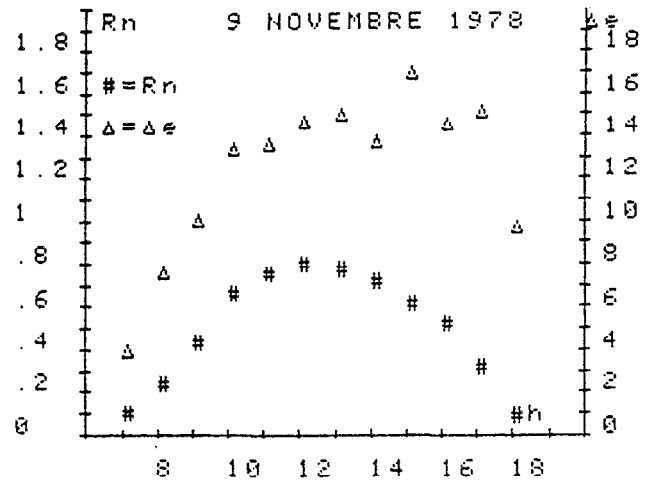
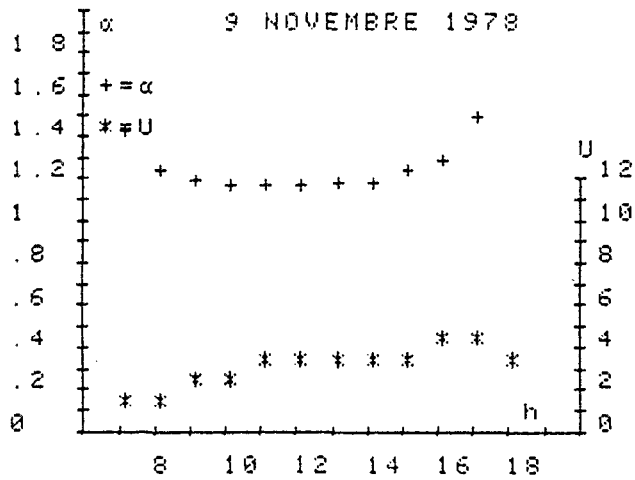


FIGURE II - 40

Evolution de Rn, Δe, U, α entre 7 h et 19 h - 9 novembre 1978

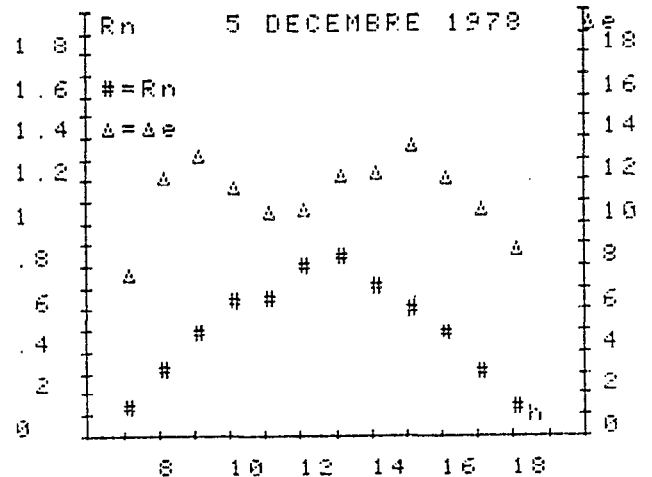
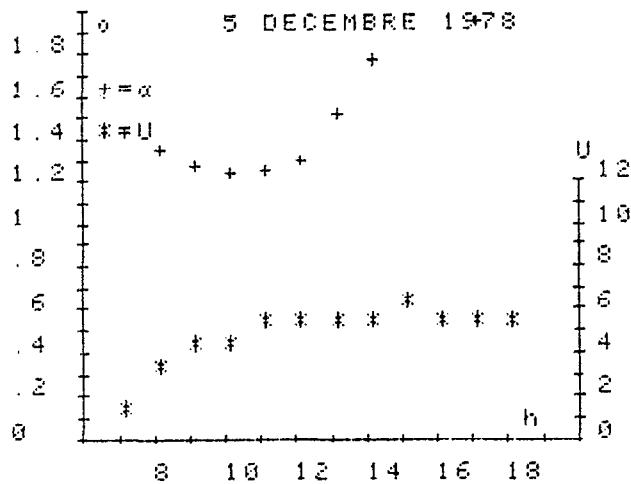


Figure II - 41

Evolution de Rn, Δe, U, α entre 7 h et 19 h - 5 décembre 1978

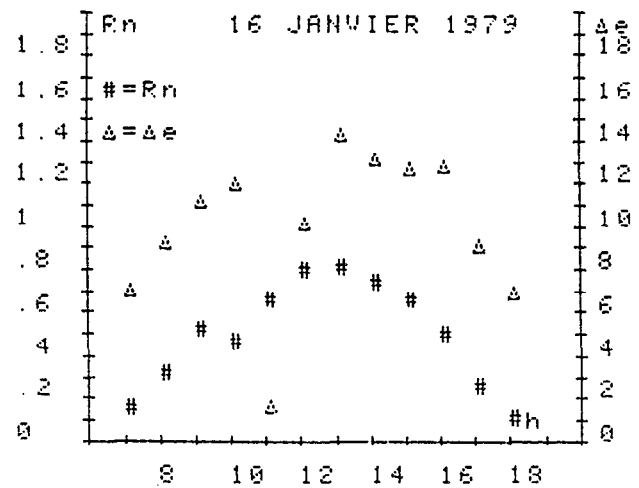
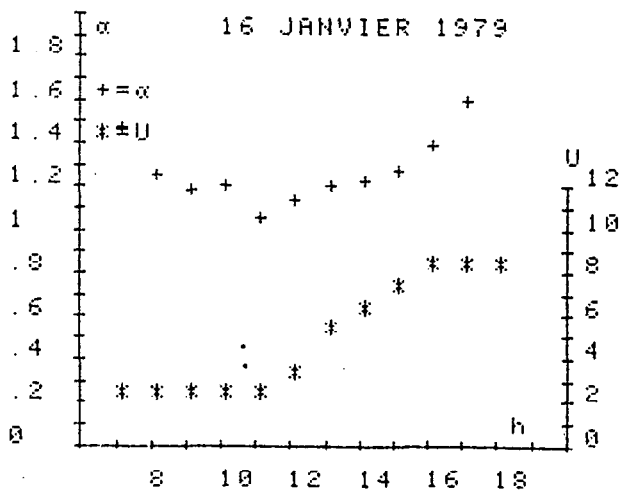


FIGURE II - 42

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 et 19 h - 16 janvier 1979

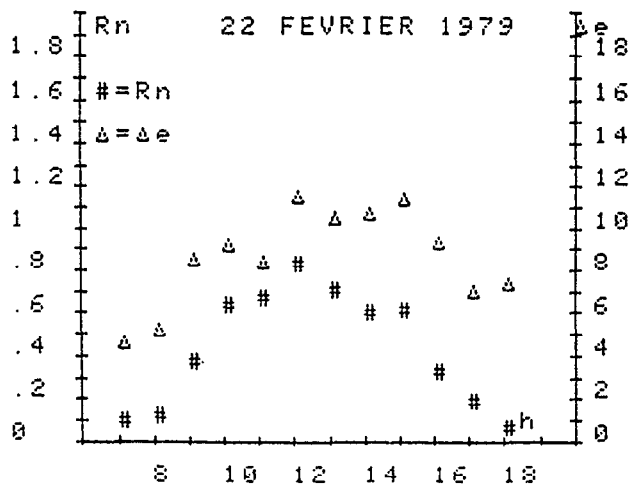
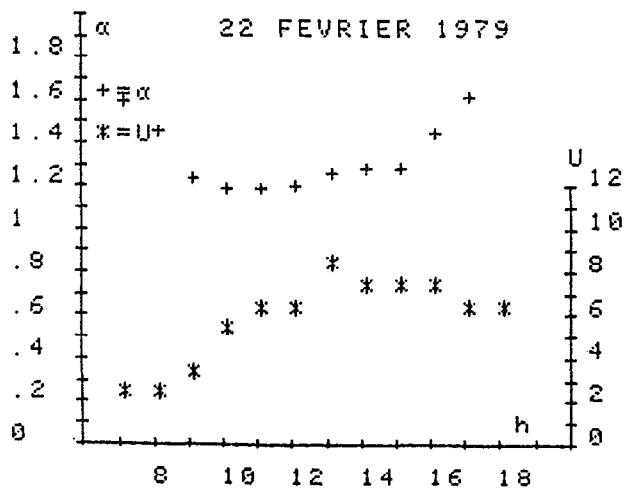


Figure II - 43

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 h et 19 h - 22 février 1979

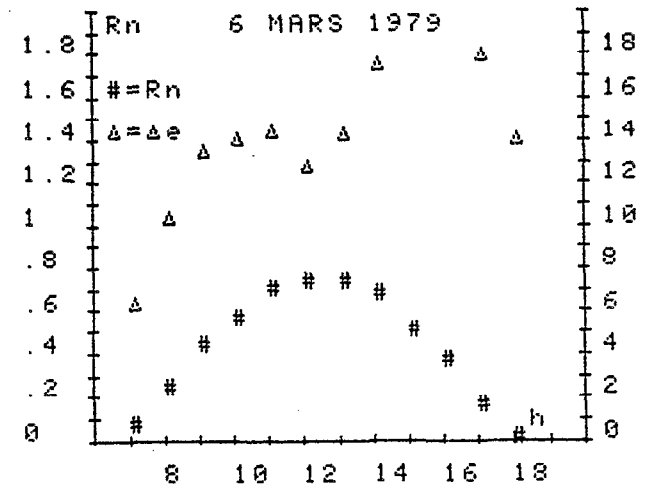
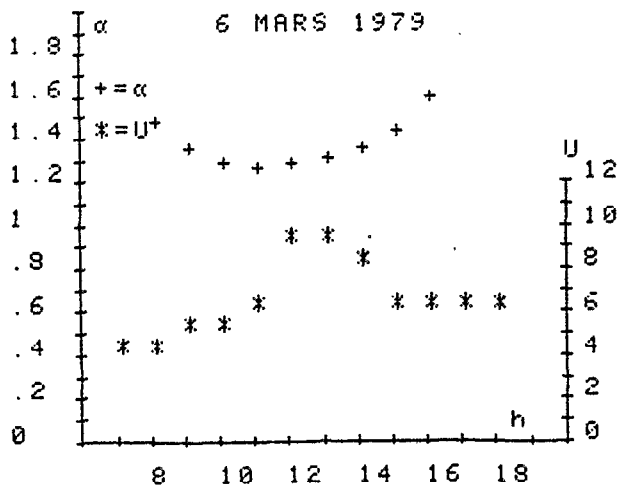


Figure II - 44

Evolution de Rn, Δe, U, α entre 7 et 19 h - 6 mars 1979

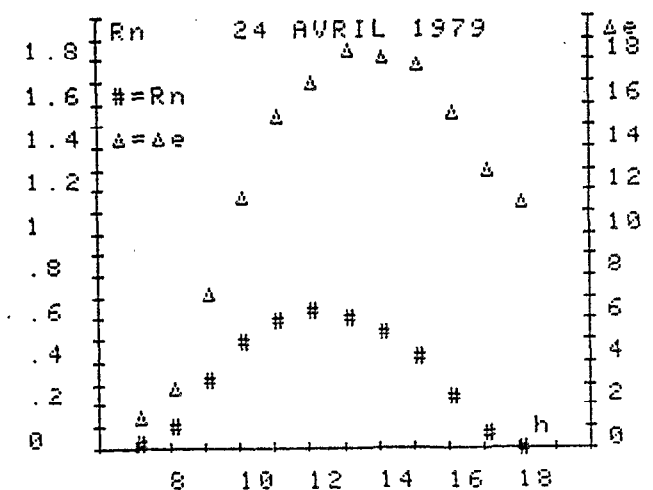
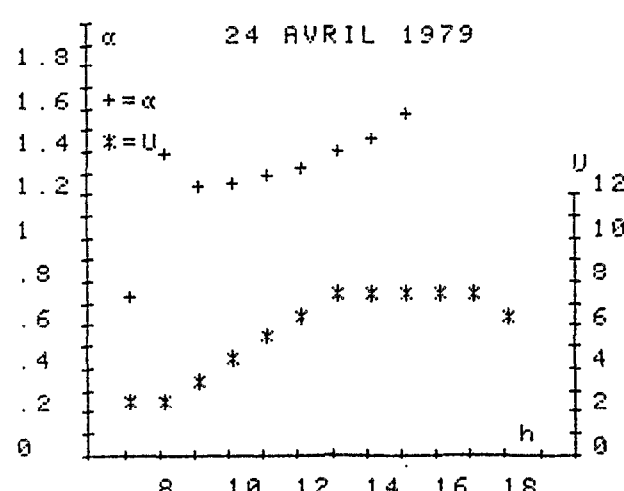


FIGURE II - 45

Evolution de Rn, Δe, U, α entre 7 h et 19 h - 24 avril 1979

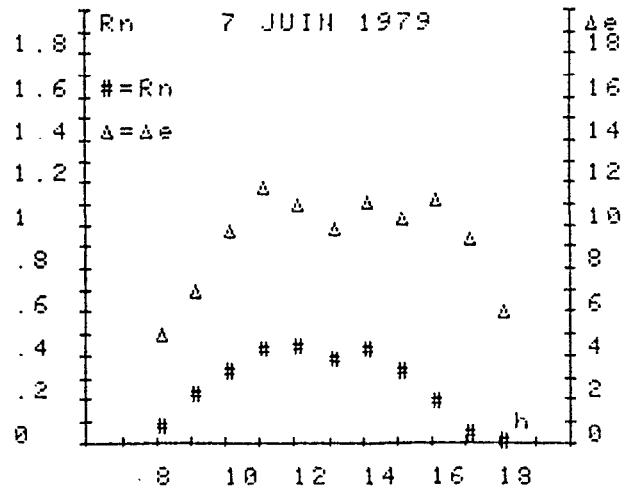
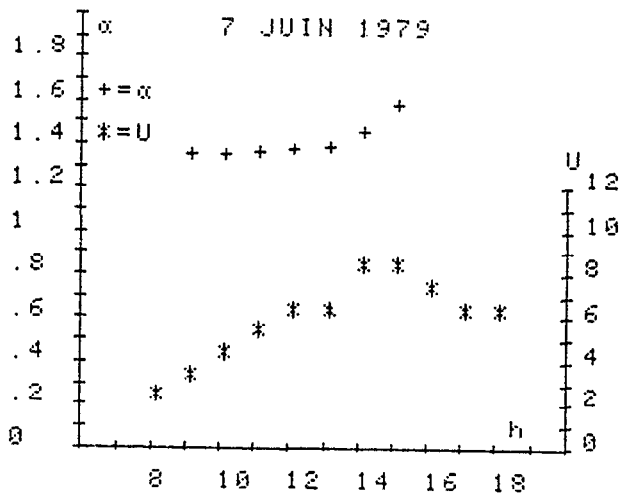


FIGURE II - 46

Evolution de Rn,  $\Delta e$ , U,  $\alpha$  entre 7 h et 19 h - 7 juin 1979

c - Examen des données décadaires et mensuelles. identification de l'advection régionale

A l'échelle décadaire, les données de la station climatologique de Nouméa nous permettent de calculer  $\alpha$  de deux façons : soit en utilisant les valeurs mesurées d'ETP (ETPm) et de rayonnement net, ce qui est évidemment l'approche la plus précise, soit en utilisant les valeurs d'ETP et de rayonnement net calculés selon le modèle de Penman, ce qui permet de comparer différents sites entre eux, là où il n'y a pas de mesures directes d'ETP. Les moyennes mensuelles figurent dans le tableau ci-dessous.

TABLEAU 2 - 36

Valeurs moyennes mensuelles du coefficient  $\alpha$  selon différentes approches

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
$\alpha$ MES	1,48	1,50	1,62	1,76	1,99	1,88	1,96	1,73	1,62	1,46	1,44	1,49	1,66
$\alpha$ PEN	1,33	1,32	1,40	1,54	1,72	1,75	1,90	1,74	1,56	1,49	1,41	1,38	1,55
$\alpha$ POR	1,43	1,43	1,54	1,70	1,87	1,90	2,08	1,95	1,76	1,67	1,56	1,51	1,62

$\alpha_{MES}$  représente les valeurs obtenues à partir de l'ETP mesurée,  $\alpha_{PEN}$ , celles calculées à partir de la formule de Penman modifiée et  $\alpha_{POR}$ , celles calculées à partir de la formule originale de Penman.

Ces moyennes diffèrent selon la méthode utilisée, mais le coefficient annuel reste du même ordre de grandeur :  $\alpha = 1,6$ .

**Remarque :** Dans tout ce qui suit, nous nous efforcerons de nous intéresser plus aux variations relatives de  $\alpha$  dans le temps (entre les différents mois ou les différentes saisons), et dans l'espace (entre les différents sites), qu'à la signification de la valeur absolue de ce coefficient.

Du simple examen du tableau précédent, on extrait deux informations :

- une part importante d'énergie d'origine advective semble intervenir dans l'évapotranspiration potentielle mesurée, ou estimée par le modèle de Penman, sur le site de Nouméa.
- Cette advection est présente tout au long de l'année en moyenne, et elle apparaît beaucoup plus importante pour les mois de saison fraîche que pour ceux de saison chaude.

Afin de vérifier que ces observations ne sont pas liées à des phénomènes d'ordre biologique concernant le gazon (dans le cas du calcul à partir des valeurs de l'ETP obtenues sur lysimètre) ou à des artifices de calcul (dans le cas de l'utilisation de la formule de Penman), nous avons effectué le calcul du coefficient de Priestley avec les données du bac d'évaporation. La fraction radiative intervenant théoriquement dans l'évaporation,  $\phi R_n$  a été calculée à partir des valeurs mesurées du rayonnement global avec un albedo  $a = 0.05$  et de la température superficielle de l'eau du bac. Les moyennes mensuelles obtenues pour la période étudiée (1978 - 1981) sont les suivantes :

TABLEAU 2 - 37

Valeurs moyennes mensuelles de  $\alpha$  à partir de l'évaporation Penman du bac

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
$\alpha_{BAC}$	1,16	1,18	1,29	1,46	1,55	1,65	1,84	1,62	1,51	1,40	1,34	1,26	1,44

Les observations formulées au sujet de l'ETP sont confirmées pour l'évaporation du bac, il s'agit donc bien d'un phénomène caractérisant l'ensemble du site. On notera cependant qu'il semble moins important, le coefficient annuel n'étant que de 1,44.



d- le vent est-il le principal facteur de l'advection observée sur le site de Nouméa ?

Le tableau ci-dessous montre les résultats d'une analyse multivariable entre  $\alpha$  pris comme variable indépendante et  $\Delta e$ , U,  $T_s$  et Rn pris comme variables dépendantes. Cette analyse a été effectuée à partir de 144 valeurs décennales de ces paramètres.

TABLEAU 2 - 38  
Coefficient de corrélation partielle entre  $\alpha$ ,  $\Delta e$ , U,  $T_s$

	$\Delta e$	U	$T_s$	(Rn)		$\Delta e$	U	$T_s$	(Rn)
$\alpha$ MES	0,29	0,51	0,48	0,76	$\alpha$ PEN	0,33	0,46	0,75	0,88

$\alpha$ MES est le coefficient obtenu à partir des données d'ETP mesurée, il n'est évidemment pas indépendant de Rn qui intervient dans son calcul d'où un coefficient de corrélation partielle de 0,76. La liaison entre  $\alpha$ MES et  $\Delta e$  apparaît comme la plus faible de toutes (0,29), les liaisons avec U et  $T_s$  étant caractérisées par une corrélation partielle voisine de 0,50.

$\alpha$ PEN est le coefficient obtenu à partir de l'ETP calculée ; le coefficient de corrélation partielle entre  $\alpha$ PEN et Rn passe de 0,76 à 0,88 du fait que Rn intervient deux fois dans le calcul de  $\alpha$ PEN; On note également une augmentation significative de la liaison entre  $\alpha$ PEN et  $T_s$  qui n'a d'autre interprétation que celle du mode de calcul de  $\alpha$ PEN.

Cette analyse montre surtout, en fait, qu'il est difficile de dégager une influence particulière de U ou de  $\Delta e$  sur le coefficient étudié. En réalité, l'ensemble de ces paramètres varient d'une façon concomitante et ceci ne permet pas de mettre en lumière les liaisons particulières qui peuvent exister entre certains d'entre eux.

Une autre approche a été tentée, elle consiste à considérer les moyennes du coefficient  $\alpha$  obtenues à l'intérieur de chaque classe de vent. Les résultats sont regroupés dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 39  
Valeurs moyennes de  $\alpha$ MES pour différentes classes de vent

	2<U<3	3<U<4	4<U<5	5<U<6	6<U<7	7<U<8
$\alpha$ MES	1,81	1,74	1,63	1,61	1,62	1,72
$\Delta e$ (mb)	6,20	6,79	7,35	7,37	6,91	8,12

L'examen de ce tableau semble indiquer que lorsque U augmente,  $\Delta e$  augmente en même temps, mais que ces deux facteurs augmentant,  $\alpha_{MES}$  diminue pour atteindre un palier ( $1,63 \geq \alpha \geq 1,61$ ) à partir de  $U = 4 \text{ m.s}^{-1}$

Pourtant lorsque l'on examine les écarts ETP m -  $\varnothing Rn$  (tableau 20) qui représentent dans notre cas la meilleure estimation directe de la fraction advective  $\varnothing E_a$ , on doit constater que les écarts les plus faibles sont bien observés pour les mois de saison fraîche pour lesquels U et  $\Delta e$  sont également les plus faibles.

TABLEAU 2 - 40  
Valeurs moyennes des écarts ETPm -  $\varnothing Rn$  (en mm)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
ETPm - $\varnothing Rn$	1,72	1,96	1,89	1,83	1,59	1,26	1,41	1,41	1,66	1,52	1,73	1,90
U	5,5	5,2	5,2	4,7	4,5	3,6	3,8	4,1	4,7	5,1	5,5	5,4
$\Delta e$	6,9	7,8	7,4	7,6	6,3	5,8	6,1	6,7	7,1	7,6	8,3	8,4

Les fortes valeurs de U et  $\Delta e$  se rencontrent pour les mois de saison chaude et correspondent bien aux mois pour lesquels la fraction advective est la plus élevée mais, et c'est là où la contradiction apparaît, également pour les mois où  $\alpha$  est minimum. Le second site qui a fait l'objet de mesures complètes, bien que situé sur la même côte à moins de 150 km plus au Nord, présente des caractéristiques climatiques un peu différentes. Il est intéressant d'examiner ici si le phénomène d'advection est aussi marqué que pour le site de Nouméa.

#### e - Le site de Nessadiou

La principale caractéristique qui oppose ce site à celui de Nouméa est de nature géographique. En effet, Nessadiou est totalement abrité des vents dominants. La vitesse du vent y est relativement faible ( $1,7 \leq U \leq 2,2 \text{ m.s}^{-1}$ ) et le déficit de saturation de l'air compris entre 5,0 mb et 7,5 mb, enfin l'ETP y est notablement inférieure à celle de Nouméa, leur rapport étant voisin de 1,23.

Différentes estimations du coefficient  $\alpha$  ont été réalisées, nous avons regroupé leurs moyennes mensuelles dans le tableau suivant.

TABLEAU 2 - 41

Moyennes mensuelles du coefficient  $\alpha$  à NESSADIOU

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
$\alpha_1$	1,15	1,01	1,18	1,20	1,38	1,35	1,49	1,35	1,15	1,09	1,11	1,08	1,21
$\alpha_2$	1,24	1,21	1,22	1,31	1,41	1,57	1,65	1,49	1,40	1,31	1,29	1,27	1,36

$\alpha_1$  représente les valeurs obtenues à partir de l'ETP mesurée ,  $\alpha_2$  celles calculées à partir de la formule de Penman pour servir d'éléments de comparaison avec les autres sites. Le simple examen de ce tableau entraîne deux remarques immédiates :

- Les valeurs de  $\alpha_1$  sont non seulement très inférieures à celles de Nouméa mais encore très inférieures au seuil de Priestley pendant huit mois de l'année, de septembre à avril.

- L'évolution saisonnière est la même qu'à Nouméa avec des valeurs qui demeurent beaucoup plus fortes pendant les mois de saison fraîche (mai à août) que pendant ceux de saison chaude . Le graphique de la figure II - 47 représente les valeurs moyennes mensuelles du coefficient  $\alpha$  pour les deux sites.

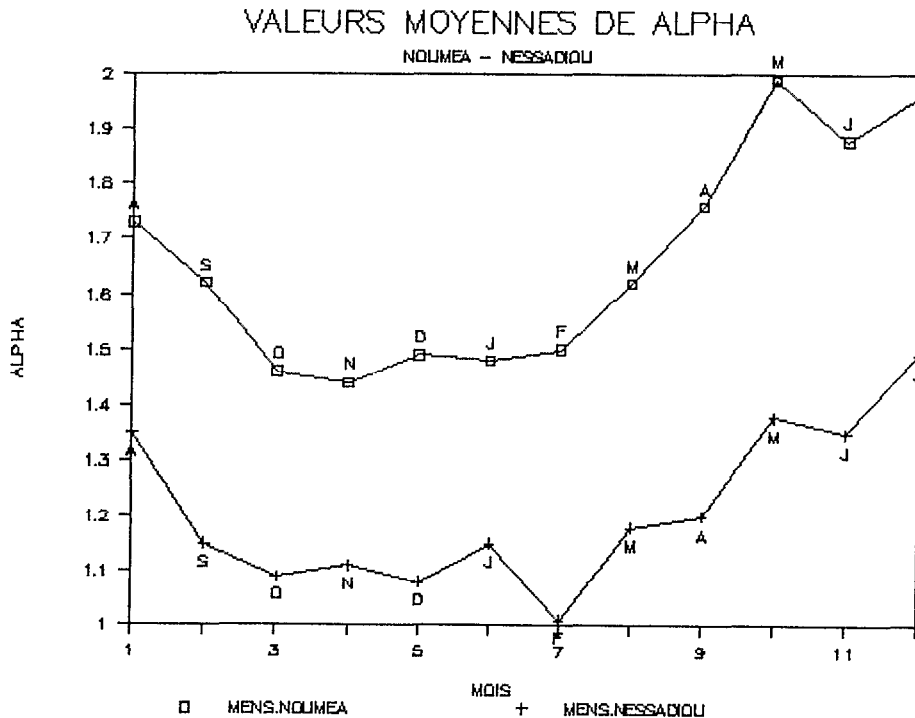


FIGURE II - 47

f - Hypothèse d'une advection océanique

La persistance pour les deux sites étudiés (malgré des régimes de vent très différents), d'une advection surtout développée pendant les mois de saison fraîche nous a amené à faire l'hypothèse que celle-ci était d'origine océanique.

Comme le montre le graphique de la figure II - 48, il existe un déphasage d'un mois environ entre la température de l'air et la température de surface de l'eau de mer et un déphasage de près de deux mois entre la température de l'eau de mer et le rayonnement solaire, qui est lui, grossièrement en phase avec l'évaporation.

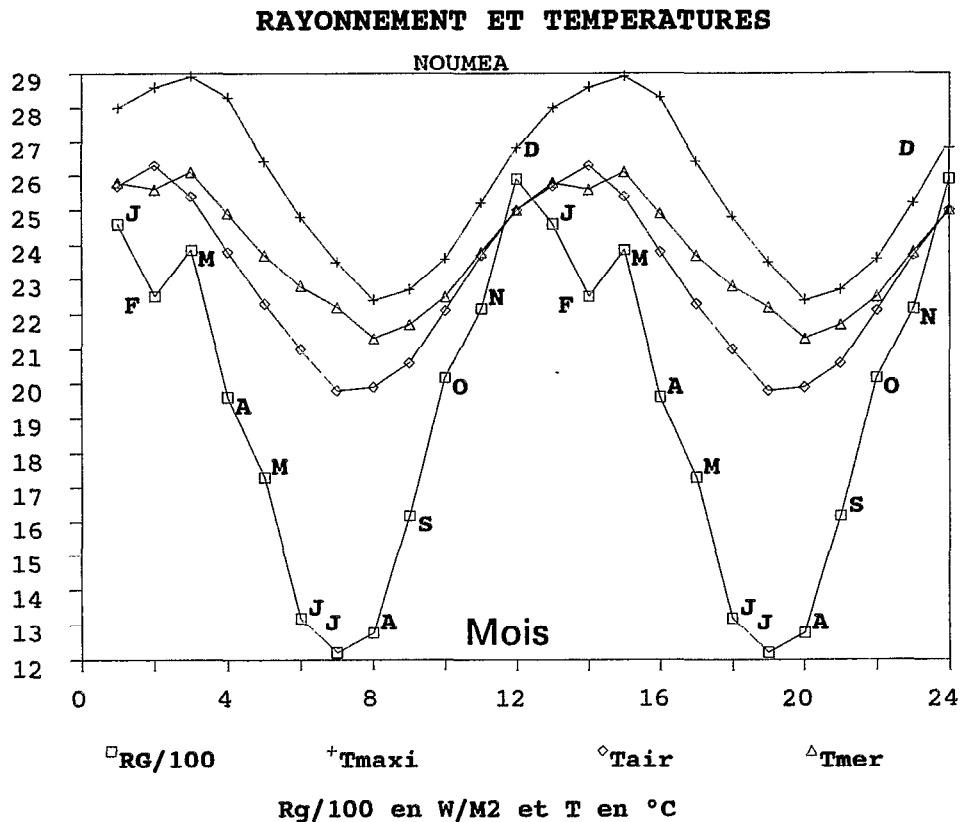


FIGURE II - 48

Déphasages observés entre le rayonnement global et différentes températures

Les écarts entre les températures de l'eau de mer et de l'air, sont inférieurs ou égaux à 1° C, sauf pour les mois de mai à août où ils sont compris entre 1.4 et 2.4 ° C, mois pour lesquels l'advection est la plus forte.

Une étude de l'évaporation sur une autre île tropicale à Hawaï (Nullet, 1982) a montré pour des sites côtiers, orientés aux vents dominants, qu'il existait une advection d'origine océanique provoquant une augmentation de l'évaporation en hiver et une baisse de l'évaporation en été.

Ces variations étaient respectivement en moyenne de + 0.84 mm par jour et - 0.71 mm par jour. L'auteur n'avance pas d'explication sur la physique du phénomène qu'il rattache simplement, comme nous l'avons fait, au déphasage entre la température de surface de la mer et le rayonnement solaire.

TABLEAU 2 - 42

Valeurs moyennes mensuelles de la température de l'air et de l'eau de mer et leurs écarts

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Tair	25.7	26.3	25.4	23.8	22.3	21.0	19.8	19.9	20.6	22.1	23.7	25.0
Tmer	25.8	25.6	26.1	24.9	23.7	22.8	22.2	21.3	21.7	22.5	23.8	25.0
$\Delta$	-0.1	0.7	-0.7	-1.1	-1.4	-1.8	-2.4	-1.4	-1.1	-0.4	-0.1	0.0

## 2 - 2 - 1 - 7 Approche simplifiée de l'ETR régionale

### a - Le modèle de Bouchet

Bouchet (1963, 1964) pose comme principe que l'ETP correspond au cas où l'énergie disponible est le seul facteur limitant de l'évaporation. Il montre par ailleurs que les variations de l'évapotranspiration réelle (ETR) à l'échelle régionale, modifient les conditions climatiques au-dessus de la surface évaporante correspondante, et doivent entraîner des variations simultanées de l'ETP.

Il existe donc une liaison entre ETR et ETP, et selon le principe énoncé, en fonction des disponibilités en eau, ETR varie de 0 à ETP. Dans le cas où  $ETR = ETP$ , Bouchet propose d'écrire  $ETR = ETP = ETPo$ . Si ETR diminue, il y a libération d'une quantité d'énergie potentielle  $q$  telle que  $q = ETPo - ETR$ . Cette quantité libérée vient accroître ETP. On peut alors écrire :  $ETP = ETPo + q$  ; des deux relations précédentes, Bouchet tire celle qui suit :  $ETP + ETR = 2 ETPo$ .

Bouchet démontre par ailleurs que ETPo peut être assimilée à la quantité  $0,5 (1 - a) R_g$ , en d'autres termes, que l'ETP doit être comprise entre  $(1 - a) R_g$  et  $0,5 (1 - a) R_g$ , et l'ETR donc entre 0 et  $0,5 (1 - a) R_g$ .  $a$  désigne l'albedo et  $R_g$  le rayonnement global exprimé en millimètres d'eau).

ETPo apparaît donc ici comme une ETP de référence indépendante de l'advection. L'étude théorique proposée par Bouchet a été reprise et discutée par Morton (1965, 1969, 1970), Fortin et Seguin (1975), Seguin (1975). Sa validité approximative a été vérifiée pour des périodes annuelles par Bouchet (1963) lui-même et par Morton (1965, 1969, 1970) sur des périodes mensuelles. Fortin et Seguin (1975) ont montré que l'erreur faite en utilisant cette relation pouvait être inférieure à 1 mm par jour sur des périodes décennales.

Morton (1969) a montré que pour des régions arides, ETP était proche de  $0,5 (1 - a) R_g$  pour les périodes de faible évaporation et se rapprochait de  $(1 - a) R_g$  pour les périodes de forte évaporation. Cet auteur propose d'ailleurs une relation analogue à celle de Bouchet :  $ETP + E_r = (1 - a) R_g$ , dans laquelle  $E_r$  désigne l'évaporation régionale. Morton (1976) propose de calculer ETPo à l'aide de l'équation de Priestley et Taylor (1972) à la place de  $0,5 (1 - a) R_g$  et ETP à l'aide d'une modification de la formule de Penman proposée par Kholer et Parmele (1967), dans laquelle la fonction du vent est remplacée par un coefficient de transfert de vapeur constant, d'où l'effet du vent a été exclu. Il introduit néanmoins un terme advectif  $M$ , déterminé empiriquement à partir de données de températures, humidité, ensoleillement et précipitations de stations de régions arides où  $ETR = \text{précipitations}$ .

Ce même auteur (Morton, 1983) a utilisé cette approche pour déterminer l'évapotranspiration régionale de 143 bassins situés aux Etats Unis, au Canada, en Afrique et en Australie.

Brutsaert et Strickler (1979) proposent un modèle qui repose sur l'hypothèse que le deuxième membre de la formule de Penman reflète l'effet de l'advection à grande échelle. ETPo de Bouchet représente pour ces auteurs ETP Penman en conditions d'advection minimale ( $E_{pe}$ ). En d'autres termes tout effet d'advection à grande échelle qui entraîne  $ETP > ETPo$  est supposée due à des conditions régionales d'humidité de la surface. On peut alors calculer ETR à l'aide de la relation  $ETP + ETR = 2ETPo$ , dans laquelle ETP est calculée par une expression du type  $(F' / F' + \gamma) R_n + (\gamma / F' + \gamma) E_a$ , avec  $E_a = f(U) (e_a^* - e_a)$ ,  $e_a^*$  et  $e_a$  désignent respectivement les tensions de vapeur saturante et tension de vapeur d'eau à la température de l'air.

ETPo est calculée par une relation du type :

$$ETPo = \alpha (F' / F' + \gamma)(Rn - G) \text{ ou } ETPo = (Rn - G) / [(1 - b_e) + a_e (\gamma / F')],$$

avec  $a_e = 0,63$  et  $b_e = 0,15$ , ce qui conduit à l'expression suivante de l'ETR :

$$ETR = (2\alpha - 1) \frac{F'}{F' + \gamma} (Rn - G) - \frac{\gamma}{F' + \gamma} E_a$$

Le plus simple est d'utiliser  $E_a(\text{Penman}) = 0,35 (1 + 0,54 U^2) (e_a^* - e_a)$  et  $\alpha = 1,26$ .

Enfin, Granger (1989) reprenant le modèle de Bouchet démontre que toute diminution d'ETR ne se traduit pas par un accroissement équivalent de l'ETP ( $-\partial ETR = \partial ETP$ ) mais que l'on a  $\partial ETR / \partial ETP = -\gamma / F'$ , et introduit le concept d'évapotranspiration relative :  $G = ETR / ETP$ . Il propose pour ETR la relation suivante :

$$ETR = \frac{F' G Rn}{(F' G + \gamma)} + \frac{\gamma G E_a}{(F' G + \gamma)}$$

G étant défini expérimentalement à partir de 158 points de mesures (Granger et Gray, 1989) par la relation :  $G = 1 / (1 + 0,028 e)^{8,0445 D}$ , D, appelé "pouvoir dessèchant relatif" est lui-même défini par  $D = E_a / (Rn + E_a)$ . Cette méthode est indépendante des paramètres de la surface (température et tension de vapeur) et ne nécessite pas une estimation préalable de l'ETP.

L'application du modèle de Bouchet aux données de nos deux stations, en utilisant l'expression de ETPo proposée par l'auteur conduit aux résultats suivants :

- A l'échelle annuelle - pour Nessadiou, ETPo # 1080 mm d'où, comme ETP # 1260 mm, ETR # 900 mm. Pour Nouméa ETPo # 1060 mm d'où, comme ETP # 1530 mm, ETR # 590 mm.

Remarque : dans l'ensemble de ce chapitre, les données de Nouméa se rapportent aux années 1980 à 1981 à des fins de comparaison avec Nessadiou. (Pour l'ensemble de la période 1978 - 1981, ETPo pour Nouméa ne change pas beaucoup, ETPo # 1080 mm, mais ETP # 1620 mm d'où ETR # 540 mm.

- A l'échelle mensuelle, les valeurs de l'ETP, ETPo et ETR sont regroupées dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 43

Estimation de ETR régionale par le modèle de Bouchet (en mm.j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
Nessadiou													
ETP	4,7	4,2	4,0	3,2	2,4	2,0	2,2	2,8	3,3	3,8	4,7	4,2	3,5
ETPo	3,5	3,5	3,0	2,8	2,0	2,0	2,1	2,7	3,3	3,5	4,0	3,3	3,0
ETR	2,2	2,8	2,0	2,4	1,6	1,9	2,0	2,6	3,3	3,2	3,3	2,4	2,5
Noumea													
ETP	5,2	5,8	5,0	4,3	3,2	2,7	2,7	3,1	4,1	4,6	5,4	5,3	4,3
ETPo	3,4	3,7	3,1	2,8	1,9	1,9	2,0	2,5	3,0	3,4	3,9	3,5	2,9
ETR	1,6	1,5	1,2	1,3	0,7	1,0	1,2	1,9	2,0	2,8	2,3	1,7	1,6

#### b - Estimation de ETPo par le modèle de Priestley et Taylor

L'équation du bilan d'énergie indique que la limite inférieure de l'évapotranspiration d'une surface quand l'eau n'est pas un facteur restrictif, est déterminée par la fraction radiative  $\varnothing R_n$  : ( $\varnothing R_n = (F' / F' + \gamma) R_n$ ). C'est l'hypothèse développée par Slatyer et McIlroy (1961), pour qui lorsque l'on se trouve en présence d'une surface étendue, homogène, et humide et en conditions d'équilibre,  $e_a$  tend vers sa valeur à saturation. Ceci implique bien entendu qu'il n'y ait aucune influence advective, ce qui est rarement le cas du moins dans la région et dans les conditions que nous avons expérimentées.

Dans ce qui précède, nous avons déjà largement abordé le modèle de Priestley-Taylor pour l'étude du coefficient  $\alpha$ , caractéristique précisément de l'advection. Nous avons vu qu'à partir des résultats de sources variées, ces auteurs estimaient  $\alpha$  à 1,26 soit  $ETP = 1,26 \varnothing R_n$ , grandeur qui peut être considérée comme l'évapotranspiration potentielle en conditions d'advection minimale.

Cette valeur est confirmée par Davies et Allen (1973), Thompson (1975), Stewart et Rouse (1977). On peut considérer dans une certaine mesure que cette expression qui prend en compte une advection minimale à grande échelle soit plus représentative d'une ETP de référence ETPo que celle estimée par une fonction simple du rayonnement global dans le modèle de Bouchet.

La valeur proposée par Priestley et Taylor est supposée représenter les conditions minimales d'advection régionale pour de vastes étendues océaniques ou de grandes surfaces continentales proches de la saturation, mais certains auteurs ont trouvé des coefficients inférieurs, et nous avons nous-même calculé pour Nessadiou une valeur moyenne proche de 1,21 avec des fluctuations mensuelles de 1 à 1,5 ; il se pose donc le problème du choix du coefficient le plus représentatif.



-Nouméa : sur 4 années de mesures, soit 144 décades, 3 seulement font apparaître une valeur de  $\alpha$  inférieure à 1,26 (Il s'agit ici des coefficients calculés de la manière la plus précise, à l'aide de la fraction du rayonnement net mesurée). Il n'y a donc pas de raison de changer ce seuil. Dans cette hypothèse, l'ETP "Priestley" prise ici comme ETPo est de 1280 mm par an.

Cette valeur, introduite dans le modèle de Bouchet :  $ETP + ETR = 2ETPo$  permet d'estimer une ETR annuelle régionale de 940 mm. Au pas de temps mensuel, on obtient les résultats qui figurent dans le tableau ci-dessous :

TABLEAU 2 - 44  
Estimation de l'ETR régionale (Priestley + Bouchet)(en mm.j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
Nouméa													
ETP	5,2	5,8	5,0	4,3	3,2	2,7	2,7	3,1	4,1	4,6	5,4	5,3	4,3
ETPo	4,7	5,0	3,9	3,1	2,1	1,8	1,9	2,5	3,4	4,1	4,9	5,0	3,5
ETR	4,1	4,2	2,9	1,9	1,0	0,9	1,2	1,8	2,8	3,7	4,4	4,6	2,8

- Nessadiou : le coefficient  $\alpha$  de Priestley-Taylor y est le plus souvent inférieur à 1,26. Les phénomènes advectifs doivent donc y être beaucoup moins importants qu'ailleurs. Cela est évident en ce qui concerne l'advection locale, compte tenu des caractéristiques du site : mais, en théorie, l'advection régionale devrait y être à peu près la même qu'à Nouméa, les deux stations n'étant distantes que de 150 km et toutes les deux situées en zone côtière.

Ceci peut nous amener à supposer que les conditions d'advection régionales minimales sont inférieures à celles qui correspondent au seuil de 1,26 de Priestley. Dans ce cas, à partir de la situation de Nessadiou, on peut essayer de séparer les deux types d'advection à l'aide d'un schéma très simplifié, basé sur un bilan d'énergie.

c - Estimation de ETPo à l'aide d'un bilan d'énergie. essai d'identification des advections locale et régionale

- **Estimation de ETPo** : L'analyse des deux situations extrêmes de Nouméa et Nessadiou laisse penser que nous sommes en présence de deux types d'advection. Une advection à grande échelle, (Ar), déterminée par les situations météorologiques que nous avons examinées précédemment, et une advection localisée fonction des caractéristiques propres du site (Al).

Dans notre démarche, nous considérons schématiquement que l'advection régionale est représentée par la quantité  $(ETP - \varnothing Rn)$  dans la mesure où  $ETP / \varnothing Rn$  reste inférieur à un seuil donné. Nous avons vu que ce seuil avait été fixé par Priestley et Taylor à 1,26. Au-dessus de ce seuil, nous considérerons qu'il y a manifestation de l'advection locale. Cela ne veut pas dire que dans le premier cas l'advection locale soit inexistante, mais que les causes qui pourraient engendrer ce type d'advection sont d'importance moindre que celles responsables du phénomène à grande échelle ; et donc peuvent être masquées.

L'examen des coefficients  $\alpha$  moyens mensuels obtenus à Nessadiou fait apparaître que du mois de septembre au mois d'avril,  $\alpha$  est très inférieur au seuil de 1,26. On peut donc admettre que pour ce site et pendant cette période, l'advection locale est sensiblement nulle ou sans effets. Les écarts mesurés entre ETP et  $\varnothing Rn$  représenteraient donc l'advection à grande échelle, elle représente ici 8 à 15 % de l'ETP mesurée sur ce site.

Pour les mois de mai à août,  $\alpha$  est nettement supérieur à 1,26. Deux hypothèses sont possibles, ou bien au cours de ces mois frais il y a disparition de l'advection régionale, en raison de la disparition ou plus exactement de la faible fréquence des situations anticycloniques et des structures subsidentes ; et l'advection locale peut alors apparaître, ou bien elle se maintient, mais de toutes façons à un niveau qui ne peut être supérieur à celui des mois chauds.

TABLEAU 2 - 45

Eléments du bilan d'énergie (en  $mm.j^{-1}$ ) - (1980 - 1981) à Nessadiou et Nouréa  
NESSADIOU

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
$\alpha$	1,14	1,00	1,17	1,17	1,36	1,35	1,49	1,35	1,14	1,09	1,11	1,09	
ETPm	4,75	4,19	4,04	3,19	2,37	1,97	2,19	2,80	3,34	3,80	4,67	4,22	3,46
$\varnothing Rn$	4,17	4,21	3,46	2,72	1,74	1,46	1,47	2,07	2,93	3,48	4,19	3,86	
$\varnothing Ea$	0,58	0,0	0,58	0,47	0,63	0,51	0,72	0,73	0,41	0,32	0,48	0,36	
Al	0,0	0,0	0,0	0,0	0,39	0,31	0,50	0,45	0,0	0,0	0,0	0,0	
Ar	0,58	0,0	0,58	0,47	0,24	0,20	0,22	0,28	0,41	0,32	0,48	0,36	0,35
ETPo	4,75	4,19	4,04	3,19	1,98	1,66	1,69	2,35	3,34	3,80	4,67	4,22	3,32

NOUMEA

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
ETPm	5,23	5,82	4,99	4,25	3,20	2,68	2,71	3,06	4,05	4,57	5,43	5,31	4,27
ØRn	4,16	4,48	3,56	2,67	1,64	1,30	1,23	1,84	2,61	3,35	3,99	4,05	
Øa	1,07	1,34	1,43	1,58	1,56	1,38	1,48	1,22	1,44	1,22	1,44	1,26	
AI	0,49	1,34	0,85	1,11	1,32	1,18	1,36	0,94	1,03	0,90	0,96	0,90	
Ar	0,58	0,0	0,58	0,47	0,24	0,20	0,22	0,28	0,41	0,32	0,48	0,36	0,35
ETPo	4,74	4,48	4,14	3,14	1,88	1,50	1,45	2,12	3,02	3,67	4,47	4,41	3,25

Si l'on estime Ar à 10 % environ de l'ETP au cours des quatre mois de saison fraîche, on obtient pour AI les valeurs moyennes mensuelles qui figurent dans les tableaux précédents. Rappelons que, dans ces tableaux, ETPm désigne l'ETP mesurée sur lysimètre ; ØRn est la fraction radiative du bilan d'énergie ( $\text{ØRn} = (F' / F' + \gamma) R_n$ ), ØE<sub>a</sub> représente la fraction dite advective ( $\text{ØE}_a = \gamma / (F' + \gamma) E_a$ ) obtenue simplement par la relation ETPm - ØRn. α est le coefficient de Priestley et Taylor.

L'ETP mesurée (ETPm) "débarassée" de sa fraction d'advection locale (AI) représente ce que nous appellerons ici l'ETP de référence (ETPo) dont les valeurs moyennes mensuelles figurent également dans le tableau 2.45. Sa valeur annuelle est de 1210 mm pour Nessadiou.

Pour Nouméa, le problème est différent, les conditions du site sont telles que les effets d'une advection locale peuvent se faire sentir toute l'année. L'advection régionale définie pour Nessadiou étant théoriquement la même qu'à Nouméa, si on applique à ce site le modèle de Nessadiou, il est alors possible de calculer les valeurs mensuelles de l'advection locale (AI) qui, soustraites de l'ETP mesurée doivent fournir une valeur annuelle d'ETPo comparable à celle de Nessadiou. ETPo annuelle est de 1185 mm. Le bilan d'énergie annuel pourrait donc s'exprimer comme suit en mm par an.

TABLEAU 2 - 46

Bilan d'énergie annuel Nouméa et Nessadiou (en mm)

	ETP	Ar	AI	fRn	ETPo
NESSADIOU	1265	130	50	1085	1210
NOUMEA	1560	130	370	1060	1185

- **Estimation de l'ETR régionale** : nous reprendrons encore ici le modèle de Bouchet dans lequel on introduit les valeurs d'ETPo qui viennent d'être estimées. Cela conduit à une estimation de l'ETR annuelle de 1155 mm pour Nessadiou et de 810 mm pour Nouméa. Les valeurs moyennes mensuelles figurent dans le tableau qui suit :

TABLEAU 2 - 47  
Estimation de l'ETR régionale par bilan d'énergie (mm.j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY
Nouméa													
ETR	4,25	3,14	3,29	2,03	0,56	0,32	0,20	1,20	1,99	2,77	3,51	3,51	2,23
Nessadiou													
ETR	4,75	4,19	4,04	3,19	1,59	1,35	1,19	1,90	3,34	3,80	4,67	4,22	3,17

- **Discussion** : L'analyse de quelques données horaires nous avait permis de montrer que l'advection se développait surtout l'après-midi. Cependant, ne disposant pas de mesures directes de l'ETP à cette échelle de temps nous n'avons pas pu affirmer que cette constatation n'était pas le résultat d'un biais introduit par la méthode de calcul. Néanmoins, les évolutions analogues des coefficients obtenus à l'échelle décadaire à partir de l'"ETP Penman" et de l'ETP mesurée laissent penser qu'il peut en être de même au pas de temps journalier ou horaire.

S'il est logique de penser que le vent et le déficit de saturation de l'air sont les deux principaux facteurs responsables de l'advection, l'établissement de relations quantitatives entre le critère advectif choisi (ETP / Ø Rn) et chacun de ces facteurs n'est pas aisé. Paradoxalement, l'advection ne semblerait avoir d'impact sur l'évaporation qu'au cours des mois de saison fraîche et nous avons dû avancer l'hypothèse de l'existence de deux types d'advection, locale et régionale dont la première serait "masquée" par la seconde au cours des mois chauds.

Enfin, nous avons essayé de montrer que l'ETP "débarassée" de son facteur advectif local pouvait servir à définir une ETP de référence analogue à l'ETP de Bouchet qui, introduite dans le modèle de ce dernier, pouvait conduire à une estimation de l'ETR régionale. Cette ETR régionale semble du même ordre de grandeur que les déficits d'écoulement mesurés sur les bassins versants.

## 2.3 ESSAI DE SYNTHÈSE RÉGIONALE

### 2 - 3 - 1 HOMOGENEITE A GRANDE ECHELLE DE L'EVAPORATION LE LONG DU TROPIQUE SUD ENTRE 155° EST ET 145° OUEST

L'ensemble de la région tropicale examinée, soit un quadrilatère d'environ 6 600 km sur 600 km montre une grande homogénéité de l'évaporation, pour peu que l'on puisse se dégager le plus possible de l'influence des reliefs insulaires. En effet, le climat de chacune de ces îles est constitué d'une multitude de micro-climats.

Ceci est valable surtout pour les îles montagneuses comme la Nouvelle-Calédonie ou Tahiti. Pour la Nouvelle-Calédonie, nous avons vu que l'ETP pouvait varier de 1200 à 1600 mm; à Tahiti, les précipitations s'échelonnent entre 1500 mm et 10 m. Cependant, dans la mesure où il est possible de trouver un site, le moins possible sous l'influence du relief (ce qui est le cas généralement des stations climatologiques implantées sur les aéroports), on voit nettement apparaître cette homogénéité à grande échelle, du moins pour ce qui concerne l'évaporation. Le tableau ci-dessous montre pour la zone Nouvelle-Calédonie, Fiji, Polynésie, les écarts entre les valeurs mensuelles extrêmes de l'ETP ainsi que les écarts types et les moyennes mensuelles pour l'ensemble des quatre sites étudiés.

TABLEAU 2 - 48

Principales caractéristiques de la distribution des ETP moyennes mensuelles dans la zone Nouvelle-Calédonie, Fiji, Polynésie

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
MINI	4,87	4,83	4,48	3,87	3,25	2,68	2,82	3,35	4,36	4,66	4,89	4,78	4,06
MAXI	6,00	5,93	5,02	4,27	3,44	2,98	3,19	3,69	4,52	5,04	5,62	5,91	4,63
ECART	1,13	1,10	0,54	0,40	0,19	0,30	0,37	0,34	0,16	0,38	0,73	1,13	
MOY	5,43	5,31	4,79	4,06	3,37	2,89	3,01	3,58	4,43	4,81	5,32	5,47	4,37
E.T.	0,46	0,48	0,23	0,20	0,09	0,14	0,18	0,15	0,07	0,16	0,34	0,52	

La courbe "enveloppe" maximale donnerait donc une ETP annuelle de 1690 mm, la courbe minimale, une ETP de l'ordre de 1480 mm. De novembre à février, les écarts reflètent les variations des régimes pluviométriques qui sont les plus importants à cette période de l'année. Ils sont compris entre 0,73 et 1,13. Par contre, d'avril à novembre, ils sont inférieurs ou égaux à 0,2, traduisant la faible dispersion de l'ETP une fois passée la période pluvieuse.

Aux abords du continent australien, cette homogénéité peut encore être observée pour un certain nombre de stations côtières comme Mackay, Cape-Capricorne ou Heron Island (1716 mm < ETP < 1588 mm), mais on perçoit déjà pour d'autres l'influence continentale, certaines stations atteignent et dépassent 1800 mm.

La répartition mensuelle de l'ETP "Penman" est d'ailleurs tout à fait comparable à celles des régions situées plus à l'Est, comme le montre le tableau suivant établi à partir des données moyennes hebdomadaires de Cape-Capricorne et Mackay.

TABLEAU 2 - 49

Répartition moyenne mensuelle de l'ETP Penman à Cape-Capricorne (CC) et Mackay (MK)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
C.C.	5,78	5,14	4,52	4,02	3,10	2,67	2,80	3,55	4,40	4,94	5,5	5,75	4,35
M.K.	5,90	5,10	4,50	3,64	2,92	2,45	2,70	3,44	4,50	5,45	6,20	6,11	4,40

Tout au plus peut-on observer des valeurs un peu plus élevées en été et légèrement plus basse en hiver, en raison d'un régime thermique déjà plus contrasté.

## 2 - 3 - 2 HOMOGENEITE A GRANDE ECHELLE DES AUTRES FACTEURS DU CLIMAT

### 2 - 3 - 2 - 1 La température et l'humidité relative de l'air

TABLEAU 2 - 50

Température moyenne du mois le plus froid et du mois le plus chaud entre la côte est australienne et la Polynésie

	C.CL	TOW	AYR	BOW	MK	CC	H.IS	BUN	NOU	NAN	FAAA	MURU
Tmin	20,1	20,0	18,4	18,8	16,3	16,8	18,8	15,8	19,6	22,9	24,4	22,5
Tmax	27,7	27,6	27,3	27,7	26,1	25,8	26,8	25,4	26,5	27,4	27,4	27,2

Comme le met en évidence le tableau ci-dessus, il existe une grande homogénéité des températures tout le long de la zone qui nous intéresse, entre la côte Est australienne et la Polynésie. On notera que les écarts entre les températures du mois le plus chaud n'excèdent pas 2° C alors que l'écart entre la température du mois le plus froid de la station la plus Sud (Bundaberg) et celle de la station la plus Nord (Faaa) dépasse 8° C . Les températures moyennes annuelles sont donc comprises entre 20° C et 25° C.

En ce qui concerne l'humidité relative de l'air, les moyennes du mois le plus sec s'étalent de 68 à 76 %, celles du mois le plus humide de 76 à 85 %.

TABLEAU 2 - 51

Humidité relative moyenne du mois le plus humide et du mois le plus sec entre la côte australienne et la Polynésie

	C.CL	TOW	AYR	BOW	MK	CC	H.IS	BUN	NOU	NAN	FAAA	MURU
Hmin	69	65	68	69	72	72	71	71	70	76	74	76
Hmax	81	76	77	77	85	84	78	76	78	84	80	81

### 2 - 3 - 2 - 2 Le rayonnement solaire global

Pour la région de la côte australienne qui nous intéresse, Paltridge et Proctor (1976) indiquent des moyennes annuelles du rayonnement global comprises entre 1970 et 2060  $J.cm^{-2} . j^{-1}$ . Pour la zone Nouvelle - Calédonie, Fiji, Polynésie, si l'on fait abstraction de la valeur de Nandi très certainement sous évaluée, la moyenne annuelle est comprise entre 1877  $J.cm^{-2} . j^{-1}$  (Polynésie) et 1917  $J.cm^{-2} . j^{-1}$  (Nouvelle Calédonie).

Pour l'ensemble de la zone allant de la côte est de l'Australie à la Polynésie, on a donc un rayonnement global de l'ordre de  $1970 J.cm^{-2} . j^{-1} \pm 90 J.cm^{-2} j^{-1}$ , c'est-à-dire  $\pm 5 \%$  ; il est difficile d'imaginer une plus grande homogénéité. L'énergie disponible est donc quasiment la même pour toute cette zone.

### 2 - 3 - 2 - 3 Les précipitations

Apparemment, les précipitations semblent le seul élément climatique susceptible de variations relativement importantes puisqu'elles oscillent en gros entre 1000 et 2000 mm. Néanmoins, l'ensemble de la région considérée possède en commun deux caractéristiques importantes : un minimum pluviométrique qui débute de juillet à septembre et s'achève de septembre à novembre.

Le décalage observé entre certaines stations provient essentiellement du fait qu'elles sont ou non touchées par le passage des dépressions d'origine polaire en hiver, ce qui a pour effet de prolonger jusqu'en juillet ou août une période pluvieuse (c'est le cas pour Cape-Capricorne ou Nouméa par exemple).

Le second caractère de similitude est la relative concentration des précipitations entre décembre et mars. Les totaux pluviométriques de ces quatre mois représentent en moyenne 69 % à Mackay, 53 % à Cape-Capricorne, 42 % à Nouméa, 59 % à Nandi, 68 % à Faaa et 45 % à Mururoa. Ces données peuvent être retrouvées à partir de celles figurant dans le tableau ci-dessous, qui expriment la pluviométrie moyenne mensuelle en % du total annuel.

TABLEAU 2 - 52  
Pluviométrie moyenne mensuelle exprimée en % du total annuel

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
CAPE.C	15.7	16.2	11.9	7.8	6.5	7.9	6.4	3.7	3.2	4.6	6.4	9.7	922
MACKAY	21.4	19.4	17.3	8.6	5.0	3.7	2.2	1.7	1.8	2.9	4.8	11.2	1675
NOUMEA	9.8	11.1	13.9	10.6	8.7	10.3	7.9	6.5	4.4	4.5	4.8	7.0	1051
NANDI	15.9	15.3	18.8	9.6	4.5	3.7	2.6	3.1	4.6	5.2	7.5	9.1	1876
FAAA	25.7	13.8	16.4	8.7	4.4	3.5	3.0	1.2	1.2	3.9	5.4	12.6	1929
MURUROA	7.6	13.7	14.6	8.7	4.6	4.0	8.1	3.7	4.7	11.8	9.4	9.2	1420

S'il est possible, pour les autres paramètres climatiques déjà examinés, d'espérer pouvoir échapper dans une certaine mesure à une influence micro-climatique trop importante, il n'en est pas de même avec les précipitations. Le seul site de notre série pour lequel on peut considérer l'influence orographique comme négligeable est celui de l'atoll de Mururoa où la pluviométrie annuelle est de 1420 mm.

Cette valeur est à rapprocher de celles mesurées aux Iles Loyauté, anciens atolls légèrement surélevés, situés à 150 km à l'est de la Nouvelle-Calédonie et pour lesquels la pluviométrie moyenne est de l'ordre de 1500 - 1600 mm par an (Brunel, 1975,1976). Cette valeur pourrait donc être retenue comme représentative de la pluviométrie de la zone considérée en l'absence de toute influence continentale.

Cette hypothèse n'est pas en contradiction avec les résultats des travaux de Taylor (1975; communication personnelle) sur l'estimation des précipitations sur la zone océanique du Pacifique. La figure 1 - 4 montre entre le 18° et le 24° sud une zone de convergence des différentes courbes de variation des précipitations en fonction de la latitude. Cette convergence se fait pour une pluviométrie annuelle comprise entre 1500 et 1700 mm par an.



### 2 - 3 - 3 LES FACTEURS D'ARIDITE

Si l'on examine les rapports  $P_{(annuelle)} / ETP_{(annuelle)}$  pour l'ensemble de la région étudiée, on constate que certains d'entre eux sont proches de 0,50, c'est-à-dire de la limite admise par certains auteurs entre les climats sub-humides et les climats semi-arides (Sanderson et Markova, 1990). Si l'on peut admettre facilement de telles valeurs pour des sites de la côte est australienne, on peut s'étonner d'observer un rapport de 0,57 pour Nouméa et probablement compris entre 0,50 et 0,60 le long de la côte ouest néo-calédonienne, compte tenu de la faible pluviométrie.

On pourra s'étonner encore plus de 0,55 à Port Moresby en Papouasie-Nouvelle Guinée à 9 degrés seulement de l'équateur. De telles régions présentent indéniablement des caractères d'aridité au moins à certaines époques de l'année. Ceci est le résultat des effets conjugués de plusieurs facteurs. Le premier, bien connu est l'orientation des sites étudiés par rapport aux vents dominants. C'est ce qui explique en partie les précipitations peu abondantes de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie. Le second est d'ordre dynamique, ces régions sont sous l'influence quasi permanente des anticyclones sub-tropicaux vecteurs de masses d'air subsident et sec dont les caractéristiques sont encore amplifiées par la présence du continent désertique australien, pour des régions mêmes situées à 2000 km.

Cette situation dynamique a pour conséquence de provoquer des niveaux d'évaporation élevés. Enfin, il existe peut-être un double phénomène d'advection. A l'advection continentale qui se développe l'été, il se peut qu'il se manifeste une advection d'origine océanique provoquée par le déphasage entre la température de surface de l'eau de mer et celle de la terre, celle-ci se fait sentir l'hiver, et Nullet (1987) a montré qu'elle pouvait atteindre 0,8 mm par jour à Hawaïi (pour une ETP annuelle de 1600 à 1700 mm).

### 2 - 3 - 4 BILANS HYDROLOGIQUES REGIONAUX

#### 2 - 3 - 4 - 1 Le bilan P - ETR - Ru

Il est possible en faisant certaines hypothèses simplificatrices de réaliser un bilan hydrique à partir des données de précipitations et d'ETP. Le modèle utilisé est simplement le suivant :  $P = ETR + Ru + E$  fonctionnant avec un pas de temps mensuel. P désigne les précipitations, ETR l'évapotranspiration réelle, Ru est la réserve utilisable et E représente l'écoulement.

Si  $P > ETP$ ,  $ETR = ETP$  et donc  $Ru + E = P - ETR$ . Les valeurs de  $Ru$  sont cumulées d'un mois sur l'autre et  $Ru$  maximale a été fixée à 120 mm. Tant que  $Ru < Ru_{max}$ ,  $E = 0$ , dès que  $Ru > Ru_{max}$ ,  $E = P - ETR$ .

Si  $P < ETP$ ,  $ETR_n = P_n + f Ru_{n-1}$  ( $f Ru$  désigne une fraction de  $Ru$ ) de façon que  $P_n + fRu_{n-1} = ETP_n$ . Si  $P_n + fRu_{n-1} > ETP_n$  on a alors  $E_n = ETP_n - (P_n + fRu_{n-1})$  sinon  $E_n = 0$ . Quand  $Ru_{n-1} = 0$ ,  $ETR = P$ .

Les résultats obtenus pour 13 sites représentatifs répartis entre l'Australie et la Papouasie à l'Est et la Polynésie à l'Ouest, figurent dans les tableaux regroupés à la fin de ce paragraphe.

### 2 - 3 - 4 - 2 Interprétation climatique

L'interprétation climatique que l'on peut faire de ces résultats est la suivante. Si pour un mois donné  $P \geq ETP$ , le mois sera considéré comme humide, si au contraire  $ETR \leq ETP/2$ , il sera considéré comme sec. Entre ces deux situations ( $ETP/2 \leq ETR \leq ETP$ ) ce sont des mois de transition.

La valeur annuelle du rapport  $P/ETP$  a également une signification climatique (Sanderson et Markova, 1990). Si  $0,02 < P/ETP < 0,2$ , la région est aride. Si  $0,2 < P/ETP < 0,50$ , la région est semi-aride, enfin si  $0,5 < P/ETP < 0,75$ , on est en région sub-humide, au-delà de  $P/ETP = 0,75$  ce sont les zones humides. Ces résultats sont regroupés dans le tableau suivant :

TABLEAU 2 - 53

Quelques caractéristiques hydriques des régions étudiées

	N.MOIS SECS	N.MOIS HUMIDES	E/P	P/ETP	CLASSE
AUSTRALIE CLEVE	7	2	+	0.36	S.A
MACKAY	3	4	0.34	1.12	H
BOWEN	5	5	0.12	0.63	S.H
TOWNSVILLE	6	3	0.26	0.72	S.H
PAPOUASIE P.MORESBY	7	2	+	0.55	S.H/S.A
GOROKA	0	8	0.29	1.36	H
NOUVELLE NOUMEA		4	3	+ 0.57	S.H/S.A
CALEDONIE POINDIMIE	0	9	0.51	2.05	H
OUANAHAM	0	8	0.22	1.22	H
KOUMAC	4	2	+	0,62	S.H
NESSADIOU	2	4	0,07	0,89	H
FIJI NANDI		0	0,22	1.11	H
POLYNESIE MURUROA	2	3	+	0.80	S.H
FAAA	3	5	0.34	1.20	H

### 2 - 3 - 4 - 3 Interprétation hydrologique

Le rapport  $\Sigma E / \Sigma P$  fournit une estimation du coefficient annuel d'écoulement que l'on peut comparer au coefficient d'écoulement obtenu à partir des données hydrologiques des bassins versants  $\Sigma Q / \Sigma P$  ( $\Sigma Q$  étant la lame d'eau écoulée annuelle). On dispose pour la Nouvelle-Calédonie de quelques unes de ces valeurs. Pour la région de Poindimié, par exemple, nous avons  $\Sigma E / \Sigma P = 0,51$ .

Le bassin proche pour lequel nous avons des renseignements hydrologiques est celui de Houailou où le coefficient annuel d'écoulement est de 0,58 (Bauduin et Brunel, 1981).

Pour la région montagneuse du Mont Dzumac, nous avons  $\Sigma E / \Sigma P = 0,77$ . Les bassins situés à proximité possèdent tous des coefficients d'écoulements compris entre 0,69 (Dumbéa) et 0,77 (Yaté).

### BILANS HYDRIQUES REGIONAUX

#### CLEVE 35.04 S 142.19 E 50m AUSTRALIE DU SUD

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	15	24	19	31	41	46	45	48	43	38	28	24	402
ETP	174	134	113	66	42	26	34	50	70	95	128	173	1105
P-ETP	-159	-110	-94	-35	-1	20	11	-2	-27	-57	-100	-149	-703
W	0	0	0	0	0	20	31	29	2	0	0	0	
ETR	15	24	19	31	41	26	34	50	70	40	28	24	402
	S	S	S	SH	H	H	SH	SH	S	S	S	S	

#### MACKAY 21.06 S 149.08 E 14m AUSTRALIE TROPICALE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	368	343	291	136	84	60	37	27	28	46	73	179	1672
ETP	152	114	114	89	89	89	89	114	140	165	165	165	1485
P-ETP	216	229	177	47	-5	-29	-52	-87	-112	-119	-92	14	187
W	120	120	120	120	115	86	34	0	0	0	0	0	
ETR	152	114	114	89	89	89	89	61	28	46	73	165	1109
E	110	229	177	47	0	0	0	0	0	0	0	0	563
	H	H	H	H	SH	SH	SH	SH	S	S	S	SH	

#### BOWEN 20.01 S 148.15 E 10m AUSTRALIE TROPICALE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	253	247	157	69	36	39	24	18	16	22	34	105	1020
ETP	165	127	127	102	102	89	102	114	152	178	178	178	1614
P-ETP	88	120	30	-33	-66	-50	-78	-96	-136	-156	-144	-73	-594
W	88	120	120	87	21	0	0	0	0	0	0	0	
ETR	165	127	127	102	102	60	24	18	16	22	34	105	902
E	0	88	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	118
	H	H	H	H	S	SH	S	S	S	S	S	SH	

TOWNSVILLE 19.15 S 146.46 E 3m AUSTRALIE TROPICALE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	307	330	236	61	29	25	15	11	8	19	50	113	1204
ETP	165	140	140	102	102	90	102	114	152	178	191	191	1667
P-ETP	142	190	96	-41	-73	-65	-87	-103	-144	-159	-141	-78	-463
W	120	120	120	79	6	0	0	0	0	0	0	0	
ETR	165	140	140	102	102	28	15	11	8	19	50	113	896
E	22	190	96	0	0	0	0	0	0	0	0	0	308
	H	H	H	SH	SH	S	S	S	S	S	S	SH	

PORT MORESBY 9.27 S 147.12 E 35m PAPOUASIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	152	196	172	110	50	33	16	36	56	23	45	133	1022
ETP	156	147	150	144	131	127	133	143	157	171	192	178	1829
P-ETP	-4	49	22	-34	-81	-94	-117	-107	-101	-148	-147	-45	-807
W	0	49	71	37	0	0	0	0	0	0	0	0	
ETR	152	147	150	144	87	33	16	36	56	23	45	133	1022
E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SH	H	H	SH	S	S	S	S	S	S	S	SH	

GOROKA 6.04 S 145.23 E 1565m PAPOUASIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	230	254	265	204	113	54	49	74	121	154	171	243	1932
ETP	122	108	125	113	119	102	108	118	120	134	127	118	1414
P-ETP	108	146	140	91	-6	-48	-59	-44	1	20	44	125	518
W	120	120	120	120	114	66	7	0	1	21	65	120	
ETR	122	108	125	113	119	102	108	81	120	134	127	118	1377
E	108	146	140	91	0	0	0	0	0	0	0	70	555
	H	H	H	H	SH	SH	SH	SH	H	H	H	H	

NOUMEA 22.16S 166.27E 100 m NOUVELLE-CALEDONIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	111	97	76	144	81	90	106	50	24	48	39	68	934
ETP	168	167	158	128	101	80	90	104	131	149	169	180	1625
P-ETP	-57	-70	-82	16	-20	10	16	-54	-107	-101	-130	-112	-691
W	0	0	0	16	0	10	26	0	0	0	0	0	
ETR	111	97	76	128	97	80	90	76	24	48	39	68	934
E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SH	SH	SH	H	SH	H	H	SH	S	S	S	S	

## POINDIMIE

## NOUVELLE-CALEDONIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	393	354	430	237	173	284	207	88	84	102	165	170	2687
ETP	142	122	127	107	80	64	71	90	109	116	140	140	1308
P-ETP	251	232	303	130	93	220	136	-2	-25	-14	25	30	1379
W	120	120	120	120	120	120	120	118	93	79	104	120	
ETR	142	122	127	107	80	64	71	90	109	116	140	140	1308
E	251	232	303	130	93	220	136	0	0	0	0	14	1379
	H	H	H	H	H	H	H	SH	SH	SH	H	H	

## OUANAHAM

## NOUVELLE-CALEDONIE (ILES LOYAUTE)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	166	229	259	180	138	183	113	98	66	73	144	114	1763
ETP	161	140	138	116	88	60	71	89	117	144	166	158	1448
P-ETP	5	89	121	64	50	123	42	9	-51	-71	-22	-44	315
W	5	94	120	120	120	120	120	120	69	0	0	0	
ETR	161	140	138	116	88	60	71	89	117	142	144	114	1380
E	0	0	95	64	50	123	42	9	0	0	0	0	383
	H	H	H	H	H	H	H	H	SH	SH	SH	SH	

## NESSADIOU

## NOUVELLE-CALEDONIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	173	154	190	105	63	123	89	47	59	53	81	72	1209
ETP	146	118	127	96	74	60	68	87	99	118	141	130	1264
P-ETP	27	36	63	9	-11	63	21	-40	-40	-65	-60	-58	-55
W	27	63	120	120	109	120	120	80	40	0	0	0	
ETR	146	118	127	96	74	60	68	87	99	93	81	72	1121
E	0	0	6	9	0	52	21	0	0	0	0	0	88
	H	H	H	H	SH	SH	SH	SH	SH	SH	S	S	

## KOUMAC

## NOUVELLE-CALEDONIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	141	168	127	76	107	56	54	59	41	34	55	102	1020
ETP	185	150	156	128	96	83	88	111	132	159	177	183	1648
P-ETP	-44	18	-29	-52	11	-27	-34	-52	-91	-125	-122	-81	-628
W	0	18	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	
ETR	141	150	145	76	96	67	54	59	41	34	55	102	1020
E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	SH	H	SH	SH	H	SH	SH	S	S	S	S	SH	

## MONTS DZUMAC

## NOUVELLE-CALEDONIE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	324	465	367	341	162	159	118	150	77	160	130	357	2810
ETP	96	84	71	39	16	5	10	31	48	65	75	99	639
P-ETP	228	381	296	302	146	154	108	119	29	95	55	258	2171
W	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120	120	
ETR	96	84	71	39	16	5	10	31	48	65	75	99	639
E	228	381	296	302	146	154	108	119	29	95	55	258	2171
	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	H	

## NANDI 17.45 S 177.27 E 26m FIJI

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	298	286	353	180	84	70	49	59	87	98	14	171	1876
ETP	169	142	148	116	106	89	99	113	133	156	167	183	1621
P-ETP	129	144	205	64	-22	-19	-50	-54	-46	-58	-26	-12	255
W	120	120	120	120	98	79	29	20	0	0	0	0	
ETR	169	142	148	116	106	89	99	88	87	98	141	171	1454
E	9	144	205	64	0	120	0	0	0	0	0	0	422
	H	H	H	H	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH	SH	

## MURUROA 21.49S 138.48O

## TUAMOTU POLYNESIE FRANCAISE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	108	194	207	124	65	57	116	52	67	167	133	130	1420
ETP	197	162	162	139	121	102	99	129	144	156	169	177	1756
P-ETP	-89	32	45	-15	-56	-45	17	-77	-77	11	-36	-47	-336
W	0	32	77	62	6	0	17	0	0	11	0	0	
ETR	108	162	162	139	121	63	99	69	67	156	144	130	1420
E	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	S	H	H	SH	SH	SH	SH	SH	S	H	SH	SH	

## FAAA 17.33S 149.37O 3m TAHITI POLYNESIE FRANCAISE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
P	496	267	317	169	85	67	58	24	23	75	105	243	1929
ETP	160	142	145	121	109	94	105	120	143	155	153	154	1601
P-ETP	336	125	172	48	-24	-27	-47	-96	-120	-80	-48	89	328
W	120	120	120	120	96	69	22	0	0	11	0	89	
ETR	160	142	145	121	109	94	105	46	23	75	105	154	1279
E	305	125	172	48	0	0	0	0	0	0	0	0	650
	H	H	H	H	SH	SH	SH	S	S	S	SH	H	





## **2 - 4 LES METHODES MICROMETEOROLOGIQUES OU BASEES SUR LA CONNAISSANCE DU BILAN D'ENERGIE**

### **2 - 4 - 1 OBJECTIFS**

Dans le chapitre précédent, nous nous sommes essentiellement attaché à décrire les interactions entre l'évapotranspiration et le climat. La région concernée était la Nouvelle-Calédonie. L'objectif était surtout pratique, puisque rappelons-le, aucune mesure de l'ETP ni même du rayonnement solaire n'avait été effectuée dans cette région auparavant. Aucune méthode empirique d'estimation de l'ETP quelle qu'elle fut n'avait donc pu être validée.

L'échelle de temps à laquelle nous avons analysé les phénomènes est la décade ou le mois, les données initiales étant des valeurs ou des moyennes journalières des paramètres climatiques. On pourrait considérer cette démarche et les méthodes utilisées comme l'étape première de la connaissance de cette phase du cycle atmosphérique. Elle conduit à la connaissance de l'évapotranspiration potentielle, soit l'évapotranspiration du gazon dans les conditions de Thornthwaite soit des évapotranspirations potentielles climatiques calculées à partir des paramètres climatiques qui influencent l'évapotranspiration (Penman, 1948, Thornthwaite, 1948, Bouchet, 1964, Priestley et Taylor, 1972...).

Les résultats peuvent fournir à la fois des éléments de réponse aux praticiens de la gestion des ressources en eau et apporter une contribution à la connaissance générale du climat. Les équipements nécessaires ne requièrent pas un degré de sophistication poussé mais cependant supérieur à celui de stations météorologiques ordinaires.

En régions tropicales humides où l'eau n'est généralement pas un élément limitant de l'évaporation, l'ETP peut décrire le climat puisqu'elle intègre assez bien un certain nombre d'autres facteurs climatiques et sa régionalisation devient même possible. Lorsque l'eau devient moins abondante, l'évaporation devient dépendante des réserves en eau et de leur distribution, ils devient alors nécessaire de changer d'échelles et de méthodes et il sera le plus souvent question d'évapotranspiration réelle.

Dans la partie que nous abordons ici, nous allons donc tenter une approche plus fine dans laquelle l'échelle de temps sera généralement la journée, les données de base utilisées étant obtenues au pas de temps de l'heure ou inférieur à l'heure. Les modèles physiques tenteront de remplacer les modèles empiriques, on commencera à raisonner en termes de flux verticaux, et en fait on mesurera tout sauf l'évaporation.

C'est le principe du "bilan d'énergie", comme dans tout bilan, ce dernier est toujours le terme inconnu non mesuré, dans notre cas ce bilan c'est l'évaporation.

Dans les expériences qui seront décrites, on pourra mesurer à quel point ici comme dans tous les autres domaines de la science, le progrès des connaissances est totalement dépendant de celui de la technique. Ces expériences se sont déroulées à la fois en régions tropicales océaniques humides (Nouvelle-Calédonie), et en zones tempérées arides à semi-arides (Sud de l'Australie).

## 2 - 4 - 2 LA METHODE DU RAPPORT DE BOWEN

### 2 - 4 - 2 - 1 Définition et approximation du rapport de Bowen

Le rapport de Bowen (Bowen 1926) exprime le rapport du flux de chaleur sensible H au flux d'évaporation LE :  $\beta = H / LE$ . En reprenant l'expression de ces différentes quantités telles qu'elles ont été définies précédemment, on peut écrire :

$$\beta = H / LE = \frac{C_p}{L} \frac{K_h}{K_e} \frac{d\theta/dz}{dq/dz} = \frac{C_p \theta^*}{L q^*}$$

En éliminant  $\theta^*$  et  $q^*$  dans les équations exprimant  $\theta(z)$  et  $q(z)$  et en supposant l'égalité des coefficients de transfert et des paramètres de rugosité pour la chaleur sensible et la chaleur latente on peut écrire :

$$\beta = \frac{C_p}{L} \frac{\theta_2 - \theta_1}{q_2 - q_1}$$

On admettra que  $(\theta_2 - \theta_1)$ , l'écart des températures potentielles entre les niveaux  $z = z_2$  et  $z = z_1$ , peut être remplacé par l'écart des températures ordinaires  $(T_2 - T_1)$ . Par ailleurs la mesure directe de l'humidité n'étant pas toujours possible, il faut chercher des paramètres susceptibles de remplacer  $(q_2 - q_1)$  avec une précision satisfaisante. L'humidité spécifique  $q$  est liée à la tension de vapeur d'eau dans l'air  $e$  par la relation  $q = \delta e$  (Cf. 2 - 1 - 1 - 2), on peut donc écrire :

$$\beta = \frac{C_p}{L \delta} \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1}$$

ou en posant  $C_p/L\delta = \gamma = (0,665 P) / 1000 =$  constante psychrométrique,

$$\beta = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1}$$

Dans la pratique l'utilisation de cette méthode revient à mesurer les écarts de températures "sèches" et "humides" entre les deux niveaux  $z_1$  et  $z_2$ . En effet,  $e_1$  et  $e_2$  peuvent être reliées à leur tour à la température du thermomètre humide par l'intermédiaire de l'équation psychrométrique :  $e = e_w - \gamma(T - T_w)$  ou  $e_w$  est la tension de vapeur saturante,  $T$  la température du thermomètre sec et  $T_w$  celle du thermomètre humide. Soit :

$$e_1 = e_{w1} - \gamma(T_1 - T_{w1})$$

$$e_2 = e_{w2} - \gamma(T_2 - T_{w2})$$

$$\begin{aligned} e_1 - e_2 &= e_{w1} - \gamma(T_1 - T_{w1}) - e_{w2} + \gamma(T_2 - T_{w2}) \\ &= (e_{w1} - e_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2) + \gamma(T_{w1} - T_{w2}) \end{aligned}$$

On peut poser  $(e_{w1} - e_{w2}) / (T_{w1} - T_{w2})$  (Penman, 1948),  $\Delta_w$  étant la pente de la courbe de tension de vapeur saturante entre  $T_{w1}$  et  $T_{w2}$ , d'où :

$$e_1 - e_2 = (\Delta_w + \gamma) (T_{w1} - T_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2)$$

En remplaçant, dans le rapport de Bowen,  $e_1 - e_2$  par l'expression équivalente définie ci-dessus, on obtient :

$$\beta = \gamma(T_1 - T_2) / [(\Delta_w + \gamma) (T_{w1} - T_{w2}) - \gamma(T_1 - T_2)]$$

soit sous une forme plus facile à utiliser :

$$\begin{aligned} 1 / (1 + \beta) &= 1 - \left\{ \frac{\gamma}{(\Delta_w + \gamma)} \right\} \left[ \frac{(T_1 - T_2)}{(T_{w1} - T_{w2})} \right] \\ &= 1 - \left[ \frac{\gamma}{(\Delta_w + \gamma)} \right] (\Delta T / \Delta T_w) \end{aligned}$$

En posant  $T_1 - T_2 = \Delta T$  et  $T_{w1} - T_{w2} = \Delta T_w$

Par ailleurs, le bilan d'énergie simplifié permet de formuler l'évaporation  $E$  sous la forme  $E = R_n - G - H$ . En remplaçant  $H$  par son expression en fonction de  $\beta$ , on obtient :

$$E\beta = [(R_n - G) / \lambda] [1 / (1 + \beta)]$$

## 2 - 4 - 2 - 2 Conditions de l'expérience

Le dispositif utilisé à Nouméa s'inspirait des travaux théoriques de Dyer et Maher (1956), des descriptions de Riou (1972) et de l'installation réalisée au Lac de Bam (Burkina) par Pouyaud (1988). Une partie de l'équipement utilisé a déjà été décrit.

Pour mémoire et pour ce qui nous concerne ici, rappelons que le rayonnement net était mesuré à l'aide d'un pyrromètre de MIDDLETON, et intégré sur une heure par un intégrateur CIMEL. La vitesse du vent était obtenue à 2 m à l'aide d'un anémographe LAMBRECHT et dépouillée à l'échelle horaire. Le dispositif de mesure et d'acquisition des profils de température, comprenait pour ce qui concerne les capteurs, 2 niveaux de prises de température sèche et humide, chaque capteur étant constitué de 4 thermocouples Cu-Cst montés en série et délivrant une tension de  $160 \mu\text{V}^\circ \text{C}^{-1}$ .

L'humectation des thermocouples "humides" était assurée par un tube psychrométrique. Chaque couple de capteurs était placé dans une tuyère en aluminium à double paroi, les deux tuyères étant fixées à l'extrémité de bras flexibles permettant le déplacement des 2 niveaux de mesures. Les deux niveaux de référence étaient à 0,25 m et 1,00 m au-dessus du gazon. Un branchement "en opposition" des capteurs de températures "sèches" et "humides" entre les deux niveaux permettait d'enregistrer directement les écarts  $\Delta T_s$  et  $\Delta T_h$ , une ligne permettait en outre d'enregistrer  $T_s$  et  $T_h$  au niveau supérieur.

Au cours des journées de mesures, les deux niveaux de référence étaient ramenés à un même niveau toutes les heures et un coefficient de correction était éventuellement appliqué aux enregistrements de l'heure précédente. Le système d'acquisition était constitué par un enregistreur potentiométrique MECI type SPEEDOMAX permettant l'enregistrement de tensions dans la gamme -1, + 1 mV. Le dépouillement des données a été réalisé manuellement à partir des enregistrements graphiques. Les moyennes ont été établies sur des intervalles de 1 heure.

Le dispositif utilisé dans les expérimentations réalisées en Australie du Sud consistait en deux équipements similaires placés l'un au-dessus de la végétation arbustive, l'autre au-dessus de la prairie sèche. Chacun de ces équipements comprenait un pyranomètre SWISSTECO pour la mesure du rayonnement net, trois fluxmètres MIDDLETON pour la mesure du flux de chaleur dans le sol.

Les températures "sèches" et "humides" étaient mesurées par des résistances de platine placées à l'abri du rayonnement dans des "tuyères ventilées". Ces tuyères étaient elles-mêmes fixées aux deux extrémités d'une "baume" capable de pivoter dans les trois directions à l'extrémité d'un mat.

Un moteur électrique permettait d'intervenir le niveau des capteurs à intervalles réguliers (toutes les 5 minutes). Les données étaient recueillies toutes les 20 secondes sur une centrale d'acquisition CAMPBELL et moyennées sur des périodes de 15 minutes. Les niveaux de mesures étaient respectivement 0,25 et 1,00 m au-dessus de la prairie et 4,60 et 7,60 m au-dessus de la végétation.

La précision sur les flux mesurés est de  $\pm 50 \text{ W.m}^{-2}$ .

### 2.4.2.3 - Résultats

#### a - En zone tropicale océanique (région de Nouméa, Nouvelle-Calédonie)

Les résultats obtenus sur une sélection de 2 ou 3 journées par mois au cours de la période août 1978 - juillet 1979 sont rassemblés dans le tableau qui suit.

Dans ce tableau  $\beta$  désigne le rapport de Bowen,  $E_{\beta}$  l'évapotranspiration calculée à l'aide de ce rapport ; H, le flux de chaleur sensible ;  $ETP_p$  représente l'ETP calculée par la formule de Penman modifiée.

TABLEAU 2 - 48

Eléments du bilan d'énergie et rapport de Bowen à Nouméa (Nouvelle-Calédonie)

MOIS	Jo	Rn-G	$\beta$	$E_{\beta}$	H	$\frac{H}{Rn-G}$	U	e	ETPp	$\frac{ETPn}{E_{\beta}}$
AOUT	5	2,41	0,36	1,77	0,64	0,26	6,6	5,1	2,53	0,70
	16	4,10	0,39	2,95	1,15	0,28	3,3	9,3	3,74	0,80
SEPT.	16	5,25	0,42	3,70	1,55	0,30	5,3	10,7	5,49	0,67
	18	4,38	0,36	3,23	1,15	0,26	3,8	9,6	4,32	0,75
OCT.	3	5,70	0,47	3,87	1,83	0,32	7,0	10,8	6,37	0,51
	12	4,01	0,40	2,87	1,14	0,28	6,6	10,3	4,74	0,61
	17	3,84	0,50	2,55	1,29	0,33	6,8	8,9	5,13	0,50
NOV.	9	7,11	0,47	5,33	2,50	0,35	2,6	11,3	6,46	0,83
DEC.	4	5,00	0,32	3,66	1,17	0,23	4,4	10,8	5,06	0,72
	10	5,60	0,23	4,37	1,00	0,18	6,9	7,4	5,55	0,79
	11	5,02	0,30	3,39	1,03	0,20	3,2	8,7	4,69	0,72
	25	5,76	0,10	4,97	0,50	0,09	6,4	15,4	6,63	0,75
JANV	17	7,17	0,61	4,38	2,67	0,37	7,0	10,3	7,11	0,62
	25	4,76	0,38	3,27	1,24	0,28	9,7	5,9	4,82	0,68
	18	5,36	0,43	3,80	1,82	0,34	5,6	9,1	5,31	0,71
FEV.	22	6,30	0,30	4,54	1,36	0,22	5,5	8,1	5,88	0,77
	27	4,93	0,36	3,68	1,32	0,27	5,8	10,5	5,17	0,71
MARS	8	3,64	0,30	2,43	0,72	0,20	4,2	7,1	3,56	0,68
	6	3,11	0,23	4,96	1,14	0,19	6,1	13,9	6,57	0,75
AVR.	25	4,54	0,14	3,86	0,55	0,12	6,1	9,4	4,78	0,81
	28	2,62	0,20	2,13	0,43	0,16	7,3	4,1	2,55	0,84
MAI	1	4,31	0,18	3,63	0,65	0,15	6,5	9,0	4,47	0,81
	2	2,67	0,24	2,04	0,49	0,18	7,4	3,3	2,47	0,83
	15	2,60	0	2,60	0	-	2,7	7,9	2,57	1,01
JUIN	19	3,20	0,33	2,37	0,78	0,24	7,9	7,6	3,62	0,65
	21	3,20	0,43	2,28	0,98	0,31	6,0	8,5	3,52	0,65
	23	3,03	0,34	2,24	0,76	0,25	2,5	8,6	2,93	0,76
JUIL	24	1,21	0,24	0,95	0,23	0,19	1,1	2,1	1,00	0,95
	26	2,83	0,38	2,03	0,77	0,27	5,9	3,0	2,41	0,84
MOY.		4,41		3,24					4,46	0,73

On peut y faire les constatations suivantes :

- Les valeurs moyennes journalières du rapport de Bowen sont comprises entre 0,10 et 0,60 et il semble que les valeurs élevées de ce rapport soient plus fréquentes au cours des mois de saison chaude, autrement dit, qu'on y observe des valeurs plus importantes du flux de chaleur sensible H, ce à quoi on pouvait s'attendre d'ailleurs.

- Les rapports de  $E_{\beta} / ETP_p$  sont quant à eux compris entre 0,5 et 1 et la tendance qui apparaît ici est la suivante :  $E_{\beta} / ETP_p$  semble varier inversement avec  $E_a$ , "le pouvoir évaporant de l'air" ou fraction advective de l'équation de Penman. Notre dispositif mesure probablement en réalité l'ETR d'une zone beaucoup plus vaste que l'anneau de garde de l'évapotranspiromètre, qui bien entendu n'est pas toujours dans les mêmes conditions hydriques que celui-ci. Dans ces conditions,  $E_{\beta} / ETP_p$  devrait tendre vers 1 à la suite de précipitations survenant au cours de journées précédant immédiatement la journée de mesures. C'est en effet la tendance que l'on observe, si l'on compare entre elles par exemple, des journées de forte évaporation comme celles des 3 octobre et 9 novembre. Le rapport  $E_{\beta} / ETP_p$  est de 0,83 le 9 novembre avec une pluie de 12 mm le 8, il est de 0,51 le 3 octobre avec une absence de précipitation au cours des 15 jours précédents.

b - En zone semi-aride du sud de l'Australie

Le tableau ci-dessous rassemble les valeurs moyennes établies pour quelques journées au cours des expérimentations réalisées à Hinck en mars 1988 et novembre 1989. Nous présentons ces données ici à des fins de simple comparaison avec les valeurs obtenues pour la région précédente, mais leur intérêt réside surtout dans la comparaison qui sera effectuée avec les autres méthodes dans la région australienne.

TABLEAU 2 - 49

Eléments du bilan d'énergie et rapport de Bowen à Hinck (Australie du Sud) en  $W.m^{-2}$  et mm par jour au-dessus de la végétation arbustive

DATE	Rn		G	Rn-G		H		E		$\beta$	H/Rn-G
8.03.88	501	8,9	56	445	7,9	286	5,1	158	2,8	1,8	0,64
9.03.88	298	5,3	20	278	4,9	198	3,5	81	1,4	2,5	0,71
10.03.88	288	5,1	20	268	4,7	186	3,3	81	1,4	2,3	0,70
11.03.88	328	5,8	14	314	5,6	228	4,0	86	1,5	2,7	0,73
12.03.88	222	3,9	18	203	3,6	143	2,5	60	1,1	2,4	0,70
13.03.88	353	6,3	22	331	5,9	254	4,5	77	1,4	3,3	0,77
14.03.88	231	4,1	14	216	3,8	138	2,4	79	1,4	1,7	0,64
15.03.88	362	6,4	25	337	6,0	253	4,5	84	1,5	3,0	0,75
28.11.89	453	8,0	59	395	7,0	279	4,9	154	2,7	1,90	0,71
29.11.89	345	6,1	47	298	5,3	168	3,0	113	2,0	1,60	0,56
30.11.89	556	9,8	52	504	8,9	228	4,0	278	4,9	0,83	0,45
2.12.89	443	7,8	26	418	7,4	234	4,1	181	3,2	1,34	0,56
3.12.89	434	7,7	39	395	7,0	253	4,5	148	2,6	1,63	0,64
4.12.89	493	8,7	61	432	7,7	309	5,5	129	2,3	2,36	0,72

De ce tableau, on peut extraire les informations suivantes :

- A l'époque la plus sèche (fin de l'été 1988 après plusieurs mois sans précipitation), l'évapotranspiration se maintient aux environs de 1 à 1,5 mm par jour. Les seules ressources disponibles étant constituées par l'eau de la nappe phréatique située à plus de 25 m de profondeur, il faut admettre que la végétation peut encore extraire de l'eau à cette profondeur. Les observations biologiques confirment d'ailleurs l'état actif de la végétation (présence de jeunes feuilles ou de fleurs). Pendant cette période le flux de chaleur sensible H représente cependant toujours près de 70 % de l'énergie disponible  $R_n - G$ .
- L'expérimentation de novembre 1989 (début de l'été) réalisée strictement sur le même site montre des évapotranspirations un peu plus élevées, 2 à 3 mm par jour, près de 5 mm le 30. Par contre les précipitations relativement abondantes des 31 novembre et 1er décembre (une vingtaine de millimètres) ne paraissent pas avoir affecté beaucoup l'évaporation.

TABLEAU 2 - 50

Eléments du bilan d'énergie et rapport de Bowen à Hinck (Australie du Sud) en  $W.m^{-2}$  et mm par jour au-dessus de la prairie sèche et du sol nu

DATE	Rn		G	Rn-G		H		E		$\beta$	H/Rn-G
9.03.88	338	6,0	43	295	5,2	243	4,3	52	0,9	4,7	0,82
12.03.88	224	4,0	23	202	3,6	171	3,0	30	0,5	5,6	0,85
13.03.88	235	4,1	17	218	3,9	178	3,2	39	0,7	4,5	0,82
14.03.88	203	3,6	17	186	3,3	147	2,6	39	0,7	3,7	0,79

Ce qui peut surprendre à l'examen des données de ce tableau sont les valeurs élevées de l'évaporation. Il s'agit en effet ici d'une prairie totalement sèche et les valeurs observées ne peuvent provenir que de l'évaporation du sol, ou d'une erreur systématique due à la méthode. En effet, dans le cas qui nous intéresse ici, les gradients de températures sèches ( $\Delta T_s$ ) et humides ( $\Delta T_w$ ) sont faibles.

Dans la formulation de l'évaporation qui utilise le rapport de Bowen :

$$E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}, \beta \text{ est fonction de } \Delta T_s / \Delta T_w.$$

De très faibles écarts de la température humide entre les deux niveaux de mesures, nous place dans les plus mauvaises conditions.



Une étude détaillée (Fuchs et Tanner, 1970) a montré qu'au-dessus de sols nus évaporant très faiblement, l'erreur relative  $\delta\beta/\beta$  était comprise entre 0,35 et 0,85 entraînant une erreur relative  $\delta E/E$  à peu près identique. Au-dessus d'une prairie irriguée, ces erreurs tombent à 10 à 25 %.

Philip (1987) démontre également qu'il existe une limite physique du rapport de Bowen, valeurs maximales que peut prendre ce rapport en fonction de l'humidité à la surface et de la température de la surface avec dans tous les cas  $\beta \leq \beta(T_s, h_s)$ .

Pour des époques comparables (été austral) par rapport aux valeurs observées sur le site de Nouméa on pourra simplement constater que la situation la plus "sèche" observée sur ce site ( $\beta = 0,61$  et  $H/Rn - G = 0,37$ ) est celle qui se trouve la plus proche de la situation la plus "humide" relevée sur le site de Hinck ( $\beta = 0,85$  et  $H/Rn - G = 0,45$ ). Dans un cas le flux de chaleur sensible au-dessus de la végétation atteint au maximum 35 % de l'énergie disponible et représente en moyenne 30 % de celle-ci, dans l'autre il est rarement inférieur à 70 % de l'énergie disponible.

## 2 - 4 - 3 LA METHODE AERODYNAMIQUE SIMPLIFIEE ET L'UTILISATION DE LA THERMOGRAPHIE INFRA-ROUGE

### 2 - 4 - 3 - 1 La méthode

Dans la partie consacrée aux généralités sur les flux (2 - 1 - 1 - 3 c), nous avons montré comment Riou (1982) aboutissait à l'expression suivante de H en conditions de forte instabilité :

$H = \alpha \left| \Delta T \right|^{3/2}$  avec  $\alpha = 1,3 \rho C_p (g/t)^{1/2} / [3(z_1^{-1/3} - z_2^{-1/3})]^{3/2}$  où  $\Delta T$  représente l'écart de températures entre deux niveaux de référence.

Par ailleurs H peut toujours être exprimé sous sa forme :

$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_a$  où  $T_s$  désigne la température radiative de surface et  $T_a$ , la température de l'air,  $r_a$  étant la résistance aérodynamique. Se basant sur ces deux formulations de H, Brunel (1989) a montré pour des zones arides et semi-arides de Tunisie (comparables aux régions étudiées ici) que le flux de chaleur sensible en conditions de forte instabilité pouvait être exprimé par la relation suivante :  $H = 4.95 \left| T_s - T_a \right|^{1.48}$

Les expérimentations réalisées sur différents sites ont montré que cette relation restait valable pour des surfaces allant du sol nu à un couvert de céréales de 60 cm de hauteur. Les résultats faisaient apparaître en outre qu'à l'intérieur d'un large éventail de vitesses de vent, pour autant que l'on reste en conditions d'instabilité, H peut être estimé d'une façon satisfaisante simplement à partir de la température de l'air et de celle de la surface. Dans ces conditions la relation entre H et  $T_s - T_a$  semble indépendante de la rugosité pour autant que celle-ci se situe dans l'intervalle  $0,1 \geq z_0 \geq 10$  cm.

Enfin, ces résultats confirmaient l'opinion de Priestley (1959), selon laquelle, en cas de convection libre, l'influence de  $u^*$  est faible et les variations de  $\Delta u$  n'affectent pas beaucoup H.

### 2 - 4 - 3 - 2 L'équipement et le protocole de mesures

L'équipement pour la mesure de H a déjà été décrit, puisque nous avons utilisé celui du rapport de Bowen. Les températures radiatives de surface étaient mesurées au moyen de capteurs "infra-rouge" type EVEREST, réponse spectrale : 7 - 20  $\mu m$ , angle de vue 5 degrés. Ces capteurs dirigés vers le bas regardaient chaque surface sous un angle de 45 degrés, vers l'est et vers l'ouest. Des mesures complémentaires étaient également effectuées à l'aide de radiomètres portables du type MIKKRON et EVEREST.

Les données des capteurs étaient reçues toutes les 20 s sur une centrale AOIP, et toutes les 10 minutes une moyenne était enregistrée. Pour chaque surface on a utilisé la moyenne des deux observations effectuées dans les directions est et ouest. Les expérimentations dont nous exposons ici les résultats sont celles de mars 1988, réalisées à la fois au-dessus de la végétation arbustive et au-dessus de la prairie sèche.

### 2 - 4 - 3 - 3 Résultats

Les données disponibles ont été utilisées ici pour tenter d'estimer les différents termes du bilan d'énergie : rayonnement net, flux de chaleur dans le sol et flux de chaleur sensible, sur zones de prairies sèches et sous végétation arbustive.

a - le rayonnement net :

Rn s'exprime à partir de ces différentes composantes selon la relation suivante :

$$Rn = Rg - Rr + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4$$

Rg et Rr sont les rayonnements solaires de courtes longueurs d'onde, respectivement descendant et ascendant. Rg et Rn étaient mesurés, Rr estimé à 0,23Rg pour la végétation d'après une précédente étude sur le site (Schwerdtfeger, 1985).  $\varepsilon_a$  est l'émissivité de l'air pour un ciel sans nuage,  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann,  $T_a$  est la température de l'air en °K,  $\varepsilon_s$  est l'émissivité de la surface à la température  $T_s$ .

Le rayonnement atmosphérique, descendant, de grandes longueurs d'onde,  $\varepsilon_a \sigma T_a^4$ , peut être calculé connaissant  $T_a$ ,  $\varepsilon_a$ .  $T_a$  est mesurée et  $\varepsilon_a$  peut être estimée avec une précision satisfaisante par l'expression suivante (Brutsaert, 1975) :

$\varepsilon_a = 1,24 (e_0/T_a)^{1/7}$  dans laquelle  $e_0$  en mb est la tension de vapeur à la hauteur où est mesurée  $T_a$ . ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ). Le rayonnement ascendant de grandes longueurs d'onde,  $\varepsilon_s \sigma T_s^4$  peut être également calculé à partir de la température radiative de la surface  $T_s$ , l'émissivité étant prise égale à 0,97.

La figure II - 49 montre la régression obtenue à partir de plus de 200 valeurs de Rn mesurées au-dessus de la végétation et les valeurs calculées, prises toutes les 15 minutes. Le coefficient  $r^2$  est de 0,97. L'utilisation des moyennes horaires réduit encore la dispersion, et l'erreur standard d'estimation sur la valeur calculée est de  $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , avec  $r^2 = 0,99$ .

De semblables résultats ont été obtenus par Jackson (1985) au-dessus de cultures.

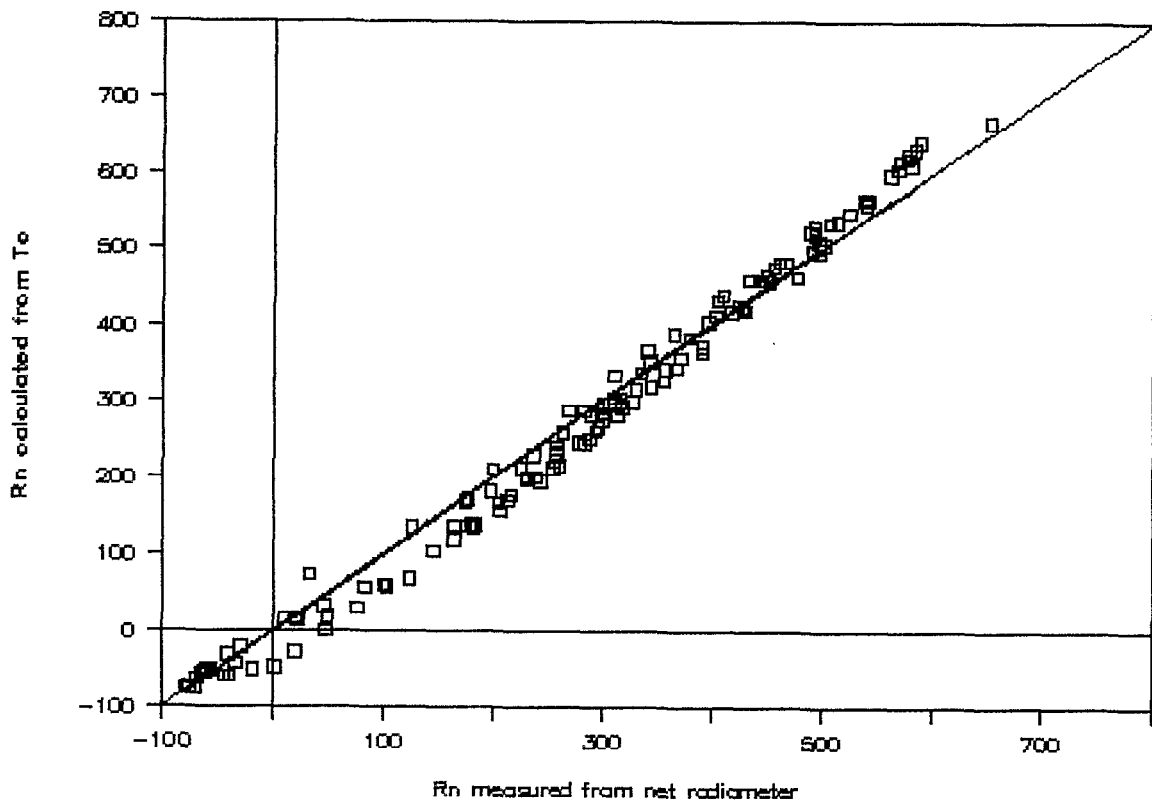


FIGURE II - 49

Rayonnement net calculé et mesuré au-dessus de la végétation (Australie du Sud)

La figure II - 50 montre les résultats obtenus pour le sol nu, on constate un écart systématique d'environ  $100 \text{ W.m}^{-2}$ . Ceci ne peut pas être dû à une erreur instrumentale sur la mesure de  $T_s$ , car elle apparaîtrait fort probablement dans les résultats précédents. Une comparaison d'instruments a été effectuée et ne montre pas de divergence sensible entre les deux systèmes de mesures, (figure II - 51). La différence observée provient donc certainement d'une sous-estimation de la température de l'air, au-dessus du sol nu dont la température est très élevée.

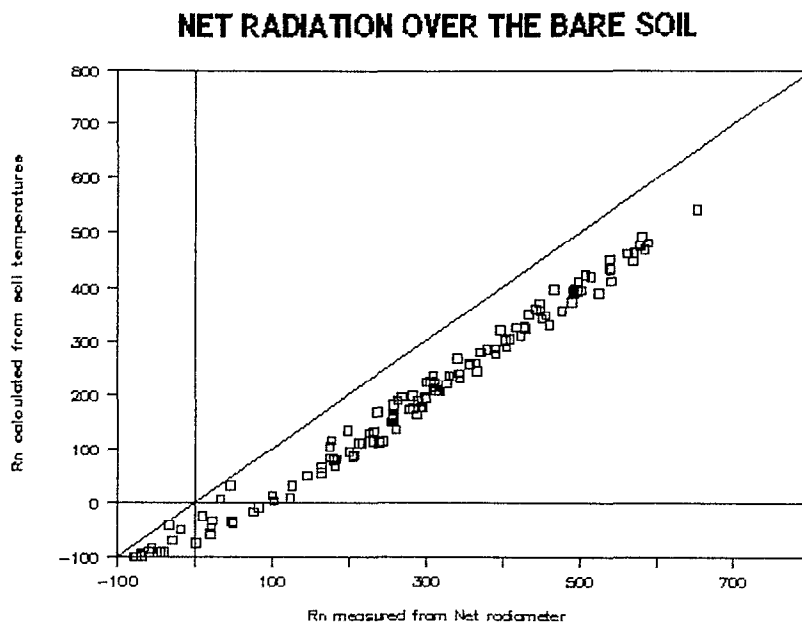


FIGURE II - 50

Rayonnement net calculé et mesuré au-dessus du sol nu (Australie du Sud)

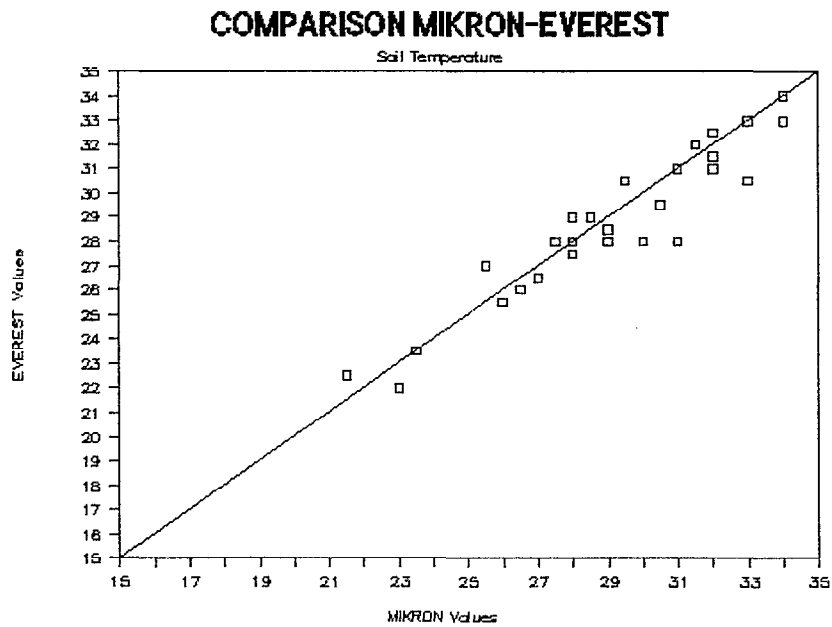


FIGURE II - 51

Comparaison instrumentale de la mesure des températures radiatives (Australie du Sud)

b - Le flux de chaleur sensible :

L'utilisation de la méthode exposée plus haut a conduit à la relation qui suit, établie à partir de 200 couples de valeurs prises toutes les 15 minutes et mesurées pour le sol nu (figure II-52):

Le coefficient de détermination est de 0,80.

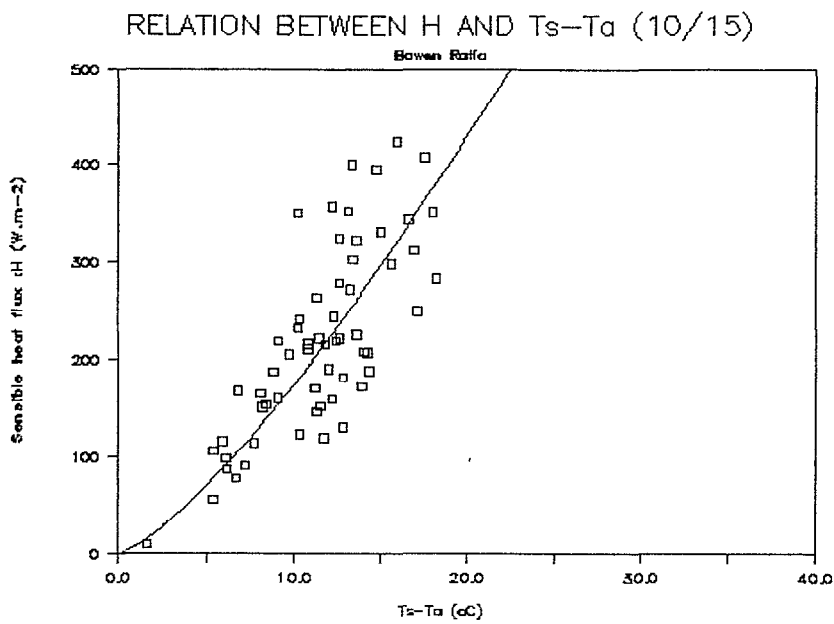


FIGURE II - 52

Relation entre H et  $T_s - T_a$  pour le sol nu (Australie du Sud)

Le graphique de la figure II - 53 montre les deux courbes représentatives de ce type de relations obtenues en zones arides du Sud tunisien et de l'Australie du Sud.

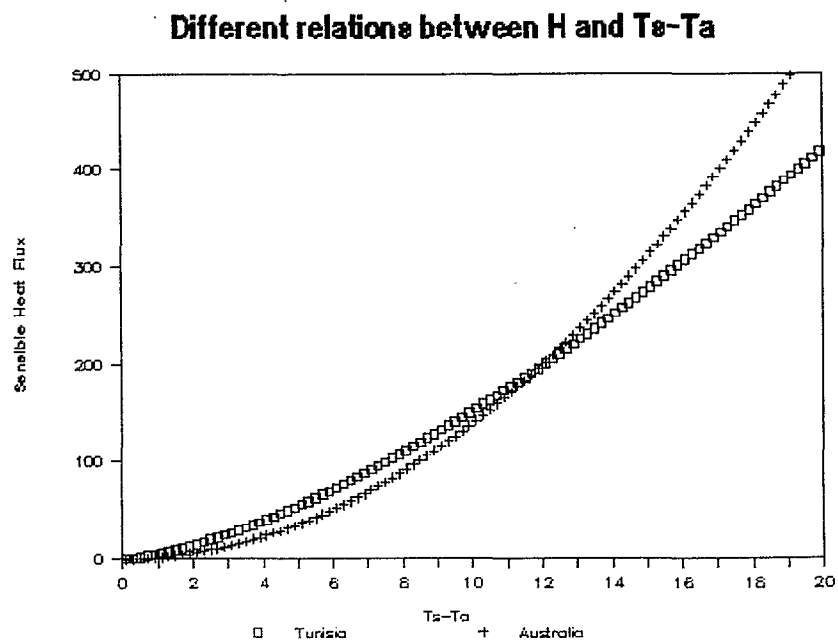


FIGURE II - 53

Relations entre H et  $T_s - T_a$  obtenues en régions arides du Sud tunisien et en Australie du Sud



Il n'est pas possible en théorie de déterminer une relation équivalente pour la végétation haute, ce qui est bien confirmé expérimentalement ici (figure II - 54).

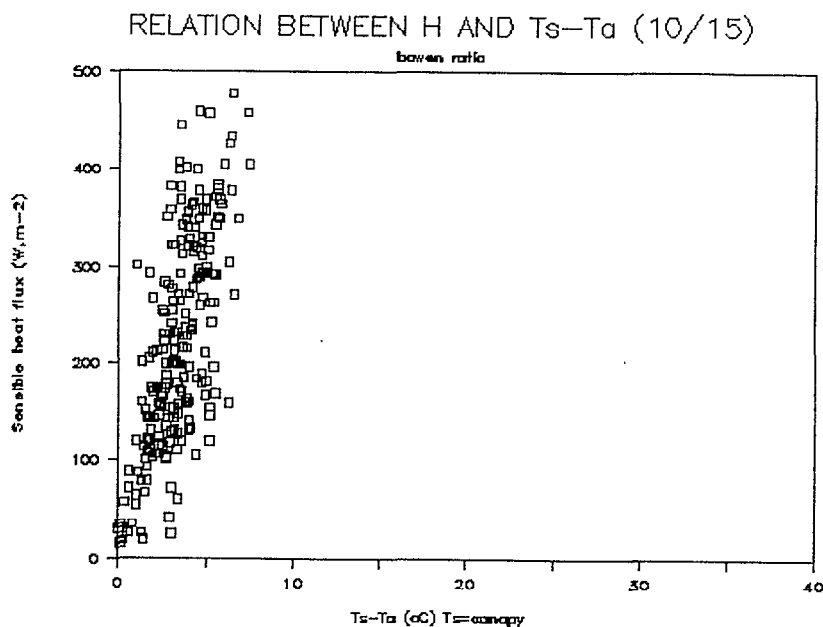


Figure II - 54

Relation entre H et  $T_s - T_a$  pour la végétation arbustive (Australie du Sud)

c - Le flux de chaleur dans le sol:

Le flux de chaleur dans le sol était mesuré à l'aide de 3 fluxmètres placés à 1 cm sous la surface, à trois endroits distincts, la valeur retenue pour le flux étant la moyenne des trois valeurs mesurées. Un premier résultat tout à fait empirique montre qu'il existe des relations entre la température de la surface du sol et le flux G..

La régression obtenue est  $G = 2,12 T_s - 45,5 \text{ W.m}^{-2}$  avec  $r^2 = 0,69$ . La relation s'améliore nettement si l'on utilise l'écart de températures  $T_s - T_a$ , on obtient  $G = 3,75 (T_s - T_a) - 19,7 \text{ W.m}^{-2}$  avec  $r^2 = 0,84$  (figure II - 55).

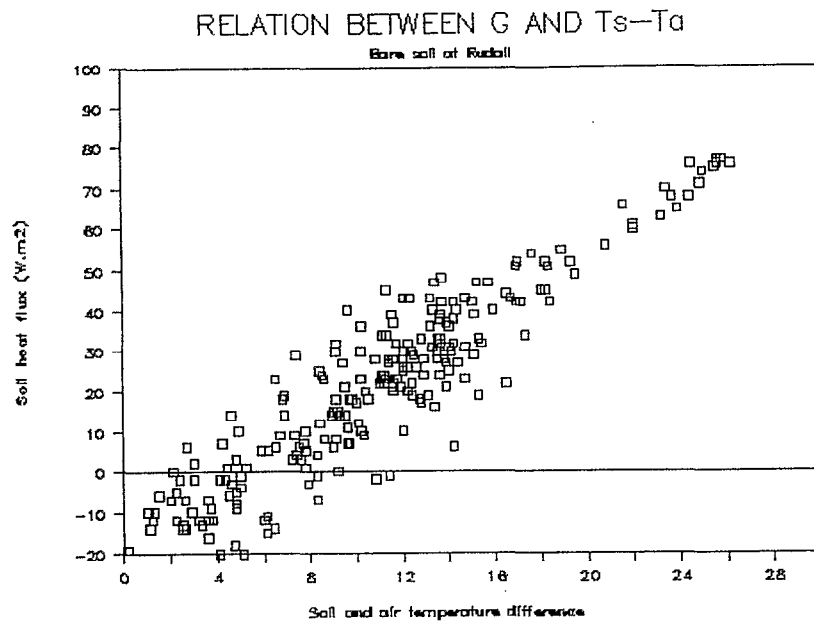


FIGURE II - 55

Relation entre G, le flux de chaleur dans le sol et  $T_s - T_a$  (Australie du Sud)

Nous avons aussi utilisé une autre approche moins empirique, en supposant que les variations  $\theta$  de l'amplitude de la température à une profondeur  $z$  dans le sol suivait au pas de temps journalier une loi sinusoidale de la forme qui suit, et en utilisant la température calculée à - 5 cm :

$$\theta = A \sin \omega t, \text{ avec } \omega = 2\pi/t_p, \quad t_p = 24\text{h et } A \text{ est l'amplitude}$$

L'équation à une profondeur  $z$  est celle d'une onde amortie :

$$\theta = A \sin \omega t, \text{ avec } \omega = 2\pi/t_p, \quad t_p = 24\text{h et } A \text{ est l'amplitude}$$

$\lambda$  est la conductivité thermique et  $C$  la capacité calorifique.  $\lambda$  et  $C$  varient avec la teneur en eau du sol. Dans le cas qui nous intéresse nous avons admis, à partir des résultats des profils isotopiques, qu'à une profondeur  $z = 5$  cm, nous nous situons au-dessus du front d'évaporation. (Walker et Brunel, 1989) et donc que  $\lambda$  et  $C$  étaient constants dans la tranche de sol considérée. Geiger (1965) fournit des valeurs de  $\lambda$  et  $D_i$ , le coefficient de diffusivité ( $D_i = \lambda/C$ ). Pour un sol sableux sec  $\lambda = 0,25 \text{ W.m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$  et  $D_i = 3,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Le paramètre  $d$  vaut alors  $d = 0,098$  m, soit environ 10 cm.

Le calcul de la température à 5 cm ( $T_{5\text{cm}}$ ) peut alors être effectué à l'aide de l'équation suivante :

$T_{5\text{cm}} = T_s + A.e^{-1/2} \sin \omega (t - 0,5)$  où  $A$  est l'amplitude diurne de la température de surface. L'estimation du flux en surface est réalisée en faisant l'hypothèse que celui-ci est proportionnel à l'écart de température  $T_s - T_{5\text{cm}}$ . En choisissant comme coefficient de proportionnalité et en intégrant sur la tranche de sol considérée, on obtient :

$$G_{\text{calculée}} = \lambda (T_s - T_{5\text{cm}}) / z \text{ W.m}^{-2}$$

$T_s$  et  $T_{5\text{cm}}$  sont les températures moyennes sur l'intervalle de temps 15 minutes. Les figures II - 56 et II - 57 montrent les comparaisons pour deux journées différentes entre les valeurs calculées par le modèle proposé et la moyenne des valeurs mesurées par les trois fluxmètres placés à 1 cm sous la surface du sol.

# GROUND HEAT FLUX COMPARISON

Ruddi 11.3.88

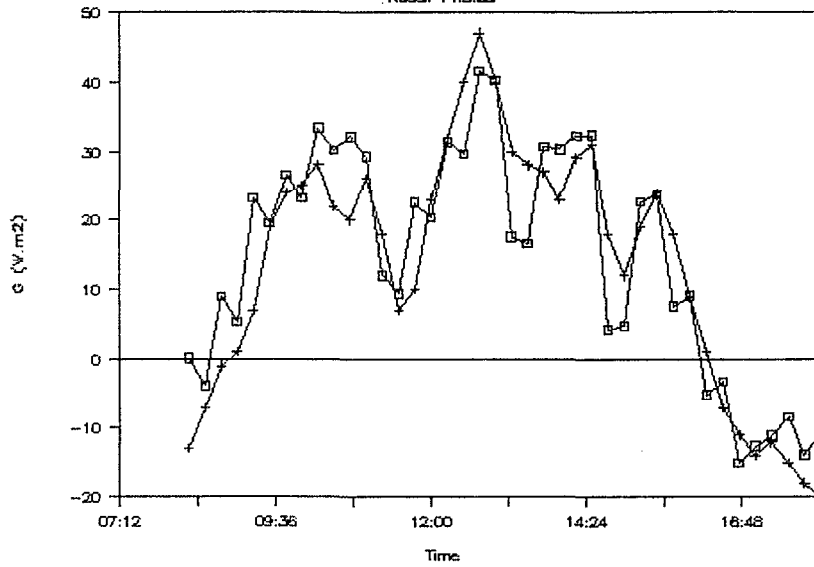


FIGURE II - 56

Evolution journalière de  $G$ , comparaisons des valeurs mesurées et des valeurs calculées  
(Australie du Sud)

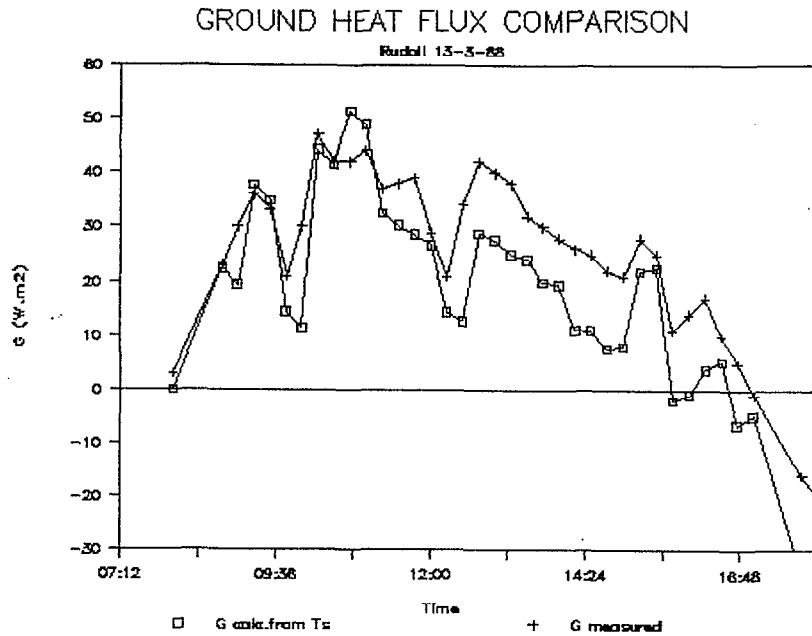


FIGURE II - 57

Evolution journalière de G, comparaisons des valeurs mesurées et des valeurs calculées  
(Australie du Sud).

Nous avons tenté de mettre au point ces différentes méthodes d'estimation des termes du bilan d'énergie afin d'essayer de définir l'influence respective des deux compartiments "Surface" et "Sommet de la végétation" dans le bilan global mesuré au-dessus de la végétation, et cela en nous appuyant sur les signatures infra-rouge de ces différents compartiments. Les calculs effectués pour quatre journées différentes ont conduit aux résultats qui figurent dans le tableau qui suit. Malheureusement ces signatures n'étaient pas suffisamment marquées pour nous permettre de vérifier la méthode d'une manière significative.

TABLEAU 2 - 51

Essai de bilan d'énergie pour chacune des surfaces composant le site

DATE	INTERVALLE	Rn(c)	Rn(s)	H(c)	H(s)	Rn(m)	H(m)
9.3.88	10:30/16:30	537	381	47	363	484	392
12.3.88	9:30/15:30	196	137	121	146	230	176
13.3.88	11:30/16:30	416	320	200	294	411	320
14.3.88	9:30/15:30	260	192	127	190	280	181

(s) se rapporte aux valeurs calculées pour le sol, (m) aux valeurs globales mesurées et (c) aux valeurs calculées pour la végétation.

#### 2 - 4 - 4 LA METHODE DES FLUCTUATIONS

##### 2 - 4 - 4 - 1 Les équations

La méthode que l'on doit à Swinbank (1951) et Dyer (1961) consiste à déterminer les flux turbulents de vapeur d'eau, de quantité de mouvement et de chaleur sensible à partir du calcul de la covariance des paramètres  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $q$  et  $T$ .  $u$ ,  $v$ ,  $w$  désignent les trois composantes de la vitesse du vent ( $w$  étant la composante verticale),  $q$  est l'humidité spécifique et  $T$  la température de l'air. Dans la pratique, les flux  $E$  et  $H$  sont obtenus à partir des fluctuations  $w'$ ,  $q'$  et  $T'$  autour de leur valeur moyenne sur un intervalle de temps approprié, par corrélations croisées.

En l'absence de gradients horizontaux, si en un point de l'atmosphère, l'air possède une densité  $\rho$ , une humidité spécifique  $q$  et que la composante verticale de la vitesse du vent est  $w$ , le flux vertical instantané de vapeur d'eau est  $\rho w q$  et donc le flux moyen sur un intervalle de temps donné pourra être noté  $\overline{\rho w q}$ .

Ceci peut être exprimé sous la forme suivante :

$$\overline{\rho w q} = \overline{\rho w} \overline{q} + \overline{(\rho w)' q'}$$

où  $(\rho w)'$  et  $q'$  sont les écarts instantanés par rapports aux moyennés  $\overline{\rho w}$  et  $\overline{q}$ .

Quand les mesures sont effectuées au-dessus d'une surface suffisamment uniforme, un seul point de mesures de  $(\rho w)' q'$  peut être représentatif de la zone étudiée. Dans ces conditions on peut également négliger  $\overline{\rho w}$ . (absence de gradients horizontaux).

Le transport vertical de vapeur d'eau est donc essentiellement  $\overline{(\rho w)'q'}$ . Ceci pose en termes précis le fait que si en un point l'air qui se déplace verticalement vers le haut est plus humide que celui qui se déplace verticalement vers le bas, il se crée un flux de vapeur d'eau vers le haut.

Enfin, si les mesures de  $\overline{(\rho w)'q'}$  sont faites à un niveau suffisamment proche de la surface, on peut négliger les variations de teneurs en vapeur d'eau et la quantité de vapeur qui passe au point de mesure est égale à celle qui quitte la surface, c'est-à-dire l'évaporation. On a donc  $E = L\overline{(\rho w)'q'}$ .

D'une manière analogue, on peut exprimer le flux de chaleur H par :  $H = c_p \overline{(\rho w)'T'}$

## 2 - 4 - 4 - 2 Instrumentation et protocole de mesures

Trois points de mesures ont été installés sur le site, deux d'entre eux au-dessus de la strate arbustive, à environ 6 m de hauteur, et le troisième sous la strate arbustive à 1 m de la surface, au-dessus d'une zone constituée d'une association sol nu - buissons. Deux de ces points étaient équipés du dispositif CAMPBELL et le troisième du système DOBBY.

Le système CAMPBELL comprenait un anémomètre sonique bidimensionnel modèle CA27 (Campbell et Unsworth, 1979) (fréquence de réponse 40 Hz, résolution 1 mm.s<sup>-1</sup>), un dispositif de mesures des fluctuations de températures utilisant de fins thermocouples (fréquence de réponse supérieure à 30 Hz), un hygromètre à absorption UV type KH20 (Campbell et Tanner, 1985) utilisant la raie du Krypton à 123.6 nm.

Une centrale d'acquisition de type 21X (fréquence d'interrogation 10 Hz) permettait de calculer toutes les 10 minutes les valeurs  $w'T'$ ,  $w'q'$ ,  $w'^2$ ,  $q'^2$  et de moyenniser ces informations sur des intervalles de 30 minutes. La résolution de l'ensemble du dispositif, capteurs et centrale est de 0,1 W.m<sup>-2</sup>. Le système DOBBY utilise quant à lui, un anémomètre sonique tridimensionnel (ce qui n'apporte rien de plus pour la mesure des flux).

Les fluctuations de températures sont mesurées à l'aide d'une résistance de tungstène et celles de l'humidité spécifique, à l'aide du même équipement, l'hygromètre à krypton (KH20). La fréquence d'échantillonnage de l'anémomètre sonique est 20 Hz. Les données étaient enregistrées toutes les 20 minutes sur une centrale d'acquisition.

### 2 - 4 - 4 - 3 Résultats

Les données que nous avons extraites de la banque de données commune permettent de fournir 3 types de résultats :

- Comparer les valeurs des flux H et E obtenus dans les mêmes conditions, à l'aide de la même méthode, sur 2 sites distants de quelques dizaines de mètres. Il s'agit des valeurs obtenues par la méthode des fluctuations à l'aide des deux dispositifs CAMPBELL et DOBBY.
- Comparer sur un même site, par la même méthode et la même instrumentation les flux issus de deux strates différentes de la végétation. Les résultats sont regroupés dans le tableau qui suit et repris sur les graphiques des figures II - 58 à II - 65.

TABLEAU II - 52

Evaporation et flux de chaleur mesurés au-dessus et au-dessous de la strate arbustive

DATE	Hs	Hi	Es	Ei	Hs-Hi	Es-Ei	Hs+Es	Hi+Ei
27 Nov.	417	439	54	51	-22	4	471	489
28 Nov.	358	388	89	82	-30	7	447	470
29 Nov.	208	246	59	39	-38	20	267	285
30 Nov.	213	217	195	197	-4	-20	408	414
2 Dec.	249	286	142	160	-37	-18	391	446
3 Dec.	344	272	99	107	72	-8	443	379
4 Dec.	381	272	76	55	109	21	457	327

Hs et Es se rapportent aux flux mesurés au-dessus de la strate arbustive et Hi et Ei à ceux mesurés en-dessous. La première constatation est que les évaporations mesurées au-dessus et en-dessous de la strate arbustive ne sont pas significativement différentes, ce qui tendrait à montrer que la totalité du flux de vapeur est issue de la strate inférieure, hypothèse renforcée par les valeurs observées après l'épisode pluvieux du 29 et 30 novembre.

Le flux d'évaporation devient en effet quatre fois plus important mais reste le même pour les deux niveaux. La végétation arbustive n'utiliserait donc pas les ressources superficielles lorsqu'elles existent, ce qui peut paraître surprenant dans un contexte climatique relativement aride, ou bien la méthode est inadéquate.



- Comparer différentes méthodes, en particulier la méthode du rapport de Bowen, avec la méthode des fluctuations, puis comparer les résultats obtenus avec les méthodes micrométéorologiques, avec ceux obtenus par d'autres méthodes, physiologique ou isotopique. Ce dernier point sera abordé après avoir exposé les résultats obtenus avec celles-ci. Le tableau qui suit fournit les valeurs de H, E, H + E et H/E =  $\beta$ , obtenues le même jour sur les mêmes intervalles de temps, par la méthode des fluctuations et celle du rapport de Bowen.

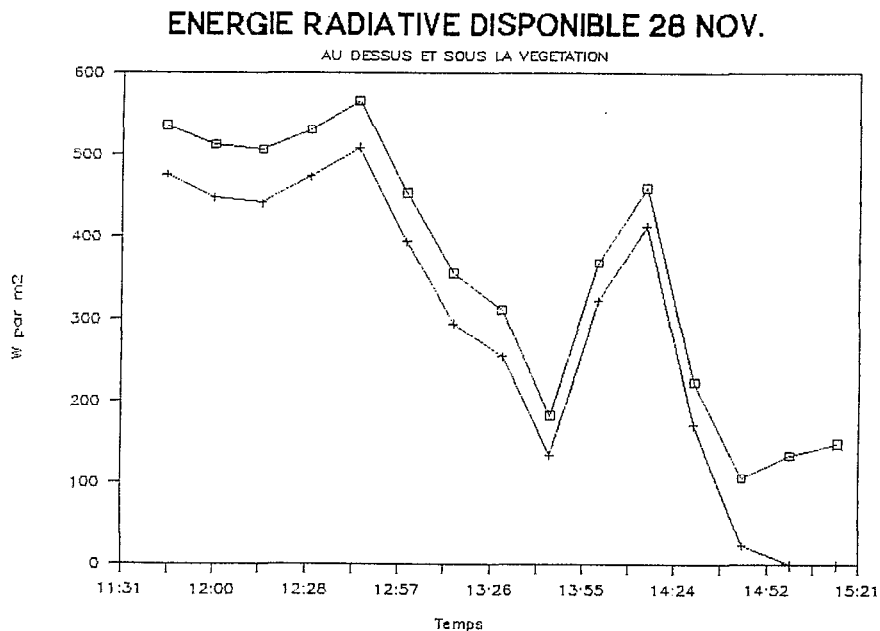
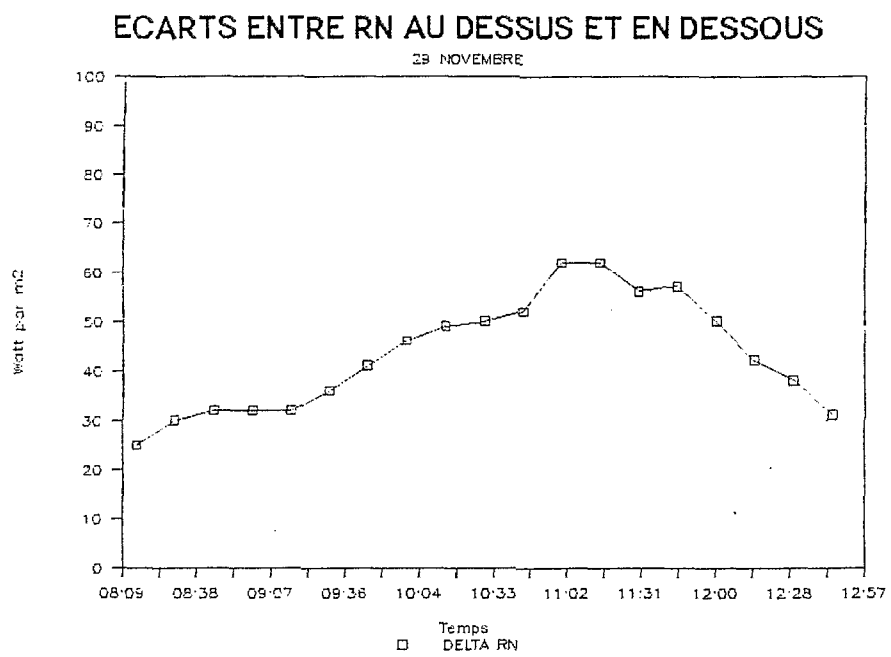


FIGURE II - 58

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud).



**FIGURE II - 59**  
 Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

# ENERGIE RADIATIVE DISPONIBLE, 29 NOV.

AU DESSUS ET SOUS LA VEGETATION

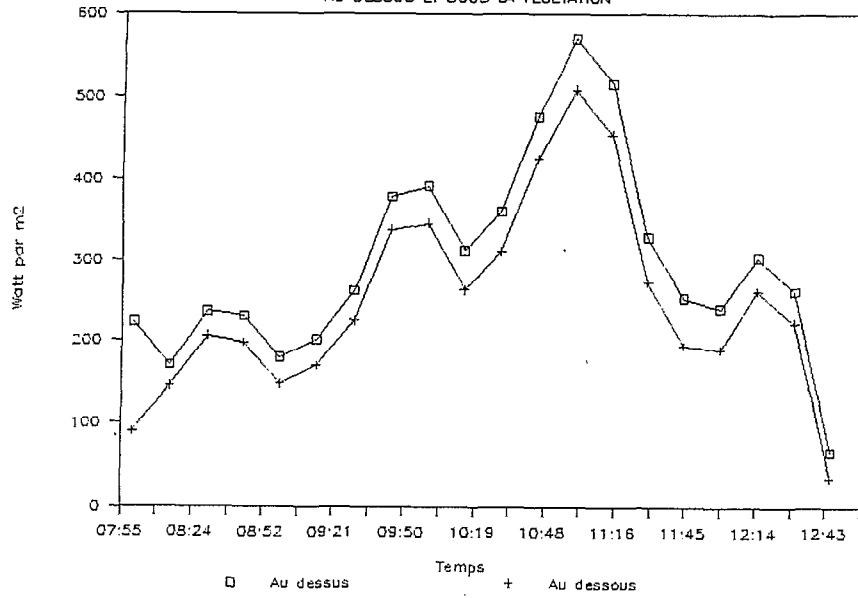


FIGURE II - 60

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

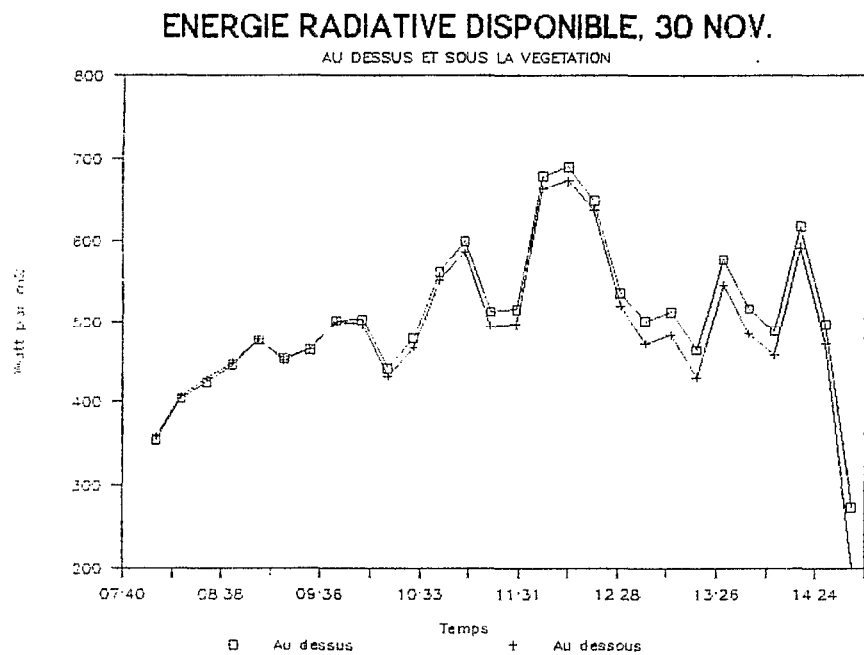


FIGURE II - 61

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

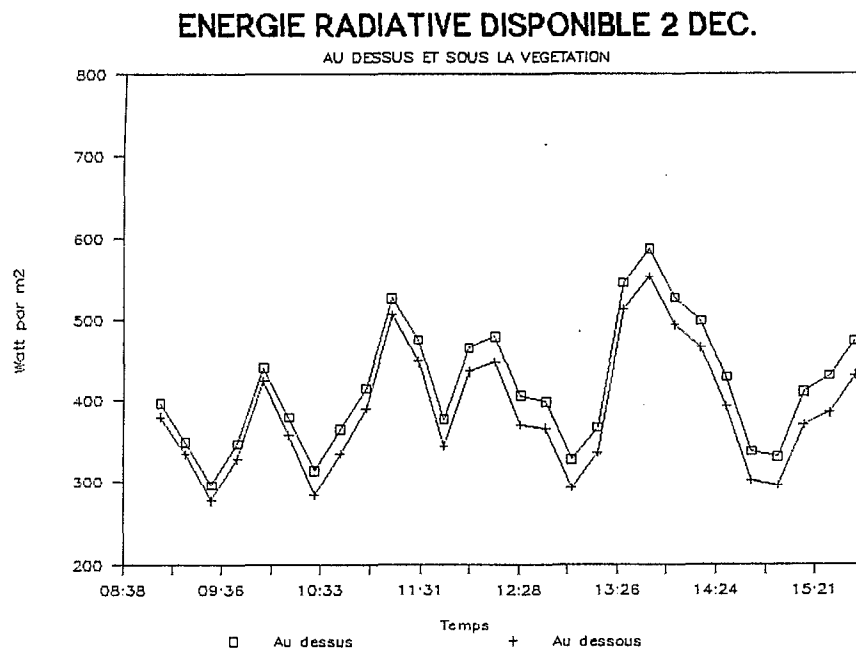


FIGURE II - 62

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

## ECARTS ENTRE RN AU DESSUS ET EN DESSOUS

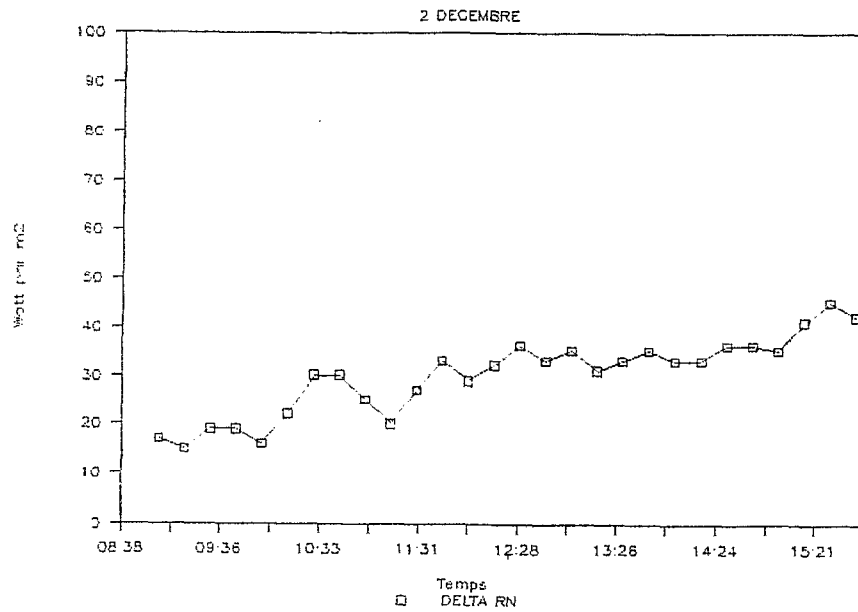


FIGURE II - 63

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

## ECARTS ENTRE RN AU DESSUS ET EN DESSOUS

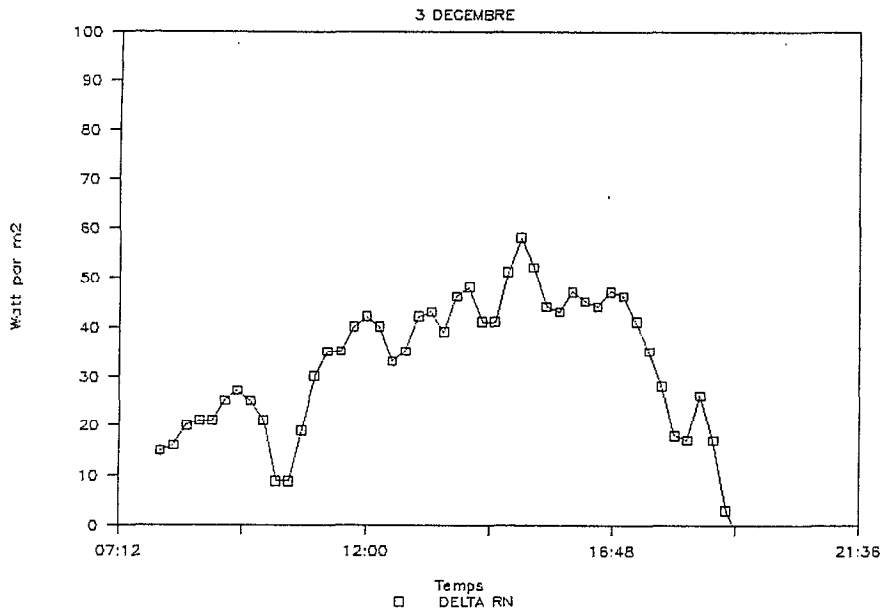


FIGURE II - 64

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)

## ECARTS ENTRE RN AU DESSUS ET EN DESSOUS

4 DECEMBRE

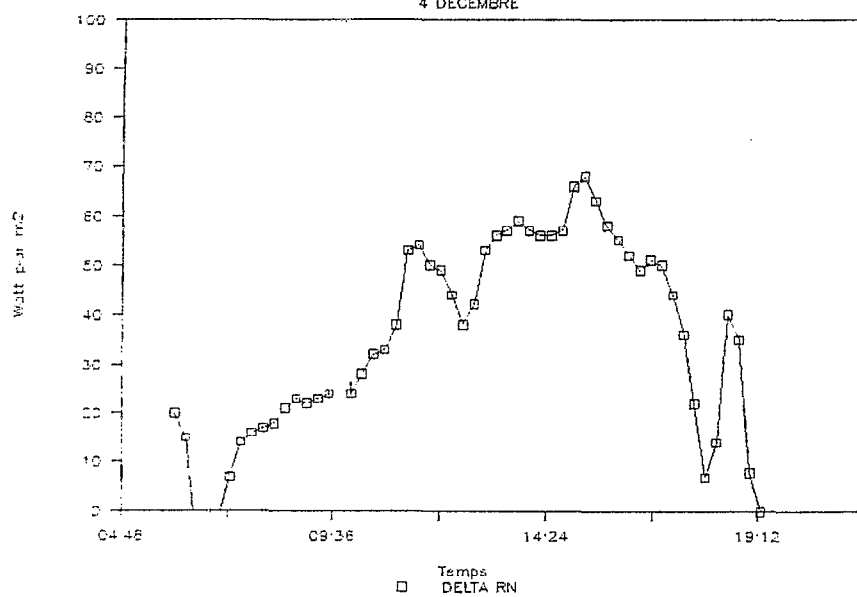


FIGURE II - 65

Variation de l'énergie disponible au-dessus et en-dessous de la végétation - Méthode des fluctuations (Australie du Sud)



TABLEAU II - 53

Comparaisons entre les flux mesurés par la méthode des fluctuations (F) et ceux mesurés par la méthode du rapport de Bowen (B).

DATE	HEURE	H	E	H+E	Rn	$\beta$	
28 Nov.	9:30/14:30	358	89	447		4,0	F
	11:00/13:30	362	172	534	622	0,5	B
29 Nov.	9:30/12:30	208	59	267		3,5	F
	9:39/12:45	200	115	315	356	1,7	B
30 Nov.	8:30/14:30	213	195	408		1,1	F
	8:30/14:30	239	286	525	577	0,8	B
2 Dec.	11:30/16:00	249	142	391		1,8	F
	11:30/15:45	248	184	432	461	1,3	B
3 Dec.	9:30/16:30	344	99	443		3,5	F
	9:30/16:30	310	176	486	538	1,8	B
4 Dec.	8:30/17:00	381	76	457		5,0	F
	8:30/17:00	340	137	477	549	2,5	B

Dans ce tableau , on extrait deux informations essentielles : (H + E) fluctuations est systématiquement inférieur à (H + E) Bowen ou (Rn - G).  $H/E = \beta$  est toujours plus grand avec la méthode des fluctuations qu'avec celle du rapport de Bowen, sauf après l'épisode pluvieux.

Les graphiques des figures II - 66 à II - 71 montrent à titre d'exemple les différents termes des bilans d'énergie mesurés par la méthode du rapport de Bowen sur prairies sèches (Figure II- 66 et II - 67) et au-dessus de la végétation arbustive (figure II - 68 à II - 71).

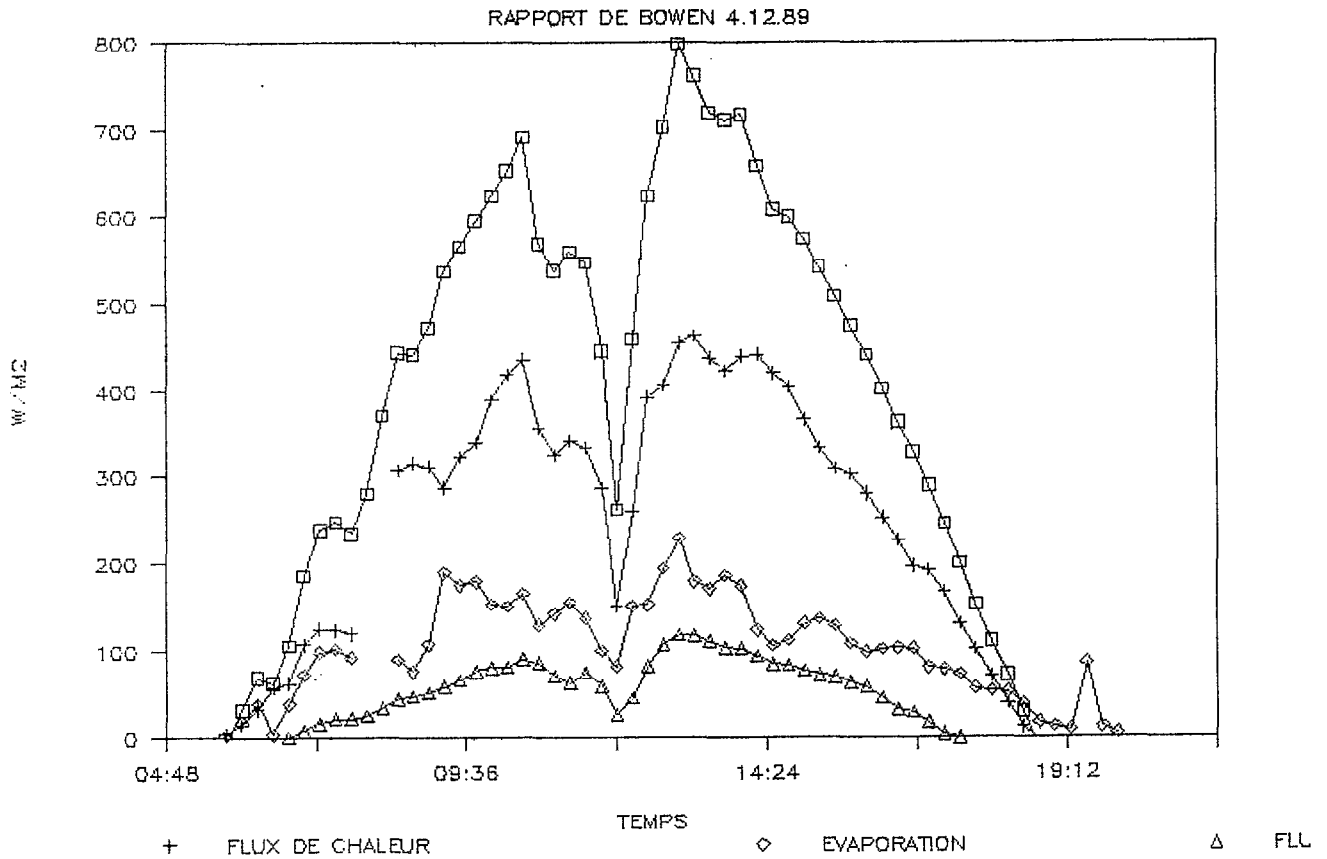


FIGURE II - 66

Exemple de bilan d'énergie au-dessus du sol nu ou de prairies sèches (Australie du Sud)

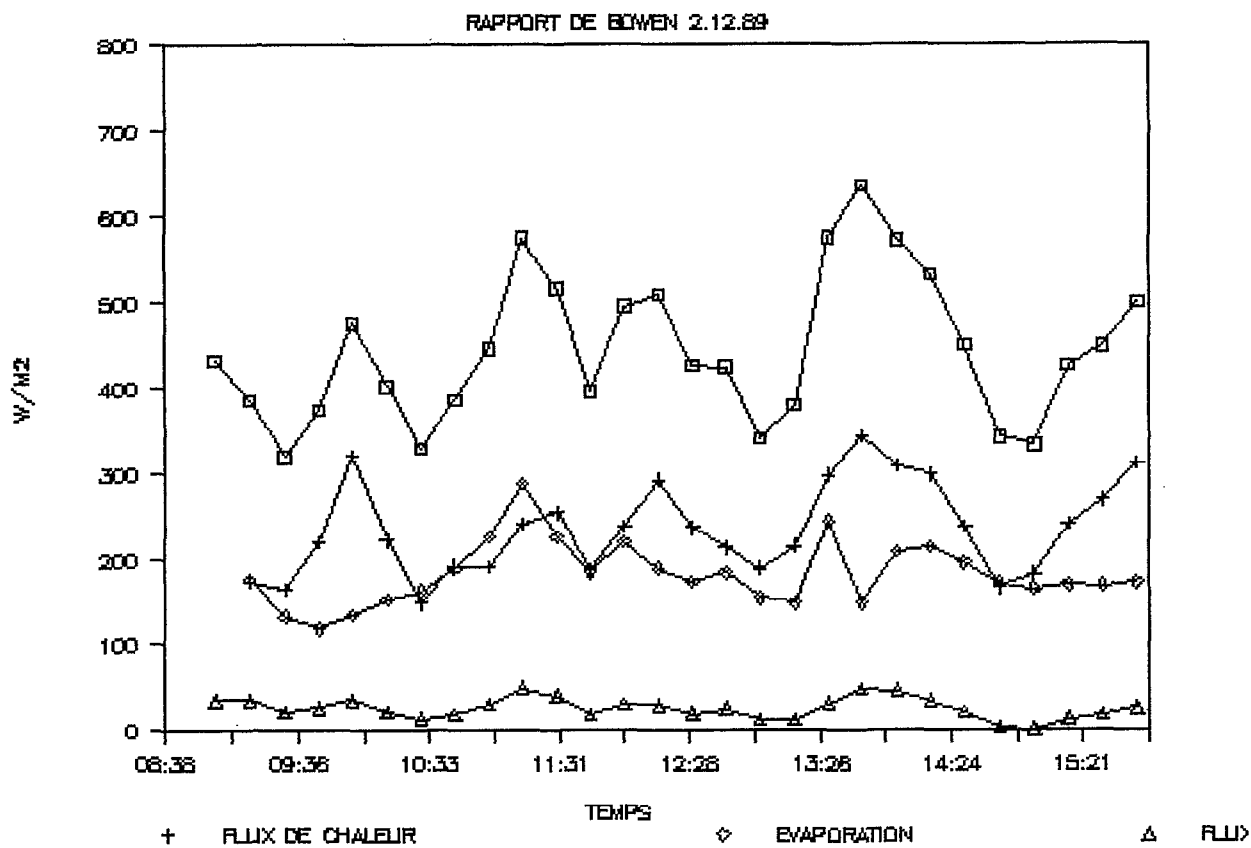


FIGURE II - 67

Exemple de bilan d'énergie au-dessus du sol nu ou de prairies sèches (Australie du Sud)

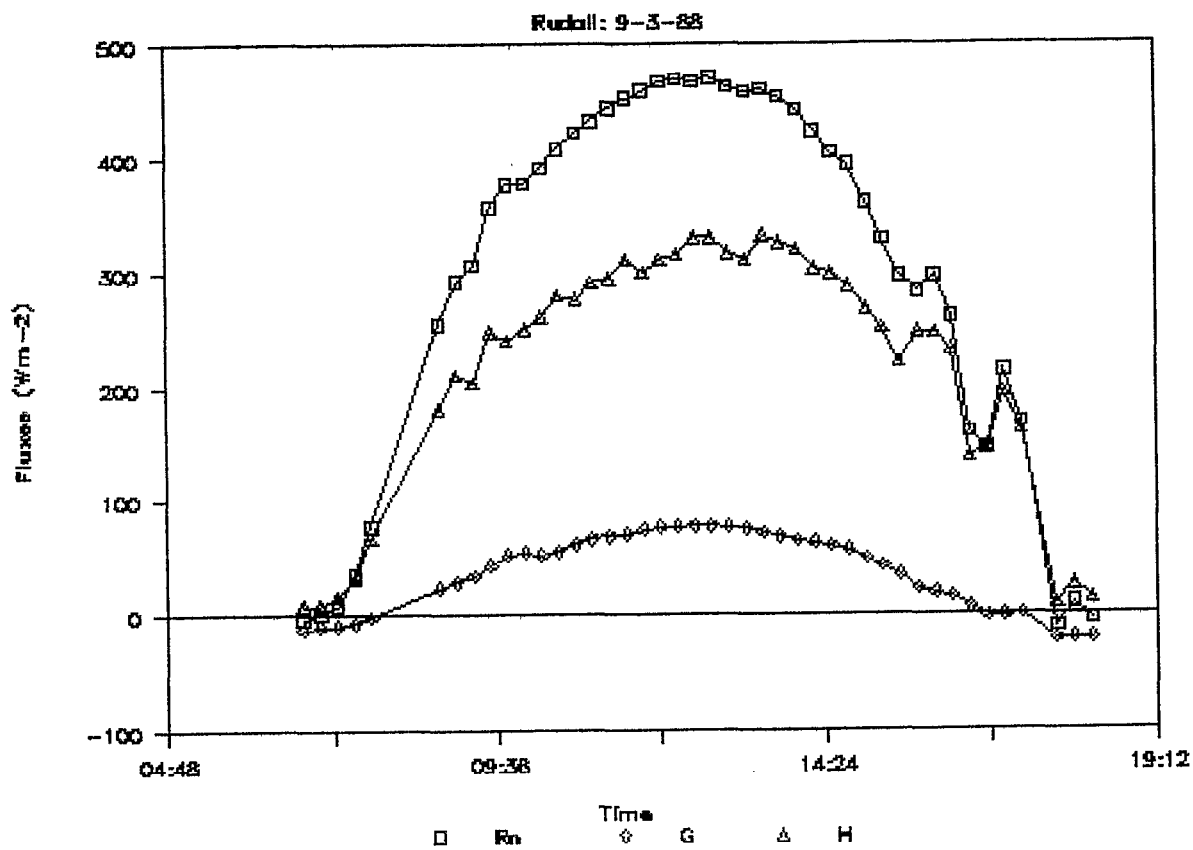


FIGURE II - 68

Exemple de bilan d'énergie au-dessus de la végétation (Australie du Sud)

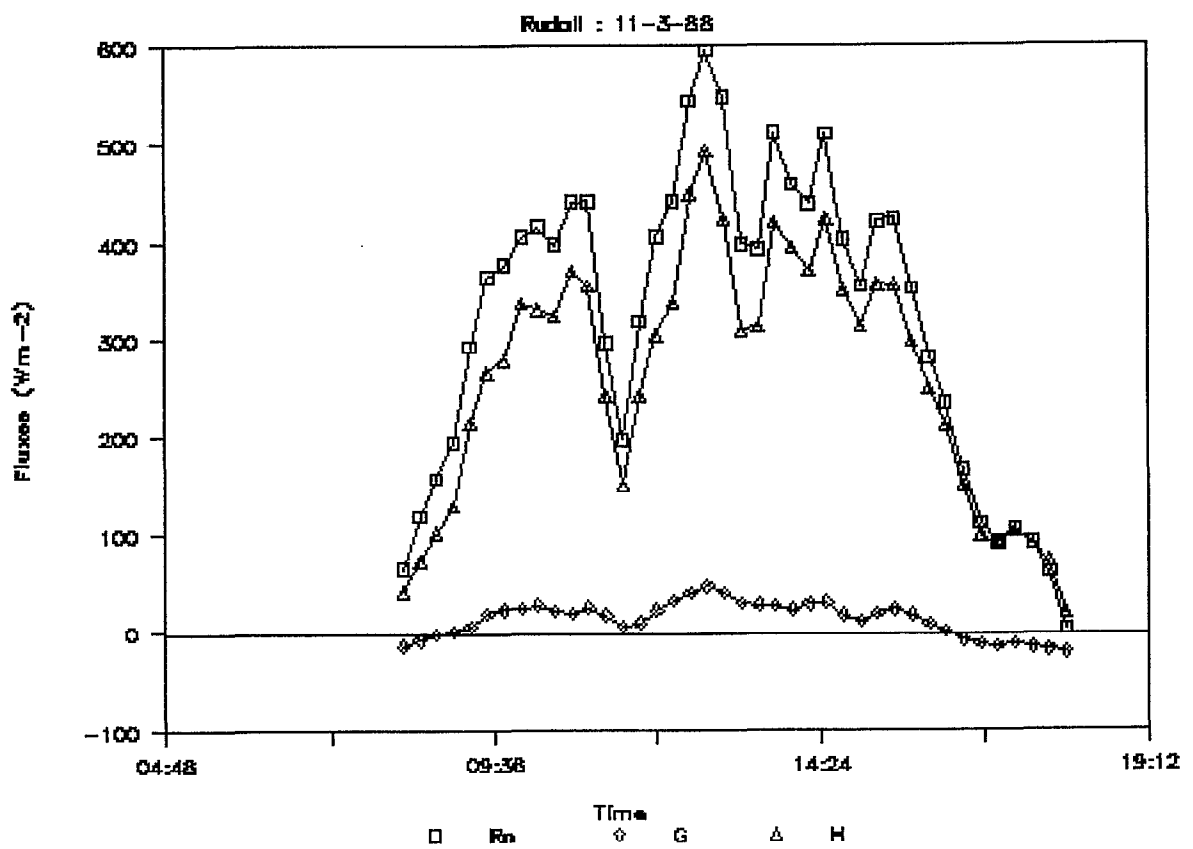


FIGURE II - 69  
Exemple de bilan d'énergie au-dessus de la végétation (Australie du Sud)

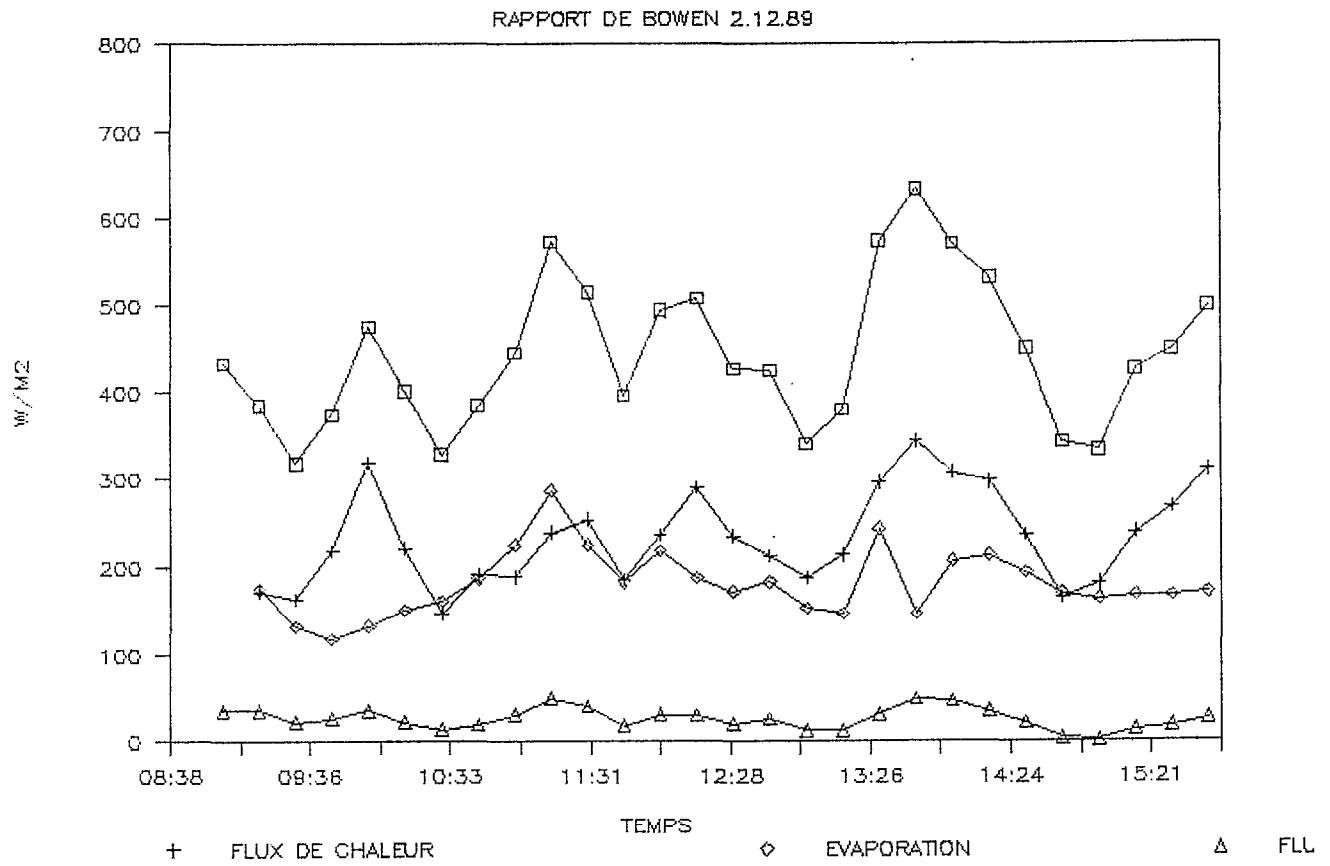


FIGURE II - 70  
Exemple de bilan d'énergie au-dessus de la végétation (Australie du Sud)

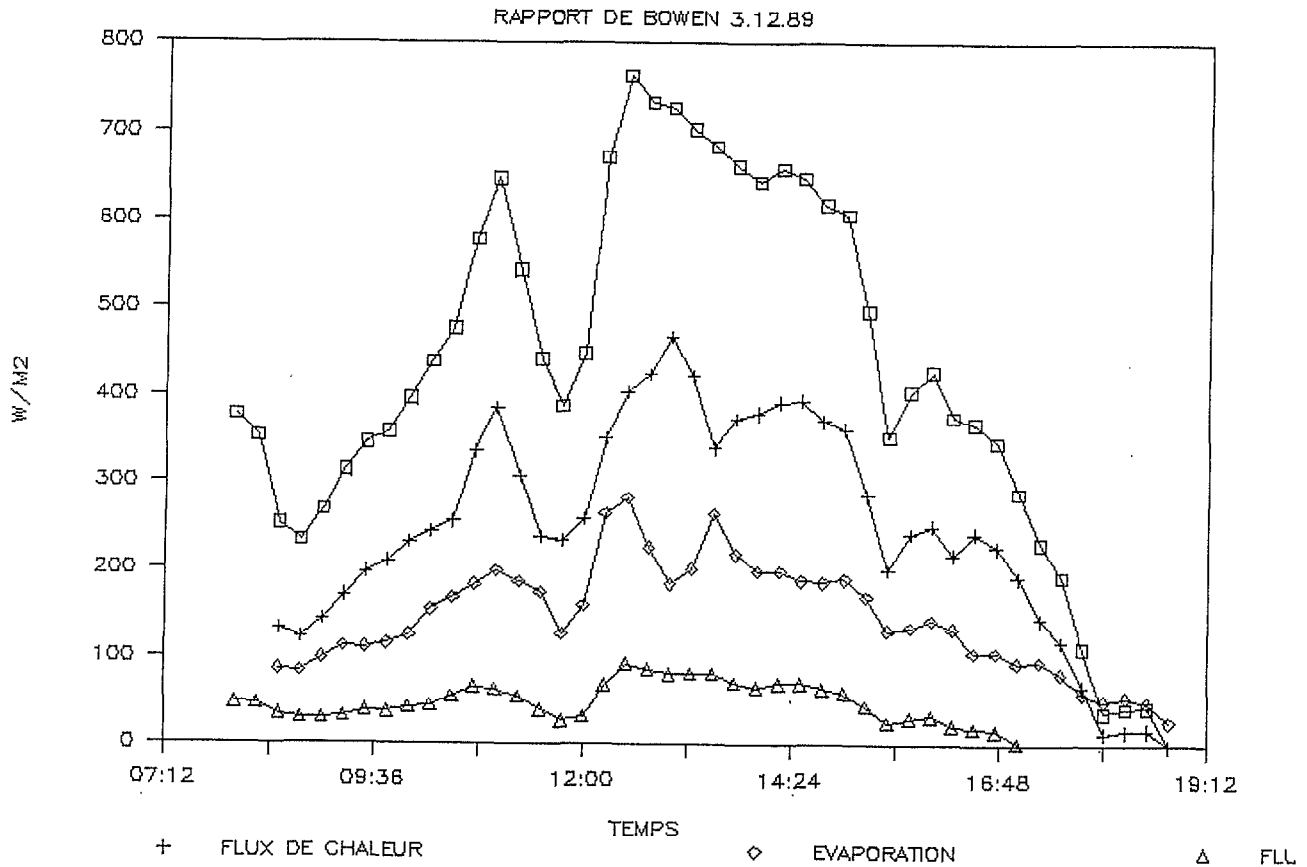


FIGURE II - 71

Exemple de bilan d'énergie au-dessus de la végétation (Australie du Sud)

2 - 4 - 5 TRANSFERT D'ECHELLE : COMPARAISON AVEC LES RESULTATS OBTENUS A PARTIR DE L'EQUIPEMENT AEROPORTE

#### 2 - 4 - 5 - 1 L'équipement et la méthode

Afin de tenter d'étendre les résultats à un ensemble plus vaste, une campagne de mesures aériennes a été réalisée au cours de l'expérimentation de mars 1988.

La zone étudiée était un quadrilatère de 40 km dans la direction est-ouest sur 25 km dans la direction nord-sud, couverte par le même type de végétation , ayant à peu près la même densité.

L'équipement aéroporté permettait la mesure des flux de chaleur sensible et latente par la méthode des fluctuations.

L'avion utilisé était un GROB-G109B, pesant 200 kg ayant une envergure de 17,40 m, une longueur de 8,10 m. Sa vitesse de croisière est de 80 à 100 noeuds. Pendant les périodes de mesures il peut voler jusqu'à 40 noeuds (20 m.s<sup>-1</sup>). Il peut évoluer jusqu'à une altitude de 5000 m et en périodes de mesures voler à 2 ou 3 m au-dessus de la végétation. Les caractéristiques techniques de l'équipement embarqué sont fournies en annexe.

Les mesures ont été effectuées aux altitudes suivantes : 100 , 200, 400 et 800 pieds, et pendant 10 minutes environ pour chaque niveau.

## 2 - 4 - 5 - 2 Les résultats

La comparaison a été effectuée entre les mesures aériennes et les mesures faites au sol par la méthode du rapport de Bowen.

Les résultats de cette comparaison (Walker et al, 1989) sont représentés sur le graphique de la figure II - 72. Les données sont regroupées dans le tableau qui suit :

TABLEAU II - 54

Comparaisons entre les valeurs de flux mesurés au sol (rapport de Bowen) et celles obtenues à partir de la méthode des fluctuations "aéroportée" (en W.m<sup>-2</sup>)

		AEROPORTE			SOL		
		E	H	E+H	E	H	Rn-G
8/3/88	10:20-10:40	50	355	405	74	384	437
9/3/88	14:10-14:45	45	291	336	49	405	454
14/3/88	14:05-14:45	40	143	183	37	150	188
15/3/88	10:20-10:40	48	250	298	55	237	294



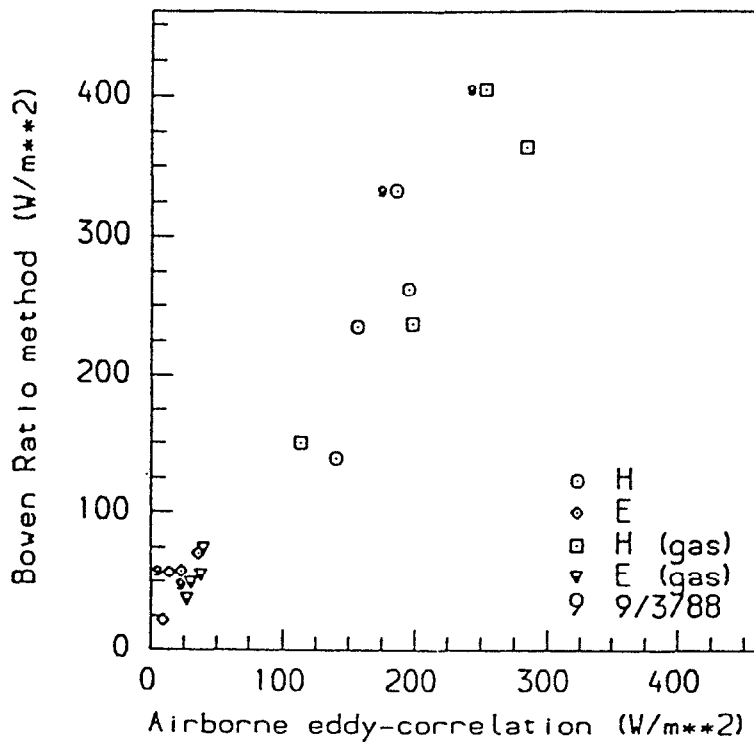


FIGURE II - 72

Comparaison entre les flux de chaleur et de vapeur d'eau mesurés par la méthode du rapport de Bowen et par la méthode "aérienne" des fluctuations

L'accord relativement bon entre les deux séries suggère que les mesures aéroportées ont été effectuées dans une zone de flux constants avec transfert unidimensionnel.

## 2 - 5 AUTRE METHODE : LA METHODE DES DEBITS DE SEVE

Si l'on peut dire d'une certaine façon que les différentes méthodes décrites dans ce qui précède, s'intéressent plus à la réponse de l'atmosphère aux stimuli biologiques, la méthode que nous allons aborder ici s'intéresse elle plutôt à la réponse de la végétation aux contraintes imposées par l'atmosphère.

A l'issue des résultats qui viennent d'être présentés, force est de constater qu'un certain nombre de points sont restés en suspens.

Quelle est réellement l'évapotranspiration globale au-dessus du site étudié ? Quelle est la source principale de la vapeur d'eau émise par ce système hétérogène à plusieurs compartiments ?

### 2 - 5 - 1 LA METHODE

La transpiration dans une plante implique un déplacement vertical de la sève. La vitesse de ce déplacement est évidemment fonction du taux d'évaporation à la surface des feuilles. Il semble que l'idée d'utiliser une impulsion de chaleur pour suivre le déplacement de la sève ait été décrite pour la première fois par Huber et al (1937). La technique qui a été utilisée ici a été décrite par Swanson (1974). Marshall (1958) a fourni les bases physiques de la méthode, mais a introduit trop de simplifications, en particulier à propos de l'homogénéité vasculaire. L'analyse numérique utilisée est celle proposée par Swanson et Whitfield (1981).

La méthode repose sur l'injection d'un flux de chaleur dans le tronc de l'arbre ou l'arbuste étudié, et consiste à mesurer ensuite la vitesse de propagation de cette onde de chaleur entre deux points de distance connue. Cette vitesse doit ensuite être convertie en vitesse de déplacement de la sève à partir des caractéristiques du matériel étudié.

Sur le plan pratique, deux thermistors sont placés respectivement 10 mm au-dessus et 5 mm au-dessous d'un tube de chauffage de 2 mm de diamètre. Les deux thermistors sont inclus dans un pont de Wheastone. Après injection de l'onde de chaleur, celle-ci se déplace de part et d'autre de son point d'injection, dans toutes les directions, elle atteint d'abord le thermistor le plus proche, qui est le plus bas, ce qui entraîne un déséquilibre du pont.

Comme la sève transporte cette onde de chaleur vers le haut, le pont retrouve son état d'équilibre quand celle-ci est à mi chemin entre les thermistors. La vitesse de déplacement de l'onde thermique est calculée à partir du temps qu'il lui faut, pour parcourir la distance entre le point d'injection et un point situé à mi distance entre les deux sondes thermiques.

Nous ne décrivons pas ici l'ensemble des équations permettant de transformer la vitesse de l'onde chaleur en vitesse de la sève. L'équipement utilisé, manufacturé par le "Soil Conservation Centre" de Nouvelle-Zélande comporte le logiciel de traitement de l'information. L'ensemble est dû à Edwards et Warwick (1984). L'équation finale donnant la vitesse de la sève est la suivante :

$$V' = U (0,505 F_m + F_i)$$

dans laquelle  $V'$  est la vitesse de la sève,  $U$ , la vitesse de l'onde de chaleur ,  $F_m$  la fraction d'eau contenue dans le tronc et  $F_i$ , la fraction de matière.

Swanson et Whitfield (1981) ont introduit en plus une correction qui prend en compte la perturbation due à la présence des thermistors et de la sonde chauffante dans les vaisseaux du bois, et ils fournissent une expression corrigée pour  $V'$ .

Cette méthode qui consiste à mesurer la vitesse de déplacement d'une onde de chaleur a été mise en oeuvre selon différentes techniques et protocoles par de nombreux auteurs Cohen et al, 1981, (1985), Kurrimasa et Kishimoto, (1975), Yamamoto et Watanabe, (1980). Comme on l'a vu, cette méthode nécessite l'utilisation d'un coefficient de correction permettant de passer de la vitesse mesurée à la vitesse réelle de la sève. Granier (1985, 1987) a utilisé une autre méthode basée sur l'établissement d'une relation entre la température d'une aiguille émettant une puissance calorifique constante et la vitesse de la sève.

Enfin, s'inspirant des travaux de Sakuratani (1981), Valancogne et Nasr (1989) ont mis au point une méthode de bilan de chaleur. Celle-ci utilise la technique d'un manchon chauffant, délivrant une puissance calorifique constante et disposé autour d'un tronc ou d'une tige.

Le bilan énergétique de l'élément de volume  $V$  isolé par le manchon s'écrit :

$$W = q_{av} - q_{am} + q_2 + q_c + Q$$

-  $q_{am}$  et  $q_{av}$  sont les flux de chaleur par conduction selon l'axe du bois respectivement vers l'amont et vers l'aval et sont donnés par les relations :

$$q_{am} = - \alpha A_{am} (dT/dx)_{am}$$

$$q_{av} = - \alpha A_{av} (dT/dx)_{av}$$

( $\alpha$  est la conductivité thermique du tronc,  $A_{am}$  et  $A_{av}$  les aires des sections transversales à l'amont et à l'aval du volume  $V$ ,  $dT/dx$  les gradients moyens de température selon l'axe du tronc à l'amont et à l'aval).

$q_c$  est le transport de chaleur par convection associé au débit de sève  $d$ :  $q_c = C_v d(T_{av} - T_{am})$

( $C_v$  est la chaleur volumique de la sève, assimilée à celle de l'eau,  $T_{am}$  et  $T_{av}$  sont les températures moyennes des sections transversales limitant  $V$  à l'amont et à l'aval).

$Q$  est la puissance calorifique utilisée pour le réchauffement du volume  $V$ ,

$W$  est la puissance fournie par l'élément de chauffage,

$q_2$  représentent les pertes de chaleur latérales estimées expérimentalement à 1/3  $W$ .

La méthode présente l'avantage de pouvoir être utilisée pour des troncs de petites dimensions, voire des tiges ou des racines. Les auteurs pensent que rien n'interdit qu'elle puisse être utilisée pour des diamètres supérieurs à 10 cm.

#### 2 - 5 - 2 EQUIPEMENT ET TYPE DE VEGETATION ETUDIEE

Six centrales d'acquisition ont été utilisées, chacune d'elles disposant de 4 canaux permettant 4 points de mesures différents. Six arbres ont donc été choisis et 4 points par arbre. Les mesures étaient effectuées automatiquement toutes les 20 minutes et stockées sur mémoires EPROM. Chaque mémoire était "vidée" une fois par jour à 19 h à l'aide d'un micro-ordinateur portable.

La végétation étudiée était constituée par deux espèces d'Eucalyptus, E. Foecunda et E. socialis. Il s'agit d'arbres multi-troncs de 3 à 5 m de hauteur avec une forme typique de parasol. Le diamètre moyen des troncs est de  $25,3 \text{ cm} \pm 0,5 \text{ cm}$  (sur un échantillonnage de 583). Les surfaces foliaires moyennes sont de  $0,74 \text{ m}^2$  pour la première espèce et  $0,73$  pour la seconde.

#### 2 - 5 - 3 RESULTATS ET INTEGRATION SPATIALE

La méthode utilisée aboutit à la connaissance de valeurs ponctuelles de vitesse de déplacement de la sève pour chaque branche ou tronc étudiés. Pour être comparable aux résultats fournis par les méthodes précédentes il faut réaliser une extension dans l'espace de ces résultats ponctuels. Cela nécessite un échantillonnage de la végétation à deux niveaux. Pour chaque arbre étudié il faut connaître la section totale, la section totale des tissus conducteurs et la surface foliaire. Il faut ensuite définir une zone représentative d'une certaine superficie pour pouvoir procéder à l'extension spatiale des résultats obtenus sur chaque arbre.

Deux zones représentatives ont été sélectionnées incluant chacune 3 des arbres étudiés, leurs dimensions étaient respectivement  $30 \times 30 \text{ m}$  et  $60 \times 15 \text{ m}$ . Un échantillon de 25 branches a été prélevé pour établir les relations statistiques entre section des branches, surface foliaire et section des tissus conducteurs, les résultats étaient les suivants :

TABLEAU 2 - 55

Surface foliaire et section transversale des échantillons de végétation

	SURFACE FOLIAIRE (m <sup>2</sup> )	SECTION (cm <sup>2</sup> )
MOYENNE	1,247	9,89
ECART.T	1,124	7,23
MINIMUM	0,042	0,95
MAXIMUM	4,782	29,99

*Régression entre surface foliaire et section*

Surface foliaire = 0,133 Section - 0,071 avec  $r = 0,857$

Surface foliaire = 1,061 Ln (Section) - 2,30 avec  $r = 0,921$

*Régression entre section des tissus conducteurs et surface foliaire*

Section des T.C. = 0,887 surface foliaire - 4,599 avec  $r = 0,938$

Rapportés à une superficie de 1 hectare, les résultats sont les suivants :

TABLEAU 2 - 56

Extension à une surface de 1 ha de la surface foliaire et de la section transversale

	<i>E. foecunda</i>	<i>E. socialis</i>	Totaux
NOMBRE D'ARBRES	744	2494	3238
SECTION TOTALE (cm <sup>2</sup> )	4527	14984	19581
SECTION TOTALE DES T.C (cm <sup>2</sup> )	590,5	1814,7	2405,3
SURFACE FOLIAIRE (m <sup>2</sup> )	550,5	1820,1	2370,6
INDICE FOLIAIRE			0,237

Les transpirations moyennes journalières calculées à partir de l'ensemble de ces données sont les suivantes en mm par jour :

TABLEAU 2 - 57

Transpiration moyenne journalière (mm par jour) de la végétation arbustive

8-3-88	9-3-88	11-3-88	12-3-88	13-3-88	14-3-88
0,114	0,112	0,099	0,080	0,086	0,074

Le graphique de la figure II - 73 montre les débits, en litres par heure, obtenus sur le tronc 6 pour 5 journées de l'expérimentation.

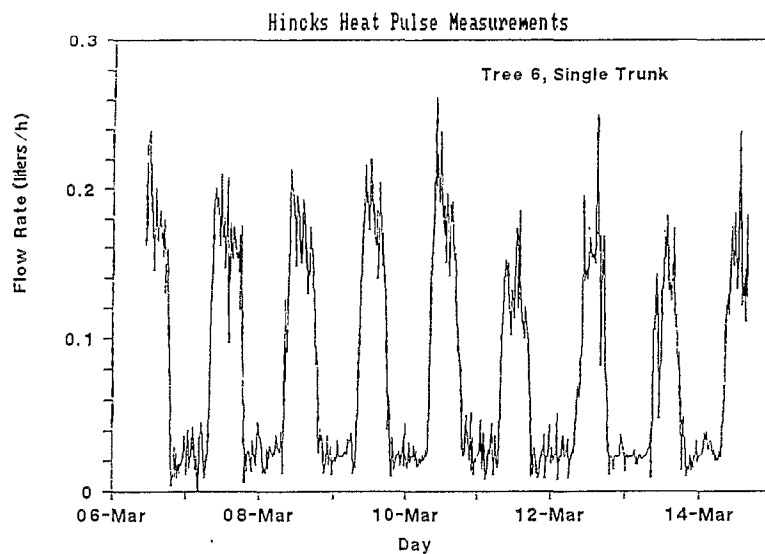


FIGURE II - 73

Mesures des débits de sève (Australie du Sud)

On constate que ces résultats sont un ordre de grandeur inférieurs à ceux obtenus par les méthodes micrométéorologiques. Les graphiques des figures II - 74 et II - 75 montrent une comparaison entre l'évolution journalière de la transpiration mesurées par la méthode des débits de sève et l'évapotranspiration mesurée par la méthode du rapport de Bowen.

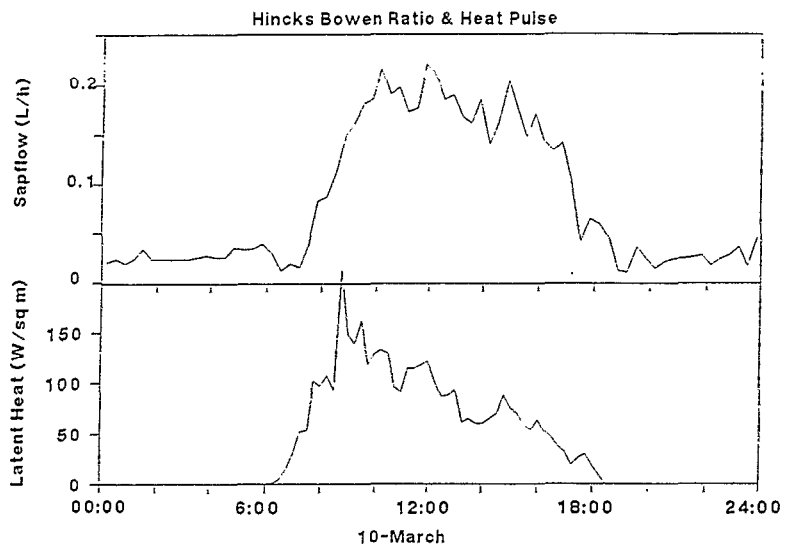


FIGURE II - 74

Comparaisons entre les résultats obtenus par la méthode des débits de sève et la méthode du rapport de Bowen

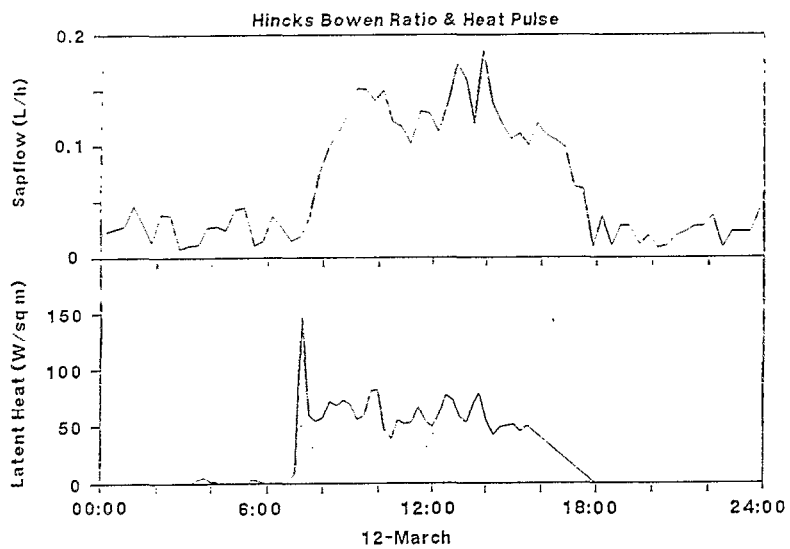


FIGURE II - 75

Comparaisons entre les résultats obtenus par la méthode des débits de sève et la méthode du rapport de Bowen



## 2 - 6 DISCUSSIONS

Cette partie a été surtout méthodologique. Nous sommes d'abord partis des méthodes les plus simples, celles qui utilisent les données du climat, qui sont aussi les plus accessibles, ayant le mérite d'exister souvent préalablement à toutes études spécifiques. Les résultats que nous avons exposés, c'est-à-dire essentiellement la quantification de l'évaporation en Nouvelle-Calédonie et ses relations avec les autres éléments du climat, pourront finalement paraître de peu d'intérêt à des regards européens.

En effet, cette connaissance de base paraît acquise depuis bien longtemps... Penman, c'était déjà il y a près d'un demi-siècle ! ... Mais l'EUROPE est un continent privilégié, il suffit pour s'en convaincre d'examiner une carte d'implantation des stations météorologiques ou climatologiques de diverses origines. En élargissant le cercle, on constate d'ailleurs que l'Hémisphère Nord n'est pas mal pourvu, lui aussi.

Mais l'Hémisphère Sud, occupé par un océan qui a lui tout seul représente plus de 35 % de la superficie totale des terres et des mers, quelle connaissance en avons-nous ? Il est pourtant plus que probable que cet océan joue un rôle primordial dans le climat de la planète par l'immense interface interactive qu'il représente.

Le problème, avec les données du climat c'est que dès que l'on sort des conditions limites de Thornthwaite (surface homogène bien alimentée en eau), elles ne permettent généralement plus d'accéder à l'information la plus importante en terme énergétique et climatique : la quantité de vapeur d'eau réellement émise dans l'atmosphère par les surfaces naturelles.

En régions tropicales humides on peut admettre que ces conditions sont celles qui prévalent et c'est la raison pour laquelle notre étude en Nouvelle-Calédonie a surtout porté sur l'ETP, d'autant plus que compte tenu de la situation du lieu d'expérimentation, nous avons admis que les données qui y étaient mesurées étaient certainement les plus proches possibles de celles qui seraient mesurées sur un point de mêmes coordonnées au milieu de l'océan, c'est-à-dire, possédant une certaine représentativité régionale.

Néanmoins, il est des situations dans ces régions que l'on peut identifier à des sécheresses et pour lesquelles la seule connaissance de l'ETP paraît insuffisante à l'agronome, à l'hydrologue ou au projeteur. Il est aussi des régions où la sécheresse est un état quasi endémique. Les méthodes pour appréhender les échanges d'énergie et de masse à l'interface continent-atmosphère sont nombreuses.

Les expérimentations ayant regroupé sur un même site un certain nombre d'entre elles sont par contre peu nombreuses (FIFE, HAPEX- MOBILHY). Notre étude méthodologique s'est donc poursuivie en région aride à semi-aride du sud de l'Australie à la faveur des deux expérimentations décrites.

Les résultats qui ont été présentés ont montré, malgré l'utilisation des dernières technologies, toute la difficulté qu'il y avait à appréhender la totalité des phénomènes dans un environnement aride et hétérogène. La fourchette dans laquelle se situent les valeurs obtenues par les différentes méthodes est acceptable, mais dans la première expérimentation de mars 1988, la méthode du rapport de Bowen indique des évapotranspirations de l'ordre de 1,5 mm par jour, alors que la méthode des débits de sève indique une transpiration de la végétation arbustive de 0,1 mm par jour.

Faut-il conclure que la différence provient de l'évapotranspiration de la strate inférieure de la végétation et du sol nu ? C'est difficile à admettre. La strate inférieure n'est représentée que par des touffes d'herbes épineuses et sèches (Spinifex), dispersées sur un substrat sableux et sec, avec par-ci, par-là quelques buissons bas de Melaleuca.

Et pourtant dans les expérimentations de novembre 1989, exactement sur le même site, les résultats fournis par la méthode des fluctuations, indiquent qu'il y avait peu de différences dans les flux de chaleur latente mesurés au-dessus et en-dessous de la forêt claire d'Eucalyptus, ce qui semble confirmer le très faible niveau de transpiration à partir de cette strate.

La comparaison des résultats fournis par la méthode du rapport de Bowen et celle des fluctuations (système CAMPBELL), montre un accord relativement satisfaisant pour les flux de chaleur sensible, par contre le flux d'évaporation obtenu par la méthode des corrélations représente 51 à 56 % de celui indiqué par la méthode du rapport de Bowen, en période sèche et 70 à 80 % après un épisode pluvieux... erreur instrumentale de l'hygromètre krypton ? des capteurs de températures ? Encore une fois la fourchette reste acceptable mais le fonctionnement hydrique du système écologique n'est toujours pas élucidé.

Tous les processus d'échanges gazeux entre la végétation et l'atmosphère obéissent en fait à des mécanismes de "feed back" que les méthodes décrites ne peuvent mettre en évidence, mais il n'existe pas de méthode unique pour appréhender l'ensemble des phénomènes. Nous verrons dans la troisième partie de ce travail comment l'utilisation des isotopes naturels de l'eau représente peut-être cette méthode unique, bien qu'il y ait encore du chemin à parcourir dans ce domaine !

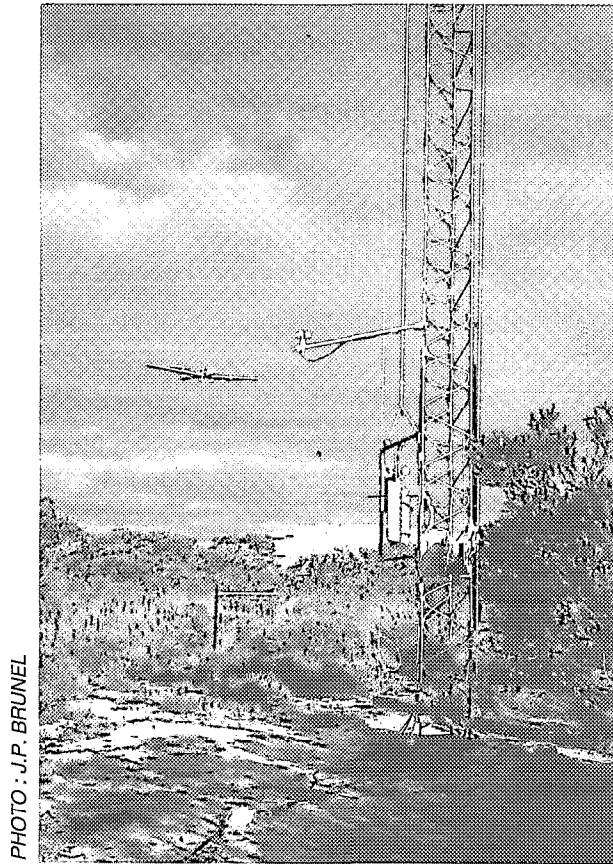


PHOTO : J.P. BRUNEL

**MESURE DES FLUX DE CHALEUR ET VAPEUR D'EAU PAR LA MÉTHODE DES FLUCTUATIONS  
AÉROPORTÉ ET MÉTHODE AÉRODYNAMIQUE (AUSTRALIE DU SUD)**



PHOTO : J.P. BRUNEL

**ÉCHANTILLONNAGE DE LA VAPEUR D'EAU ATMOSPHÉRIQUE AU-DESSUS DU SOL  
ET DE LA VÉGÉTATION (AUSTRALIE DU SUD)**

### **3 APPROCHE ISOTOPIQUE**

#### **3 - 1 POURQUOI UTILISER LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU DANS L'ETUDE DES TRANSFERTS SOL - VEGETATION - ATMOSPHERE**

Les isotopes stables de l'eau, Deuterium ou Oxygène 18 font partie de la molécule d'eau elle-même. Deux isotopes d'un même élément ne diffèrent que par la structure du noyau : suivre la molécule d'eau par ce moyen constitue donc "le traçage le plus fin et le plus conforme à l'objet étudié qui puisse se concevoir", (Fontes, 1976). Par conséquent, le même outil méthodologique peut être utilisé sans discontinuité depuis les réservoirs du sol jusqu'à l'atmosphère en passant par les différents réservoirs des végétaux.

Par ailleurs, les propriétés physiques de ces isotopes font que le changement de phase liquide-vapeur s'accompagne d'un fractionnement, lui-même marqueur du processus d'évaporation.

On peut mentionner encore qu'il existe des variations naturelles importantes de la composition isotopique de l'eau, et que celles-ci peuvent être utilisées à des fins de différenciations chronologiques ou géographiques.

Enfin, ils fournissent une information indépendante de celles données par les méthodes physiques employées généralement dans l'étude des relations eau - sol - plante - atmosphère.

Dans l'approche plus spécifique des mouvements de l'eau dans le sol, la similarité des propriétés physiques et chimiques de l'eau "marquée" et "non marquée" élimine la plupart des complications liées aux phénomènes d'adsorption des autres traceurs, il n'y a pas non plus de modification des conditions hydrauliques comme avec l'injection de traceurs artificiels, enfin leur très faible concentration avec les eaux naturelles permet la linéarisation des équations de flux (Barnes et Allison, 1988).

#### **3 - 2 UNE PROPRIETE INTERESSANTE DES ISOTOPES STABLES DE L'EAU : LE FRACTIONNEMENT**

##### **3 - 2 - 1 RAPPELS THEORIQUES**

Les molécules d'eau existent sous trois formes isotopiques :  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  (98 %),  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  (0,2 %),  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  (0,005 %).

Une propriété qui rend intéressante l'utilisation de ces isotopes dans l'étude du cycle de l'eau et de l'évaporation en particulier est le fractionnement isotopique.

Une eau qui s'évapore montre en effet un enrichissement de la phase liquide restante en "isotopes lourds" (Craig et Gordon, 1965 ; Ehhalt et Knott, 1965). Le phénomène est inverse lors de processus de condensation.

Ce fractionnement est d'abord la conséquence d'une légère différence dans les tensions de vapeur saturante des différentes espèces isotopiques. Le facteur de fractionnement est défini de la façon suivante :

$$\alpha_e^{18O} = ({}^{18}O / {}^{16}O)_{liq} / ({}^{18}O / {}^{16}O)_{vap}$$

et

$$\alpha_e^{2H} = ({}^2H / {}^1H)_{liq} / ({}^2H / {}^1H)_{vap}$$

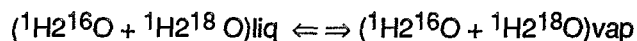
Ces coefficients calculés théoriquement par Urey (1924), Bigelsein (1965), ont été vérifiés expérimentalement par Bottinga et Craig (1969), Merlivat et Nief (1967), O'Neil (1968). Dans la gamme des températures ambiantes  $\alpha_e$  décroît lorsque la température augmente.

Entre autres relations, nous avons retenu celle proposée par Majoube (1971) :

$$\log \alpha_e = AT^{-2} + BT^{-1} + C$$

T est la température de l'air en ° K, A = 1137 pour  $^{18}O$  et 24984 pour  $^2H$ , B = - 4156  $10^{-4}$  et - 76248  $10^{-3}$  respectivement pour  $^{18}O$  et  $^2H$ .

$\alpha_e$  est homologue à la constante de la réaction isotopique :



et il est donc qualifié de "facteur de fractionnement à l'équilibre".

Merlivat et Coantic (1975) et Merlivat (1978) ont défini un second fractionnement, le fractionnement cinétique pour rendre compte du fractionnement supplémentaire induit par une diffusion moléculaire différente pour les deux espèces isotopiques. Il est défini par le "facteur de fractionnement cinétique" ,  $\alpha_k$ . Merlivat et Jouzel (1979), ont par ailleurs montré la dépendance de ce coefficient avec les conditions aérodynamiques dans la couche limite :

$$\alpha_k = \frac{(D + 1)^n + 1}{1 + \frac{\rho T}{PM}}$$

D est la différence relative entre les coefficients de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air des deux espèces isotopiques.

$\rho_T$  et  $\rho_M$  sont respectivement les résistances à la diffusion turbulente et à la diffusion moléculaire.

n est l'exposant du Nombre de Schmitd.

Les valeurs particulières proposées par les auteurs concernent les échanges océan-atmosphère et sont difficilement utilisables dans le système végétation - atmosphère dans lequel il faut prendre en compte la résistance stomatique.

**NOTE** : La notation  $\delta$

Dans tout ce qui suit, les compositions isotopiques sont exprimées en notation  $\delta$  (%), relativement au standard international SMOW (Standard Mean Ocean Water), fourni par le laboratoire de Vienne de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA)  $\delta$  est défini de la façon qui suit :

$$\delta = \frac{R(\text{échantillon}) - R(\text{standard})}{R(\text{standard})} \times 1000$$

R = rapport du nombre de molécules contenant l'un des isotopes lourds  $^2\text{H}$  ou  $^{18}\text{O}$  au nombre de molécules contenant l'isotope plus léger,  $^1\text{H}$  ou  $^{16}\text{O}$ .

### 3 - 2 - 2 APPLICATIONS

Les applications du phénomène de fractionnement isotopique à l'étude des échanges hydriques dans l'hydrosphère et la biosphère sont déjà nombreuses et potentiellement prometteuses. On peut schématiquement les classer en deux groupes, celles qui utilisent le processus même du fractionnement pour approcher le mécanisme étudié, c'est le cas pour l'étude des transferts hydriques sol - atmosphère ou végétation - atmosphère ; ou bien celles qui utilisent le résultat du fractionnement, c'est-à-dire la signature donnée à une eau particulière pour suivre son devenir le long d'un transfert. C'est un moyen d'approcher certaines des relations sol - végétation.

Nous présentons ici quelques aspects de ces applications.

### 3 - 3 LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS

Les précipitations constituent à plus ou moins long terme la source de l'eau rejetée dans l'atmosphère, il n'est donc pas inutile, sans nous y attarder, de leur consacrer ici quelques lignes.

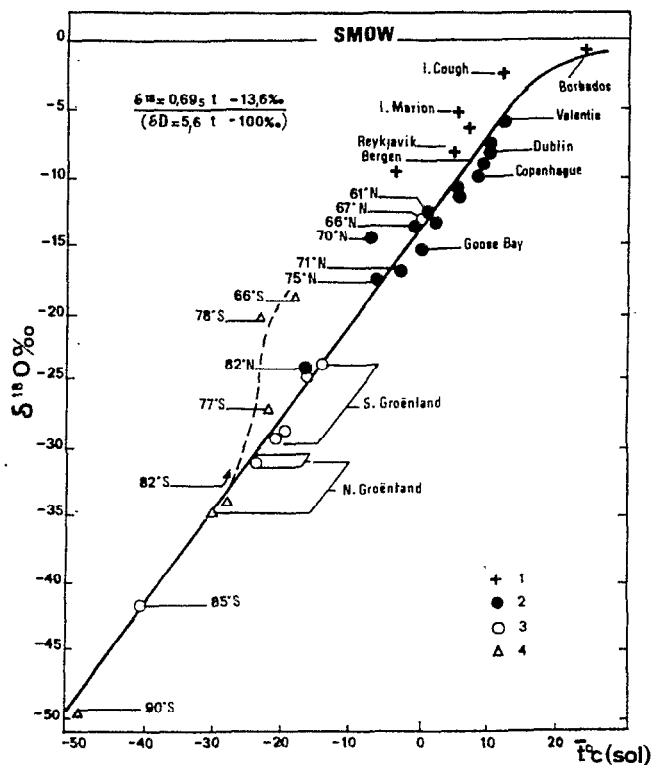
Les précipitations sont le résultat d'une ou plusieurs phases successives d'évaporation et de condensation, la composition isotopique d'une averse donnée reflète donc toute son histoire, mais celle-ci nous est difficilement accessible, sauf dans quelques cas particuliers. Il existe néanmoins certaines lois physiques et l'on a mis en évidence certaines tendances statistiques qui résultent de ces lois.

Lors d'un épisode pluvieux, l'atmosphère s'appauvrit en isotopes lourds, la vapeur restante ne donnera de nouvelles précipitations que si sa température s'abaisse (ou si sa pression augmente). Le réservoir atmosphérique sera alors un peu plus appauvri en isotopes lourds, et les précipitations formées à partir d'une vapeur appauvrie seront elles-mêmes moins riches en isotopes lourds que celles du premier épisode. Composition isotopique des eaux de pluie et température de condensation sont donc liées.

Le traçage des précipitations est donc possible et comme nous le verrons, celui de la vapeur d'eau atmosphérique l'est aussi. A titre indicatif, le graphique de la figure III - 1 montre d'après Dansgaard (1964) in Fontes (1976) les variations de la composition isotopique moyenne des précipitations en  $^{18}\text{O}$  en fonction de la température annuelle moyenne au sol, c'est-à-dire grossièrement en fonction de la latitude. Des résultats similaires existent pour l'altitude, la saison, voire des périodes paléoclimatiques. Les relations proposées par Dansgaard (1964) sont les suivantes :

$$\delta^{18}\text{O} = (0,69 T - 13,6) \text{‰}$$

$$\delta^2\text{H} = (5,6 T - 100) \text{‰}$$



Variation de la composition isotopique moyenne des précipitations ( $^{18}\text{O}$ ) en fonction de la température annuelle moyenne au sol : traçage en latitude.

- |  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| 1. Stations insulaires                       | $-4 < \bar{t} < 25^\circ\text{C}$ .   |
| 2. Stations continentales atlantiques        | $-17 < \bar{t} < 11^\circ\text{C}$ .  |
| 3. Stations de hautes latitudes              | $-41 < \bar{t} < 14^\circ\text{C}$ .  |
| 4. Stations du Groenland et de l'Antarctique | $-50 < \bar{t} < -19^\circ\text{C}$ . |

FIGURES III - 1

Traçage des précipitations en oxygène - 18 (d'après Dansgaard, 1964, In Fontes, 1976)



La condensation étant une réaction à l'équilibre, le fractionnement isotopique qui intervient lors de la formation des précipitations est un fractionnement à l'équilibre, les deux isotopes stables de l'eau ayant alors le même comportement, il a été établi une relation entre les teneurs en  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  dans les précipitations (Craig, 1961) :

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

Cette relation n'est statistiquement valable que pour les stations où l'on est assuré que les précipitations n'ont pas subi d'évaporation pendant l'épisode pluvieux. Lorsque la vapeur qui se condense provient de l'évaporation continentale, l'ordonnée à l'origine varie.

Une fois parvenues au sol et dans l'horizon superficiel du sol, les précipitations subissent une évaporation qui peut encore modifier leur signature initiale. A partir d'une certaine profondeur, la composition ne variera plus que faiblement sous la dépendance de la température ou par mélange avec d'autres eaux, avant de rejoindre la nappe. Les différents horizons du sol vont donc se trouver "marqués" par la signature de l'eau qui s'y trouve. Nous verrons comment ceci peut être exploité pour étudier les relations entre les réservoirs du sol et la végétation.

### 3 - 4 LES RELATIONS SOL - ATMOSPHERE

C'est essentiellement de l'évaporation des sols nus qu'il sera traité ici. Les méthodes physiques classiques atteignent leurs limites lorsqu'il s'agit de mesurer de très faibles évaporations, car les erreurs cumulées sur les différents paramètres mesurés conduisent à des résultats sans signification. L'utilisation des méthodes géochimiques permet alors de prendre le relais. Craig et Gordon (1965) ont été les premiers à modéliser le comportement isotopique d'une nappe d'eau libre en utilisant une loi de FICK de diffusion de la vapeur d'eau au-dessus de l'interface eau - atmosphère. Leur approche a été depuis développée et étendue à l'évaporation des sols saturés et non saturés, à la fois en régime permanent et en régime transitoire.

Zimmermann et al (1967), ont montré que l'enrichissement en  $^2\text{H}$  dans une colonne de sol saturé en eau décroissait exponentiellement avec la profondeur, avec un taux de décroissance grossièrement proportionnel au taux d'évaporation. De nombreux travaux ont été consacrés à l'étude des mouvements de l'eau dans les sols non saturés, en régime quasi permanent, par utilisation de la méthode isotopique.

On peut citer parmi les résultats les plus marquants, ceux de Munnich et al (1980), Sontag et al (1980), Allison (1982), Allison et al (1983 a), Allison et Hughes (1983), Barnes et Allison (1983).

L'application à l'estimation sur le terrain de l'évaporation des sols nus a été surtout développée par Allison et Barnes (1983, 1985), puis utilisée avec succès depuis par Youfsi (1984), Colin-Kaczala (1986), Fontes et al (1986), Christmann et Sontag (1988), Taupin (1990). Récemment Walker et al (1988), Barnes et Walker (1988) ont réalisé l'approche théorique pour les régimes transitoires.

### 3 - 4 - 1 L'EVAPORATION DES SOLS SATURES

Le profil exponentiel (figure III - 2) obtenu par Zimmermann et al (1967), sur colonne est le résultat de la compétition entre un flux diffusif descendant enrichi en isotopes lourds et un flux convectif ascendant en cours d'enrichissement.

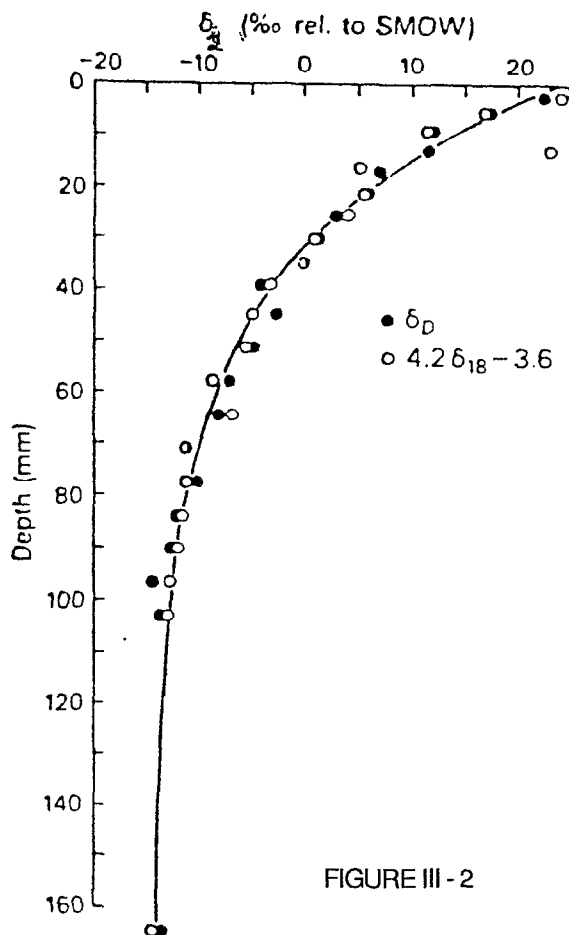


FIGURE III - 2

A l'équilibre (en régime permanent et en conditions isothermes) les deux flux doivent être égaux, ce qui entraîne :

$$D^* \frac{dR}{dz} = E (R - R_{res})$$

$D^*$  = diffusivité effective de l'isotope

$E$  = évaporation

$R_{res}$  = rapport d'abondance de l'isotope dans l'eau d'alimentation

$R$  = rapport d'abondance de l'isotope dans l'eau du sol

La solution de cette équation est :

$$R = R_{res} + (R_0 - R_{res}) \text{Exp}(-z/z_1) \text{ où,}$$

$R_0$  = rapport d'abondance de l'isotope dans l'eau du sol à la profondeur  $z = 0$

$z$  = profondeur (comptée positivement vers le bas)

$z_1$  = longueur caractéristique de diffusion de l'isotope en phase liquide

En supposant des conditions isothermes, le modèle ci-dessus ne prend pas en compte l'abaissement de température en surface due à l'évaporation. Cet effet n'est négligeable que pour les faibles évaporations seulement.

### 3 - 4 - 2 L'EVAPORATION DES SOLS NON SATURES

En régime permanent, le profil isotopique est le même que celui décrit par Zimmermann et al (1967) sauf que le maximum se situe beaucoup plus près de la surface. Au-dessus de ce maximum ou front d'évaporation, la concentration isotopique décroît rapidement vers la surface, ce qui est le résultat de la diffusion en phase vapeur du front d'évaporation vers la surface (Barnes et Allison, 1983). Dans la région située sous le front d'évaporation on retrouve les conditions de sols saturés : la circulation de l'eau se fait essentiellement en phase liquide et *le mouvement des isotopes est le même à condition de prendre en compte la dépendance de la diffusivité des isotopes avec les teneurs en eau*. Dans cette zone, les isotopes peuvent cependant encore diffuser en phase vapeur, même sans gradient d'humidité relative ni mouvement d'eau en phase vapeur (Barnes et Allison, 1984) (Zouari et al, 1985).

En régime permanent, le profil isotopique varie exponentiellement avec une fonction modifiée de la profondeur qui prend en compte les variations de teneur en eau, cette dernière affecte à la fois la diffusion et la convection. Deux approches peuvent être faites selon la partie du profil dans laquelle on se trouve :

- Près de la surface, le mouvement d'eau se fait principalement en phase gazeuse, et l'application d'une loi de FICK de diffusion permet de définir à la fois la densité de flux de vapeur et la densité de flux de l'espèce isotopique considérée. Barnes et Allison (1983, 1984) ont largement développé l'aspect théorique correspondant à ce cas et proposé un modèle qui permet d'estimer l'évaporation.

Malheureusement, le nombre de paramètres requis est très important, et la possibilité d'erreurs non négligeables sur certains paramètres, rend la méthode peu fiable (Barnes et Allison, 1983).

- Si on se place dans la région du sol où le mouvement d'eau s'effectue en phase liquide (le flux de vapeur pouvant être considéré comme négligeable), on se retrouve dans la situation décrite pour les sols saturés, dans laquelle il ne faut pas négliger l'effet des variations de teneur en eau sur la diffusion des isotopes. Le modèle proposé qui exprime  $\delta$  en fonction de  $z$  est le suivant :

$$(\delta - \delta_{res}) = (\delta_{ef} - \delta_{res}) \text{Exp} (-f(z) / z_l)$$

$$\text{avec } f(z) = \theta_l \int_{z_{ef}}^z \sigma_i dz / \theta$$

$$\text{et } z_l = D_i^{*liq} / E = (D_i^{liq} \times \sigma_i \times \tau \times \theta) / E$$

$\delta_{res}$  et  $\delta_{ef}$  sont respectivement les compositions isotopiques de la source qui alimente le profil et du front d'évaporation (valeur la plus enrichie).

$\theta_l$  = teneur volumétrique moyenne en eau

$\tau$  = tortuosité

$D_i^{*liq}$  = coefficient de diffusivité de l'isotope  $i$  en phase liquide dans l'eau du sol  
( $m^2s^{-1}$ )

$D_i^{liq}$  = coefficient de diffusivité de l'isotope  $i$  en phase liquide dans l'eau libre

$z_l$  = échelle de longueur pour la diffusion en phase liquide

$D^{liq}$  = coefficient de diffusivité de l'eau dans elle-même.

Mills (1973), Mills et Harris (1976), Harris et Woolf (1980) ont montré que ces coefficients étaient pratiquement égaux, aussi bien pour  $^{18}\text{O}$  que pour  $^2\text{H}$ , d'où  $\sigma_i = 1$

La résolution graphique de l'équation sous la forme suivante :

$$\text{Ln} [ (\delta - \delta_{\text{res}}) / (\delta_{\text{ef}} - \delta_{\text{res}}) ] = (-1/z_1 f(z))$$

permet d'obtenir  $-1/z_1$ , qui introduit dans l'équation permet de calculer E.

### 3 - 4 - 3 QUELQUES RESULTATS

Les résultats présentés ici ont été obtenus par Barnes et Allison (Barnes et Allison, 1982). Le site était une dune de sable sans végétation située à 130 km au N.NO de Broken Hill dans les zones arides du centre de l'Australie. Le profil isotopique est représenté sur la figure III 3. La difficulté essentielle dans l'exploitation d'un tel profil est de déterminer la valeur de  $\delta_{\text{res}}$  qu'il faut utiliser.

Celle-ci doit se trouver en-dessous de la zone d'enrichissement de telle façon qu'elle se trouve sur une droite de pente 8, mais elle doit aussi se trouver sur la droite de pente plus faible représentative de la zone de diffusion en phase liquide. La meilleure valeur est donc l'intersection de ces deux droites sur un graphique oxygène<sup>18</sup> - deutérium.

L'application de la méthode décrite au paragraphe précédent permet de calculer une valeur de l'évaporation. A partir des données du profil de la figure III - 3, les auteurs ont calculé une évaporation journalière comprise entre 0,033 mm et 0,044 mm.

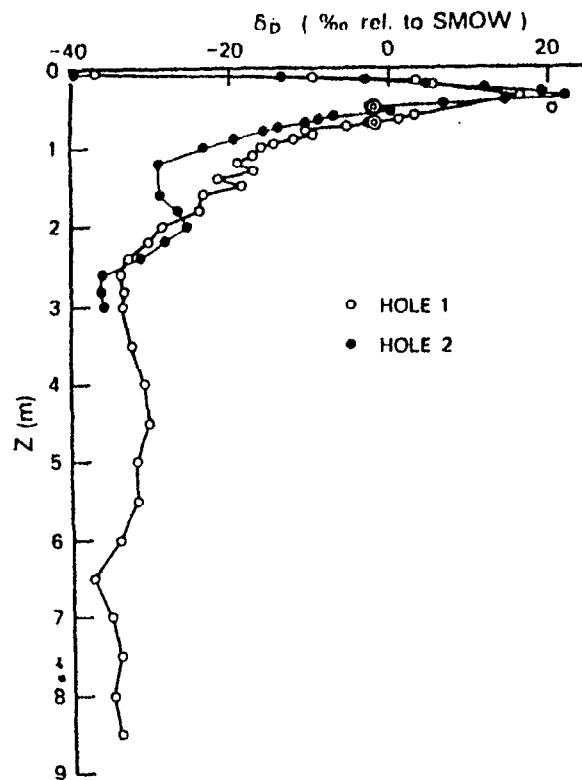


FIGURE III - 3

Profil de sol soumis à l'évaporation (d'après Allison et Barnes)

## **3 - 5 RELATIONS SOL - VEGETATION**

### **3 - 5 - 1 METHODOLOGIE**

Un certain nombre d'auteurs ont démontré théoriquement ou montré expérimentalement en laboratoire (voir 3 - 6 ) qu'il n'y avait pas de fractionnement isotopique lorsque l'eau passait du réservoir sol dans les racines. En théorie , dans le cas le plus simple, si une seule source d'alimentation en eau est disponible pour la végétation, la composition isotopique de la sève doit être la même que celle de cette source.

Dans la réalité, les choses peuvent se présenter d'une manière plus complexe car la végétation peut s'alimenter à partir de plusieurs sources de composition différente, et ceci au même instant ou bien à des époques différentes. La sève peut circuler avec des vitesses différentes dans les vaisseaux conducteurs, si bien qu'à un instant donné peuvent coexister des sèves d'origine différente si la source d'alimentation a changé entre temps. Il peut y avoir enfin mélange entre la sève des vaisseaux conducteurs du xylème et celle éventuellement stockée dans les tissus du bois.

Le système sol - végétation étudié ici correspond certainement au cas le plus fréquemment rencontré dans les régions sèches, où l'eau est généralement disponible pour la végétation à partir de 2 réservoirs, l'un constitué par les horizons superficiels où sont temporairement emmagasinées les pluies les plus récentes et l'autre par la nappe.

La composition de la sève reflète alors le mélange entre ces deux sources. La connaissance de cette composition en même temps que celle de l'eau du sol permet de définir le comportement de la végétation vis à vis de son alimentation hydrique, en fonction soit du type de sol, soit des conditions climatiques ou des deux à la fois. La mesure de certains paramètres physiques du sol, qui déterminent l'aptitude de la végétation à extraire l'eau d'un horizon donné (essentiellement ici la succion matricielle et la salinité), permet de vérifier "l'hypothèse isotopique".

### **3 - 5 - 2 DESCRIPTION DU SITE ET METHODES**

L'échantillonnage du sol et de la végétation a été fait à plusieurs époques pour lesquelles les conditions hydrauliques dans le sol et la composition isotopique de la sève étaient très différentes, entre mai 1988 et mars 1990.

La zone de l'étude était située au S.E. de l'Australie (région de Ouyen, 35 S - 142 E). Les précipitations moyennes annuelles sont de 340 mm, avec une distribution assez régulière allant de 21 mm en janvier à 38 mm en octobre. L'évaporation annuelle sur bac de classe A est de l'ordre de 1600 mm. La région est soumise à des étés très chauds et secs avec des températures au-dessus de 40° C (32,4 en moyenne en janvier), et une humidité relative de l'air souvent inférieure à 20 %.

Géomorphologiquement, le site est une dune éolienne d'environ 7 m de hauteur dominant une zone plate recouverte d'efflorescences salines qui peut être faiblement inondée après des précipitations importantes. Le sable dunaire d'origine éolienne surmonte une argile lacustre quaternaire de 1 m d'épaisseur environ, elle-même déposée sur le Pliocène sableux qui constitue l'aquifère régional. L'eau de la nappe est salée (40 mg.l<sup>-1</sup>). Enfin la dune est couverte par une végétation naturelle éparse constituée d'Eucalyptus de la forme appelée localement "Mallee", de 3 à 5 m de haut et de quelques buissons de Melaleuca.

Quatre sites ont été échantillonnées chaque fois, ils s'étagaient le long de la dune, de 0,80 m au-dessus de la nappe (site dénommé HBD), au bas de la dune, à 6,8 m au-dessus de la nappe (HTD), au sommet de la dune ; en passant par deux sites intermédiaires, 2,4 m au-dessus de la nappe (2HBD), et 4,7 m au-dessus de la nappe (2HTD). Ce dispositif devait permettre de mieux mettre en évidence les relations entre les sources d'alimentation en eau et la végétation, en renforçant les chances de voir apparaître des comportements différents de la végétation vis à vis de ces sources, grâce à la topographie.

A chaque site, des échantillons de sol ont été prélevés tous les 10 ou 25 cm, de la surface jusqu'à la nappe, et placés dans des flacons hermétiques de 500 ml. Deux arbres par site ont été sélectionnés, leurs branches ont été échantillonnées d'une manière aléatoire et des petits segments de quelques centimètres de longueur et de 1 cm de diamètre ont été placés dans des flacons hermétiquement bouchés contenant du pétrole déshydraté.

Pour certains de ces échantillonnages, des prélèvements ont été effectués depuis la base du tronc jusqu'à l'extrémité des branches, avec séparation des tissus conducteurs et des tissus du bois ; ceci pour vérifier d'éventuelles variations de la composition isotopique de la sève le long de son trajet, ou mettre en évidence des différences entre les compositions des divers tissus végétaux.

Pour chaque échantillon de sol on a mesuré les paramètres suivants :

- contenu gravimétrique en eau (méthode du séchage à 105° C)



- Salinité (méthode colorimétrique),
- Succion matricielle (technique du papier filtre, Greacen et al, 1987),
- Analyse isotopique,  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  après extraction de l'eau par distillation azéotrope, avec pétrole comme solvant (Revesz et Woods, 1990).

Pour les échantillons végétaux, on a simplement procédé à l'analyse isotopique après extraction de l'eau par distillation azéotrope, comme pour le sol.

### 3 - 5 - 3 QUELQUES RESULTATS

#### 3 - 5 - 3 - 1 Comparaison des compositions isotopiques le long du trajet de la sève et à l'intérieur des tissus végétaux

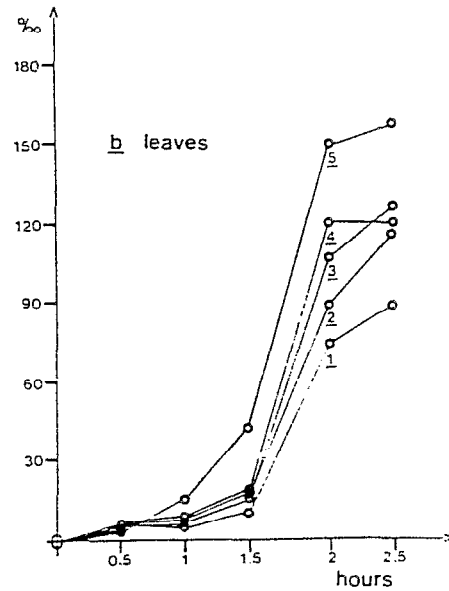
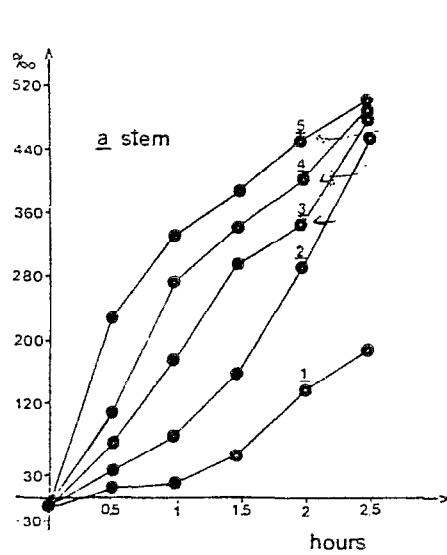
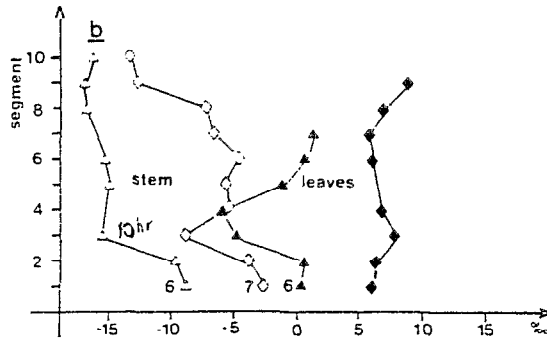
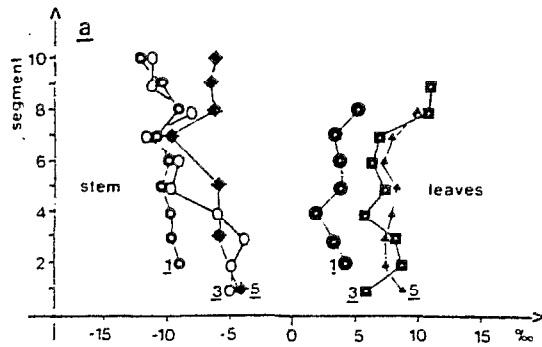
Les résultats (Brunel et al, 1990), figurent dans le tableau ci-dessous. Ils ne mettent en évidence aucune variation significative de la composition de la sève. Ces résultats sont contraires à ceux de Bariac et al (1983) obtenus sur des plants de haricots, mais sont confirmés par les résultats de Forstel et Hutzen (1982), obtenus sur de jeunes plants de pommiers (la composition isotopique obtenue après introduction d'une alimentation artificiellement enrichie, était sensiblement la même dans les différents niveaux des arbres, 2 h 30 après cette introduction (figure III - 4).

TABLEAU 3 - 1

Composition en deutérium de la sève des vaisseaux conducteurs (V.C.) et du bois, de la base du tronc à l'extrémité des brindilles terminales (en ‰)

	Echantillonnage 8		Echantillonnage 9	
	V.C	BOIS	V.C	BOIS
Tronc	- 49.9	- 49.6	*	*
Branche princ.	- 50.8	- 49.9	-41.2	- 38.2
Branche second	- 50.1	- 50.7	- 43.3	- 40.3
Brindille	- 52.4	- 50.3	- 1.7	- 40.7

Uptake of labelled nutrient solution made from distilled sea water into apple seedlings (tree 1: 1.5 h/tree 2: 5.75 h/tree 3: 8.5 h/tree 6: 10 h/tree 7: unlabelled control, harvested 10.5 h after start).



. Time dependence of tracer concentration in the segments of apple seedlings (from bottom to top). (1: 0-10 cm above roots/ 2: 20-30 cm/3: 40-50 cm/4: 60-70 cm/5: 100-120 cm).

FIGURE III - 4

Evolution dans le temps de la concentration en isotopes le long du trajet racines-feuilles (d'après Forstel, 1982)

### 3 - 5 - 3 - 2 Relations $^{18}\text{O} - 2\text{H}$

Si l'eau qui circule dans la plante correspond bien à celle qui est prélevée à une profondeur donnée dans le sol, ou à un mélange d'eau prélevée à différentes profondeurs, sa composition isotopique doit être telle qu'elle se trouve au voisinage de la droite  $^{18}\text{O} - 2\text{H}$  représentative de la composition de l'eau du sol. Sur les figures III - 5 à III - 8 sont représentées différentes situations.

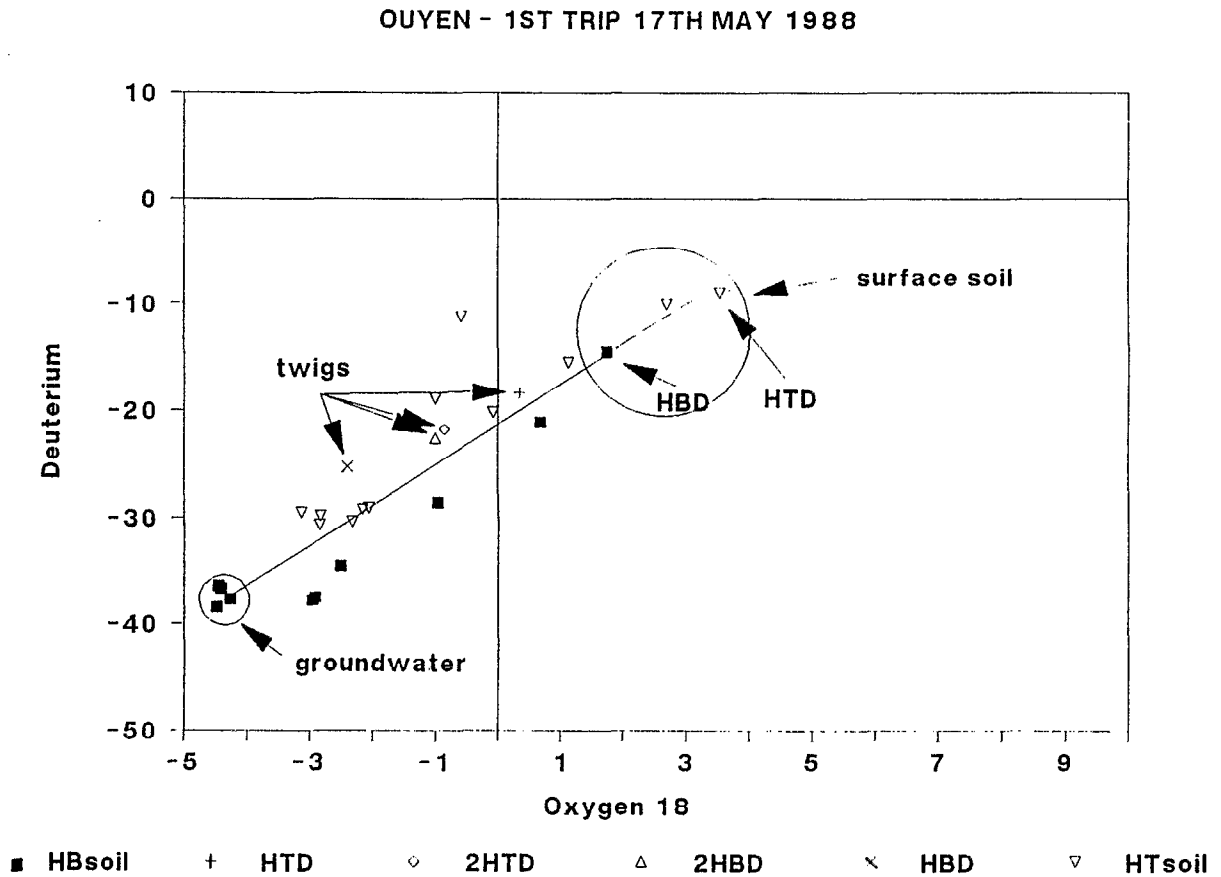


FIGURE III - 5

Relations Oxygène-18/Deutérium dans l'eau du sol à différentes profondeurs et dans la plante (Eucalyptus) - Australie du Sud (situation I)

DEUTERIUM - OXYGEN 18 RELATIONSHIP

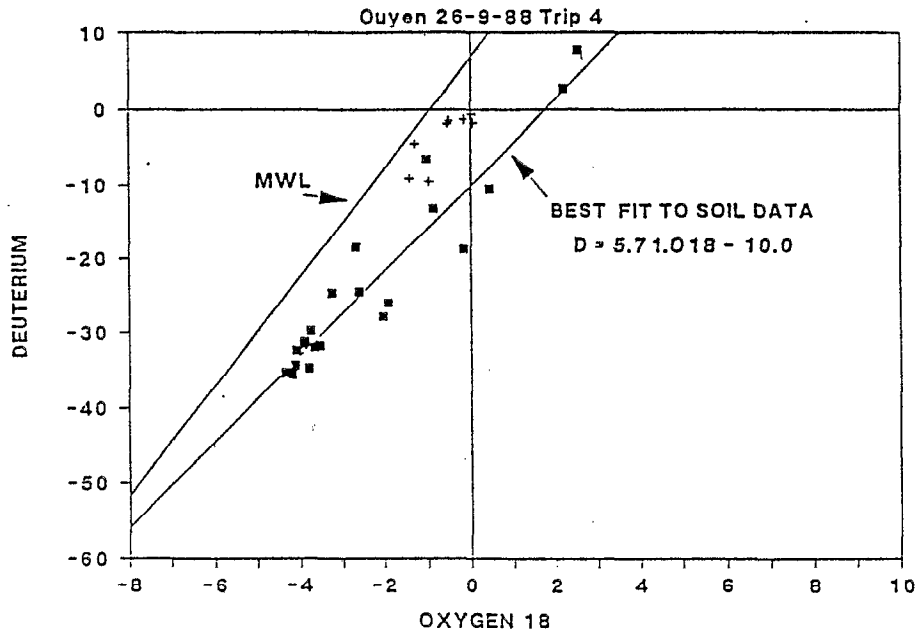


FIGURE III - 6

(situation 4)

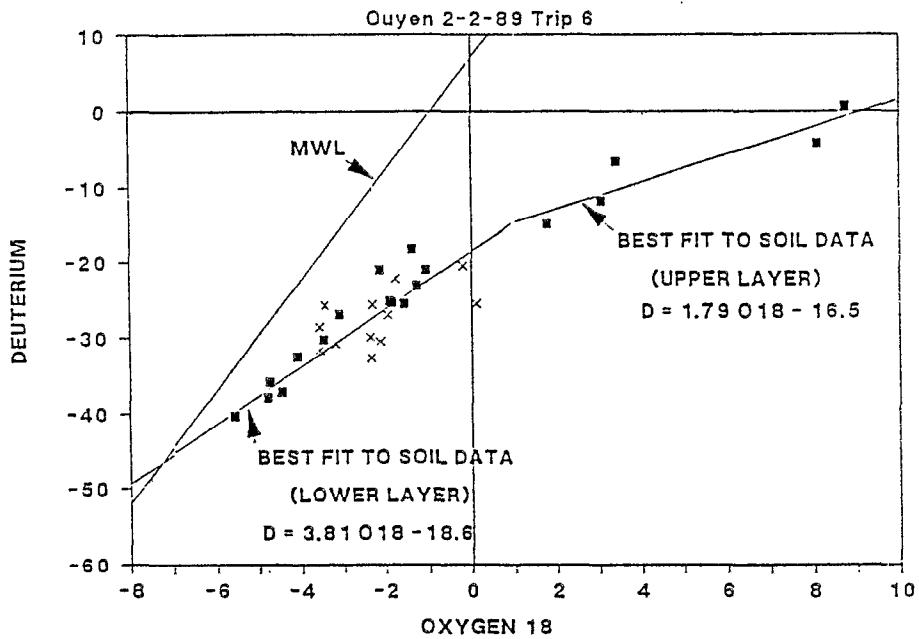


FIGURE III - 7

(Situation 6)

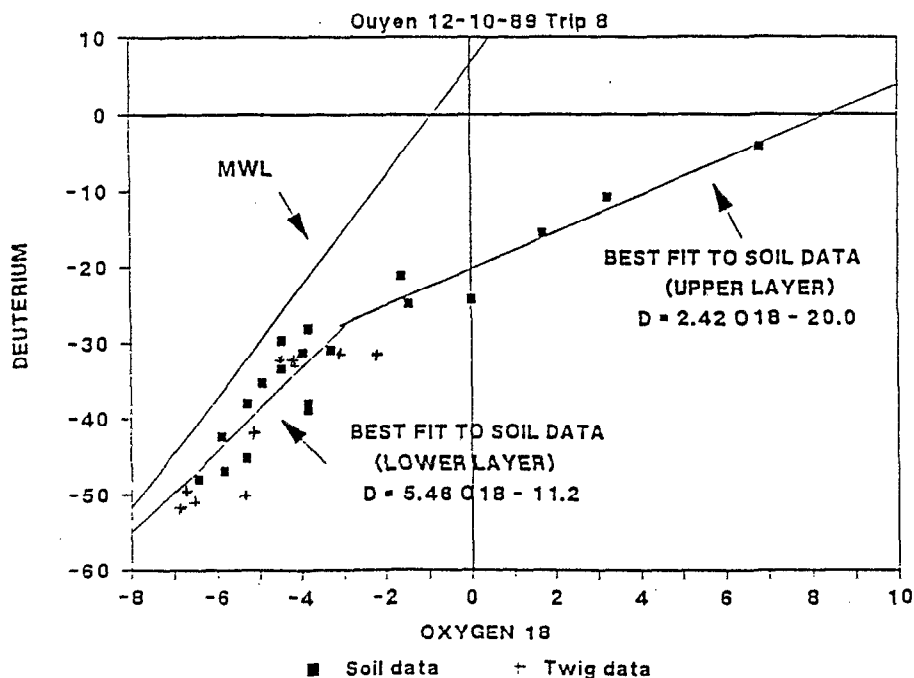


FIGURE III - 8  
(Situation 8)

Pour les situations 1, 6 et 8, les données de végétation se trouvent bien sur la "droite du sol", par contre les données de la situation 4 se trouvent au-dessus de cette droite. Dans ce cas particulier, on a avancé l'hypothèse d'une alimentation à partir d'un mélange d'eau provenant des dernières précipitations (infiltrées rapidement à la faveur de fissures ou autres chemins préférentiels) et de l'eau des horizons superficiels ayant subi une évaporation.

La position des données de végétation sur cette droite représentative de l'eau du sol donne des indications sur les contributions respectives des différents réservoirs d'alimentation de la végétation. Dans les cas étudiés, nous avons recensé deux grands types de situations. Les unes, où les données de végétation sont groupées soit à l'une soit à l'autre des extrémités de la droite représentative du sol, indiquent une alimentation préférentielle à partir de la surface (situation 4 de septembre 1988), ou à partir de la nappe (situation 6 de février 1989).

Les autres, où les données sont dispersées le long de la droite représentative du sol (situations 1 et 8, respectivement de mai 1988 et octobre 1989), semblent indiquer une certaine sélectivité de la source d'alimentation par la végétation en fonction du site.

Cette sélectivité apparaît bien en effet dans la situation 1 (mai 1988), pour laquelle on constate que la composition isotopique de l'eau de la végétation du bas de la dune (HBD) est plus proche de la composition de la nappe que celle du haut de la dune (HTD). Les deux sites intermédiaires (2HTD et 2HBD) font apparaître des compositions intermédiaires entre HBD et HTD.

La situation 8 est aussi un exemple intéressant, les résultats peuvent être divisés en deux séries : l'une dans laquelle les compositions sont proches de celles de la nappe, l'autre dont les compositions sont très appauvries en isotopes lourds et correspondent aux précipitations exceptionnelles des 9 et 10 mai 1989, 5 mois plus tôt, ayant formé une "nappe perchée" d'eau très douce au-dessus de l'aquifère habituel plus ou moins saumâtre.

### **3 - 5 - 3 - 3 Comparaison avec les données physiques du sol : vérification de l'interprétation isotopique**

Pour les cas étudiés ici, la disponibilité de l'eau dans le sol pour la végétation est essentiellement fonction de deux paramètres, la succion matricielle et la succion osmotique représentée par la salinité.

Grossièrement nous avons choisi les limites suivantes : une concentration en chlorures de  $20 \text{ g.l}^{-1}$  dans l'eau du sol représente une succion de 2500 kPa. Par ailleurs, il semble que la végétation qui nous intéresse ici puisse assécher le sol jusqu'à une succion de 3000 à 4000 kPa. Nous avons défini la succion matricielle dans le sol comme faible ( $< 1000 \text{ kPa}$ ), intermédiaire (1000 - 3500 kPa), et forte ( $> 3500 \text{ kPa}$ ) et la concentration en chlorures comme faible ( $< 10 \text{ g.l}^{-1}$ ) intermédiaire (10 -  $20 \text{ g.l}^{-1}$ ) et élevée ( $> 20 \text{ g.l}^{-1}$ ).

On peut raisonnablement faire l'hypothèse que la végétation utilisera l'eau la moins salée, là où elle est le plus facilement accessible. Ces deux paramètres, pression matricielle et pression osmotique doivent nous permettre de déterminer le ou les horizons qui ont le plus de chance d'être exploités par la végétation. Ces paramètres peuvent alors être confrontés aux résultats des analyses isotopiques. Ceci a été réalisé pour quelques sites et quelques situations parmi les plus représentatives ( figures III - 9 à III - 12).

- 2HBD - situations 4 , 7 , 8

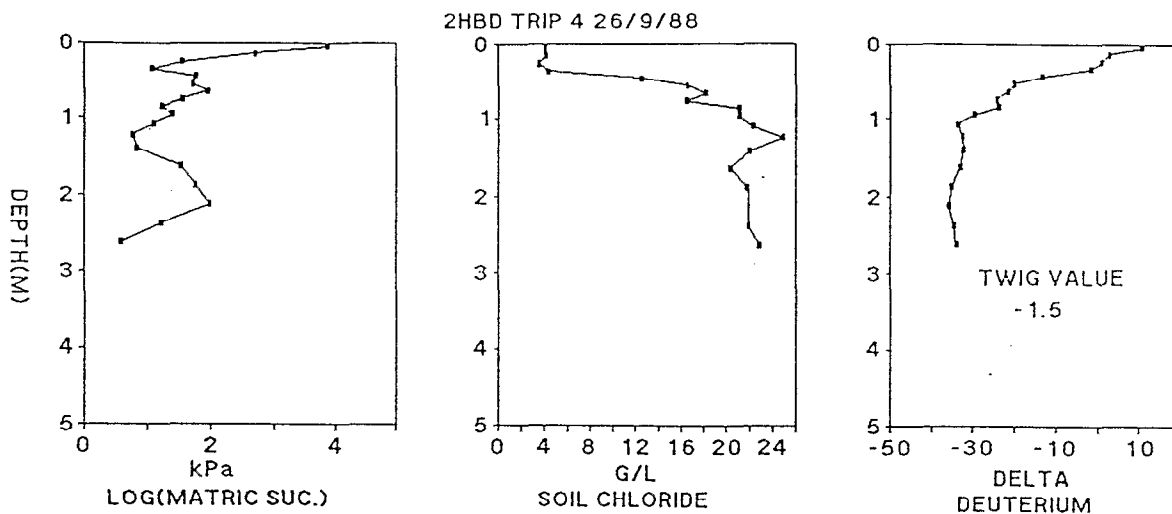


FIGURE III - 9

Succion du sol, salinité et teneur en deutérium pour la situation 2HBD - 4

Pour la situation 4 (figure III - 9), la concentration en chlorures dans le sol est faible entre 0 et 40 cm et la succion matricielle faible en-dessous de 10 cm. Dans l'intervalle le plus propice, 10 - 40 cm,  $\delta^2\text{H}_{\text{sol}}$  varie entre - 1,7 ‰ et 2,8 ‰ et la composition de l'eau dans les branches est de - 1,3 ‰ et - 1,7 ‰.

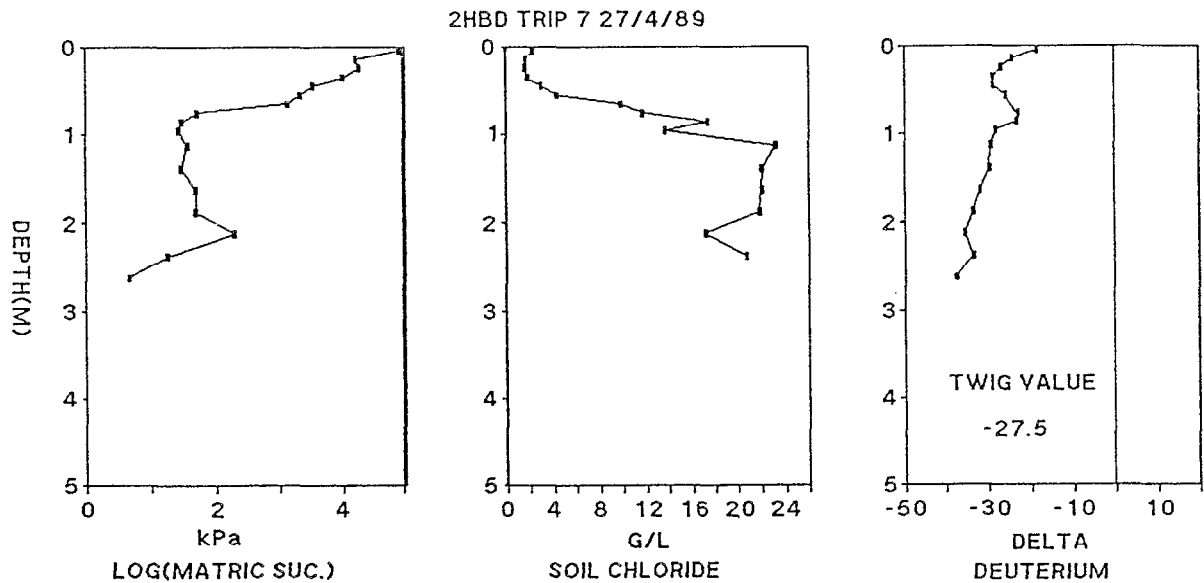


FIGURE III - 10

**Succion du sol, salinité et teneur en deutérium pour la situation 2HBD- 7**

Pour la situation 7 (figure III - 10), la succion matricielle du sol est élevée entre 0 et 50 cm, intermédiaire entre 50 cm et 70 cm et faible en-dessous de 70 cm ; mais d'un autre côté, la concentration en chlorures n'est faible que jusqu'à 70 cm, intermédiaire entre 70 cm et 1 m, et élevée en-dessous. L'intervalle le plus propice semble être 50 cm - 1,0 m.

Dans cet intervalle,  $\delta^2\text{H}_{\text{sol}}$  est compris entre - 23 ‰ et - 28,5 ‰ et la composition de l'eau des branches est de -26 ‰ et - 29 ‰.



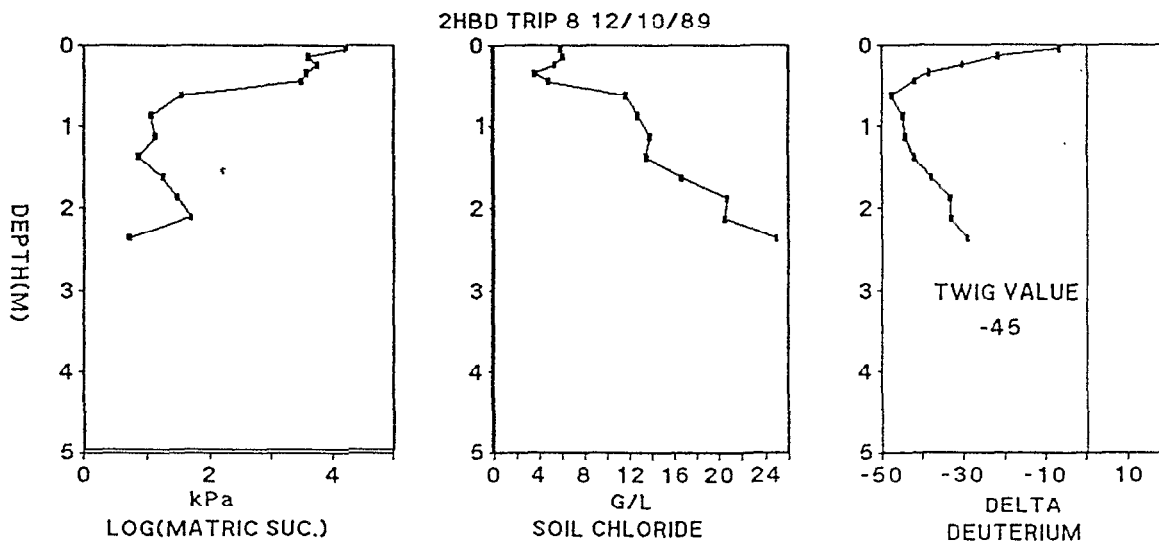


FIGURE III - 11

Succion du sol, salinité et teneur en deutérium pour la situation 2HBD - 8

Pour la situation 8 (figure III - 11), la succion matricielle du sol est forte jusqu'à 30 cm et faible en-dessous de 50 cm. La concentration en chlorures est faible jusqu'à 50 cm, intermédiaire entre 50 cm et 1,75 m et élevée en-dessous. L'intervalle le plus propice semble être ici 50 cm - 1,75 m, dans lequel  $\delta^2\text{H}_{\text{sol}}$  est compris entre - 48 ‰ et - 38 ‰. La composition de l'eau des branches est de - 49,4 ‰ et - 41,7 ‰.

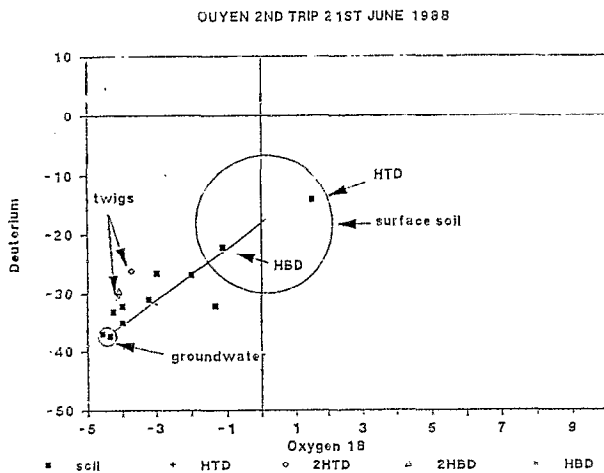
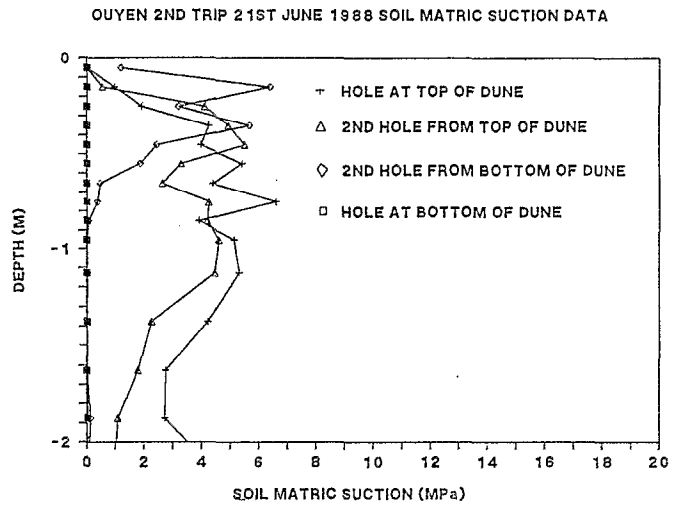
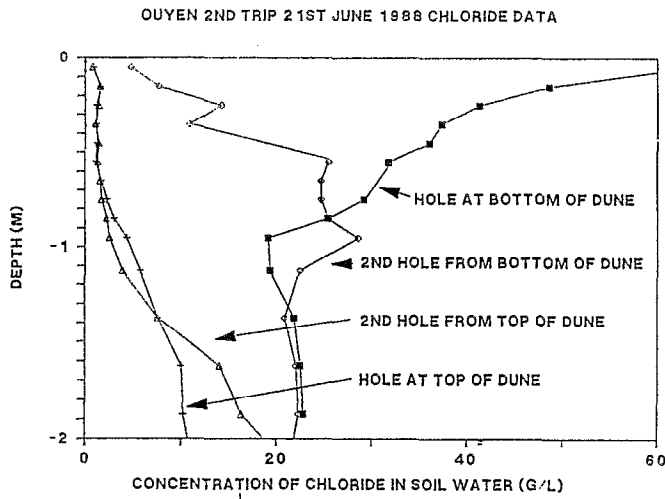
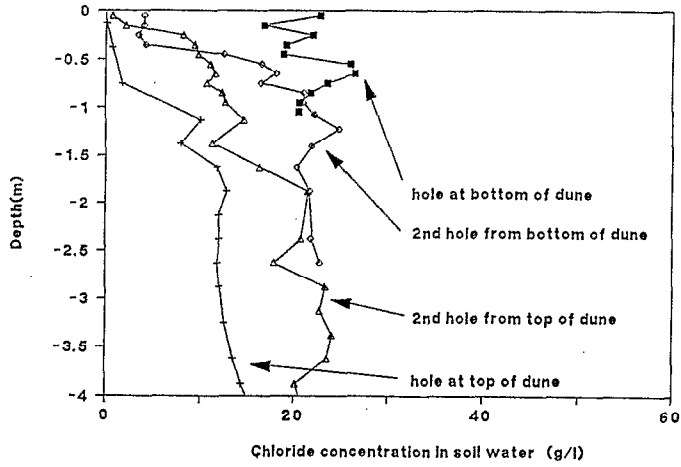


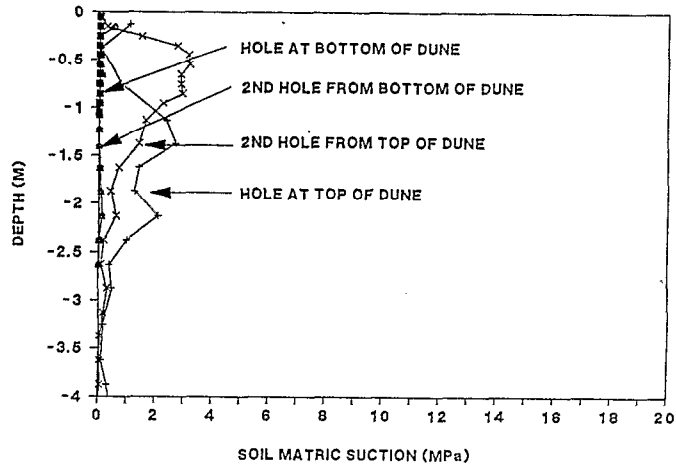
FIGURE III - 12

Succion du sol, salinité et teneur en deutérium pour la situation 2HTD - 2

UYEN 4TH TRIP 26TH SEPTEMBER 1988 -CHLORIDE DATA



UYEN 4TH TRIP 26TH SEPTEMBER 1988 SOIL MATRIC SUCTION DATA



UYEN 4TH TRIP 26TH SEPTEMBER 1988

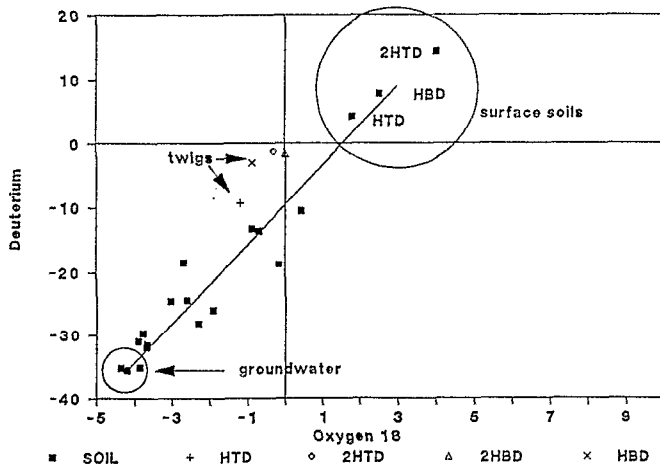


FIGURE III - 13

Succion du sol, salinité et teneur en deutérium pour la situation 2HTD - 4

La situation 2 (figure III - 12) montre un cas intéressant où deux régions du profil contiennent de l'eau et de plus, de faible salinité. Au-dessus de 30 cm et en-dessous de 2,4 m la succion matricielle est faible, elle est intermédiaire entre 1,6 m et 2,4 m. La concentration en chlorures est faible au-dessus de 1,5 m et intermédiaire entre 1,5 m et 2,5 m. Le recouvrement entre la zone de faible succion matricielle et la zone de faible concentration en chlorures s'effectue au dessus de 30 cm, le recouvrement entre la zone de faible salinité et celle de succion matricielle intermédiaire se fait entre 1,2 m et 1,6 m, enfin le recouvrement entre la zone de salinité intermédiaire et la zone de succion intermédiaire s'étend entre 1,6 m et 2,5 m.

La composition isotopique des branches pour cette situation est  $\delta^2\text{H} = - 25,3 \text{ ‰}$  et  $- 28,1 \text{ ‰}$ . Les horizons du sol présentant une telle composition ont une salinité et une succion matricielle qui les rend peu propices à une utilisation par la végétation. Il s'agit très probablement ici d'un cas de mélange entre deux réservoirs, l'un superficiel et l'autre plus profond.

Pour la situation 4 (figure III - 13), les succions matricielles dans le sol sont faibles au-dessus de 30 cm et en-dessous de 1,5 m, intermédiaires entre 30 cm et 1,5 m. Les concentrations en chlorures sont faibles au-dessus de 50 cm, intermédiaires entre 50 cm et 1,8 m et à 2,7 m. En-dessous de 2,7 m et entre 1,8 m et 2,5 m ces concentrations sont élevées. La composition isotopique de l'eau des branches,  $\delta^2\text{H} = - 1,8 \text{ ‰}$  et  $- 0,6 \text{ ‰}$  correspond à celle de l'horizon du sol où à la fois la succion matricielle et la salinité sont faibles.

### 3 - 5 - 3 - 4 Discussions

Les données présentées ici sont extraites d'un ensemble de résultats considéré comme l'un des plus complets sur la composition isotopique d'un système sol - végétation étudié sur le terrain, au cours d'une période continue aussi longue. Les situations dont certaines ont été décrites ici, comprennent en effet toute une gamme de conditions d'humidité du sol. Au cours de la période étudiée, on a observé des variations de teneurs d'environ 50‰ pour  $^2\text{H}$  et 9 ‰ pour  $^{18}\text{O}$ .

Le fait que la composition isotopique de la sève des branches puisse être expliquée par celle du sol, pour une telle gamme de conditions du sol et de composition isotopique, a de nombreuses implications pour l'étude des isotopes stables de l'eau ;

(a) on peut supposer qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique par les racines en conditions naturelles semi-arides du moins pour la végétation étudiée.

(b) il n'y a pas de modification de la signature isotopique de la sève le long de son trajet, toujours pour la végétation étudiée.

(c) la méthode utilisant la distillation azéotropique pour extraire l'eau ne semble pas introduire d'erreur.

Dans cette étude nous n'avons pas essayé de quantifier le prélèvement d'eau par les arbres ou d'effectuer le bilan isotopique de l'eau du sol. Il est cependant possible d'effectuer une partition des deux sources d'alimentation en utilisant les relations  $^{18}\text{O}$  -  $^2\text{H}$ . Ceci présenterait un intérêt dans le cas où la végétation s'alimenterait à partir de deux sources d'eau douce et où la sève représenterait un mélange isotopique de ces deux sources.

### 3 - 6 RELATIONS VEGETATION - ATMOSPHERE

En 1965 Gonfiantini (1965) met en évidence les différences de teneur en  $^{18}\text{O}$  de l'eau contenue dans les feuilles par rapport à l'eau d'alimentation de la plante. En 1967 Zimmermann et al (1967) montrent que l'absorption d'eau par le système racinaire ne provoque pas de fractionnement isotopique. Dongmann et al (1974), Forstel et al (1974), Forstel et al (1978), Zundel et al (1978) montrent que chez les plantes qui transpirent, on observe une variation journalière de la composition en  $^{18}\text{O}$  de l'eau des feuilles sous forme d'un enrichissement, et que cet enrichissement est inversement proportionnel à l'humidité relative de l'air et directement proportionnel à la température.

Forstel et al (1982), Forstel et Hutzen (1982) utilisent  $^{18}\text{O}$  naturel ou enrichi artificiellement pour caractériser les différents éléments du continuum sol - plante - atmosphère, ainsi que les échanges de vapeur d'eau entre la feuille et l'air. Bariac et al (1983, 1989) Walker et Brunel (1990), Flanagan et Ehrlinger (1990, 1991), Brunel et al (1992), proposent des méthodes d'estimation de la transpiration d'un couvert végétal ou de partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation.

### 3 - 6 - 1 LA VARIATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'EAU CONTENUE DANS LES FEUILLES ET SON INTERPRETATION

#### 3 - 6 - 1 - 1 Les études de base

Nous avons vu que deux enrichissements (ou fractionnements) isotopiques successifs se produisent au cours de l'évaporation, l'un au moment du changement de phase liquide-vapeur (le fractionnement à l'équilibre), le second pendant le transport de la vapeur (le fractionnement cinétique).

Le modèle qui a servi de base à l'ensemble des études sur la végétation est celui proposé par Craig et Gordon (1965), pour les nappes d'eau libre à niveau constant. Rappelons-en brièvement l'aspect théorique.

Les bilans hydrique et isotopique d'une nappe d'eau libre maintenue à niveau constant, et sans sortie en phase liquide peuvent être écrits de la façon suivante :

$$dV/dt = \sum I_i - E = 0 \quad \text{et} \quad d(V\delta)/dt = \sum I_i \delta_i - E\delta^E \quad (1), (2)$$

V = Volume du réservoir d'eau

$I_i$  = Débit entrant en provenance de la source i

E = Evaporation

$\delta$  = Composition isotopique de chaque source entrant

$\delta^E$  = Composition isotopique de l'eau subissant l'évaporation

S'il n'y a qu'une seule source d'alimentation, l'équation 2 se ramène à :

$$V(d\delta/dt) = E (\delta_i - \delta^E) \quad (3)$$

Craig et Gordon (1965) puis Welham et Fritz (1977) ont montré que si les conditions extérieures restent constantes on peut écrire :

$$\delta_S = (h\delta^a + \varepsilon) / (h - \varepsilon), \quad m = (\delta^E - \delta) / (\delta - \delta_S) \quad (4), (5)$$

et 
$$m = (h - \varepsilon) / (1 - h + \Delta\varepsilon) \quad (6)$$

$\delta_S$  = Composition isotopique à l'état d'équilibre de l'eau restant, en l'absence de toute entrée,

$\delta^a$  = Composition isotopique de la vapeur d'eau dans l'atmosphère,

$h$  = Humidité relative de l'air à la température de surface de l'eau,

$\varepsilon$  = Somme des facteurs d'enrichissement à l'équilibre ( $\varepsilon^*$ ) et cinétique ( $\Delta\varepsilon$ ),

$\delta$  = Composition isotopique de l'eau qui subit l'évaporation.

En combinant les équations 4 et 6, on obtient une relation entre  $\delta$  et  $\delta^E$ .

$$\delta^E = [(h - \varepsilon) \delta - h\delta^a - \varepsilon] / (1 - h + \Delta\varepsilon) + \delta \quad (7)$$

Dans le cas d'un réservoir à volume constant alimenté par une source de composition unique, et soumis à l'évaporation, la combinaison des équations 3, 6 et 7 conduit à :

$$d\delta/dt = E [\delta_I + m/(h - \varepsilon) (h\delta^a + \varepsilon) - \delta(m + 1)] / V \quad (8)$$

L'intégration de (8) entre  $t = 0$  et  $t = t$ , avec comme condition aux limites  $\delta^0 = 0$  à  $t = 0$  donne:

$$\delta = K - (K - \delta^0) \exp \left[ -\frac{(m+1)Et}{V} \right] \quad (9)$$

où 
$$K = \delta_I / (m + 1) + m(h\delta_a + \varepsilon) / [(m + 1) (h - \varepsilon)] \quad (10)$$

Fontes et Gonfiantini (1967), Dincer (1968), Gat (1970), Zimmermann et Ehhalt (1970), Merlivat (1970), Welham (1974), Dincer et al (1978), Allison et al (1979), Allison et Barnes (1985), Simpson et al (1987, 1991) ont utilisé  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  pour évaluer les termes du bilan hydrique de différents systèmes hydrologiques : bassins, lacs, régions irriguées...

### 3 - 6 - 1 - 2 Modifications du modèle de Craig et Gordon

Différentes modifications du modèle de Craig et Gordon ont été proposées pour rendre compte du mécanisme de la transpiration chez les végétaux, l'hypothèse de base étant que la feuille peut être assimilée à un réservoir d'eau soumis à l'évaporation, réservoir à niveau constant en régime permanent.

Les changements de conditions du milieu extérieur signifient que théoriquement l'eau du feuillage n'atteint jamais une composition correspondant à un état stationnaire, cependant si on admet que le flux d'eau qui traverse la feuille pendant la journée est très supérieur au volume de la feuille, on peut alors admettre que l'on est proche de l'état d'équilibre.

La composition isotopique de l'eau contenue dans la feuille  $\delta^{lw}$  est supposée comprise entre celle de deux réservoirs, l'un ayant la composition de l'eau d'alimentation, donc du sol puisqu'il n'y a pas de fractionnement par les racines ; et le second  $\delta^{tiss}$  qui est en équilibre avec la vapeur à l'intérieur de la feuille, cette vapeur étant supposée saturante. Par ailleurs, la composition isotopique de la vapeur dans la feuille diffère également de celle de l'atmosphère libre  $\delta^{atm}$ . La relation décrivant la composition isotopique de l'eau de la feuille peut donc être la suivante :

$$\delta^{lw} = (1 - f) \delta^{sol} + f \delta^{tiss} \quad (11)$$

$\delta^{lw}$  et  $\delta^{sol}$  sont mesurées à partir des échantillons prélevés,

f est la fraction de l'eau de la feuille qui est en équilibre avec l'atmosphère,

La modélisation proposée par Welhan et Fritz (1977) est la suivante :

$$\delta^{tiss} = \delta^{st} - (\delta^{st} - \delta^0) \exp\left(-\frac{(m+1) E(t)}{\Phi^w}\right) \quad (12)$$

où 
$$\delta^{st} = \frac{\delta^{sol}}{(m+1)} + \frac{m(h\delta^a + \epsilon)}{(m+1)(h-\epsilon)} \quad (13)$$

$$m = (h - \epsilon) / (1 + h + \Delta\epsilon)$$

$$\epsilon = \epsilon^* + \Delta\epsilon$$

$$\Delta\epsilon = \eta (1 + h)$$



- $\delta^{st}$  = Composition isotopique de l'eau de la feuille  $\delta^{tiss}$  calculée pour l'état stationnaire,  
 $\delta^0$  = Composition isotopique initiale de la feuille,  $\delta^{tiss}$  au temps  $t = 0$   
 $\delta^a$  = Composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique,  
 $\Phi^W$  = Proportion d'eau dans les tissus foliaires,  
 $E$  = Transpiration,  
 $h$  = Humidité relative,  
 $\varepsilon^*$  = Facteur de fractionnement à l'équilibre,  
 $\Delta\varepsilon$  = Facteur de fractionnement cinétique.

A l'interface liquide - vapeur, on a donc :

$$\frac{\text{Composition de la vapeur}}{\text{Composition du liquide}} = \alpha^* = 1 - \frac{\varepsilon^*}{1000}$$

et le rapport du coefficient de diffusion de la vapeur d'eau "isotopiquement marquée",  $D_i^W$ , au coefficient de diffusion de la vapeur d'eau "normale",  $D^W$  est lié à  $\eta$  par la relation :

$$(D_i^W / D^W)^q = 1 - \eta/1000$$

dans laquelle  $q$  est fonction de la nature aérodynamique de la couche dans laquelle s'effectue le transport. Différentes valeurs de  $q$  ont été avancées par Dongmann et al (1974), Farris et Strain (1978) et Jones (1983) :  $q = 1, 0.67$  et  $0.5$  respectivement pour une couche statique, laminaire et turbulente.

Farquhar et al (1987), font ressortir que le fractionnement cinétique est gouverné par le rapport des tensions de vapeur à l'intérieur et à l'extérieur de la feuille, ceci conduit Walker et Brunel (1990) à proposer l'équation suivante pour décrire l'état stationnaire dans le feuillage :

$$\frac{\delta^{lw} - \delta^{sol}}{f} = \varepsilon^* + \eta + \frac{e^a}{e^{lv}} (\delta^a - \delta^{sol} - \eta) \quad (13)$$

$e^a$  = tension de vapeur d'eau dans l'air,

$e^{lv}$  = tension de vapeur d'eau dans la cavité stomatique, elle est supposée saturant la température de la feuille,

$f$  = fraction d'eau de la feuille qui équilibre avec l'atmosphère (Leaney et al, 1985; Walker et al, 1989).

Le flux convectif d'eau qui n'a pas subi de fractionnement, et qui pénètre dans la feuille se mélange avec l'eau fractionnée qui se trouve dans la cavité pré-stomatique. Si  $f = 1$ , l'équation ci-dessus donne la composition de l'eau dans la cavité pré-stomatique, à l'état stationnaire,  $\delta^{stss}$ , limite de  $\delta^{lv}$ .

A l'état stationnaire, la composition du flux de vapeur d'eau qui provient de la transpiration du feuillage ( $\delta^{lv}$ ) est la même que celle de l'eau en phase liquide qui pénètre dans les feuilles. Bien qu'il se produise un changement de phase, la composition isotopique de la vapeur transpirée est la même que celle de l'eau qui pénètre dans la plante. La transpiration de la végétation se trouve ainsi "marquée" par rapport à la vapeur d'eau régionale toujours beaucoup plus appauvrie.

La vapeur d'eau atmosphérique près de la surface,  $\delta^a$  peut alors être considérée comme un simple mélange de fluides entre la vapeur d'eau locale,  $\delta^{et}$ , issue de l'évapotranspiration et de la vapeur d'eau issue de la zone située au-dessus de la couche de mélange,  $\delta^{a\infty}$  (Bariac et al, 1983) d'où :

$$\delta^a = \alpha \delta^{et} + (1 - \alpha) \delta^{a\infty} \quad (14)$$

L'évapotranspiration étant elle-même composée de deux sources distinctes, l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation, on peut écrire :

$$\delta^{et} = \gamma \delta^{lv} + (1 - \gamma) \delta^{sv}, \text{ avec } \delta^{lv} = \delta^{sol} \quad (15)$$

La vapeur d'eau issue de l'évaporation directe du sol,  $\delta^{sv}$ , est quant à elle, déterminée par l'équation suivante (Walker et Brunel, 1990) :

$$\delta^{sv} = \frac{\delta^{ef} + \varepsilon^* + \eta + e^a / e^{sv} (\delta^a - \eta)}{1 - e^a / e^{sv}} \quad (16)$$

$\delta^{sv}$  = composition isotopique de la vapeur d'eau issue de l'évaporation directe du sol, à l'état stationnaire,

$\delta^{ef}$  = composition isotopique de la phase liquide dans le sol au front d'évaporation

Une dernière modification intéressante du modèle de Craig et Gordon (1965) est fournie par Flanagan et Ehleringer (1990). Ces auteurs proposent de modéliser la composition isotopique, à l'état stationnaire, de l'eau contenue dans les feuilles, en introduisant les gradients de tension de vapeur entre les différents compartiments :

$$R_L = \alpha^* [\alpha_k R_s \left(\frac{e^i - e^s}{e^i}\right) + a_{kb} R_s \left(\frac{e^s - e^a}{e^i}\right) + R_A \left(\frac{e^a}{e^i}\right)] \quad (17 a)$$

- R = Rapport molaire  $^2\text{H}/^1\text{H}$  ou  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ; i, s, a, caractérisant respectivement les feuilles (l), les branches (s) et l'atmosphère (a).  
e = tensions de vapeur (i, espaces intercellulaires), (s, surface des feuilles), (a, atmosphère)  
 $\alpha^*$  = facteur d'enrichissement à l'équilibre,  
 $\alpha_{kb}$  = facteur d'enrichissement cinétique.

Si l'on néglige l'influence des effets de la couche limite, cette équation, d'après les auteurs, se réduit à :

$$R_L = \alpha^* [\alpha_k R_s \left(\frac{e^i - e^s}{e^i}\right) + R_A \left(\frac{e^a}{e^i}\right)] \quad (17b)$$

Ces auteurs estiment qu'il n'est pas correct d'ajuster les valeurs de  $\alpha_k$  pour tenir compte des effets de la couche limite puisque la diffusion qui se produit à travers les pores des stomates relève essentiellement d'un processus de diffusion moléculaire, le transfert turbulent n'ayant lieu qu'à l'extérieur des pores. L'influence des conditions de la couche limite apparaît en faisant la différence entre les deux équations. Cette différence dépend de la température des feuilles et du gradient de tension de vapeur entre la feuille et l'air.

Pour  $^2\text{H}/^1\text{H}$  l'écart le plus important entre les deux équations est du même ordre de grandeur que la précision des techniques de mesures ( $\pm 2\%$ ).

Pour  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , l'écart maximal peut atteindre 6% , quand la résistance aérodynamique vaut la moitié de la résistance stomatique. On peut s'attendre à une légère surestimation d'au moins 3% quand on utilise la seconde équation pour déterminer l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  dans l'eau des feuilles, en conditions naturelles sur le terrain. La comparaison entre les valeurs de  $^{18}\text{O}$  calculées par l'équation (a) et mesurée dans les feuilles, à la fois en conditions contrôlées et sur le terrain, apparaît sur la figure III - 14.

La légère différence peut provenir soit d'une participation plus ou moins importante de l'eau non fractionnée du pétiole à l'échantillon total, soit de l'état non stationnaire du système évaporant.

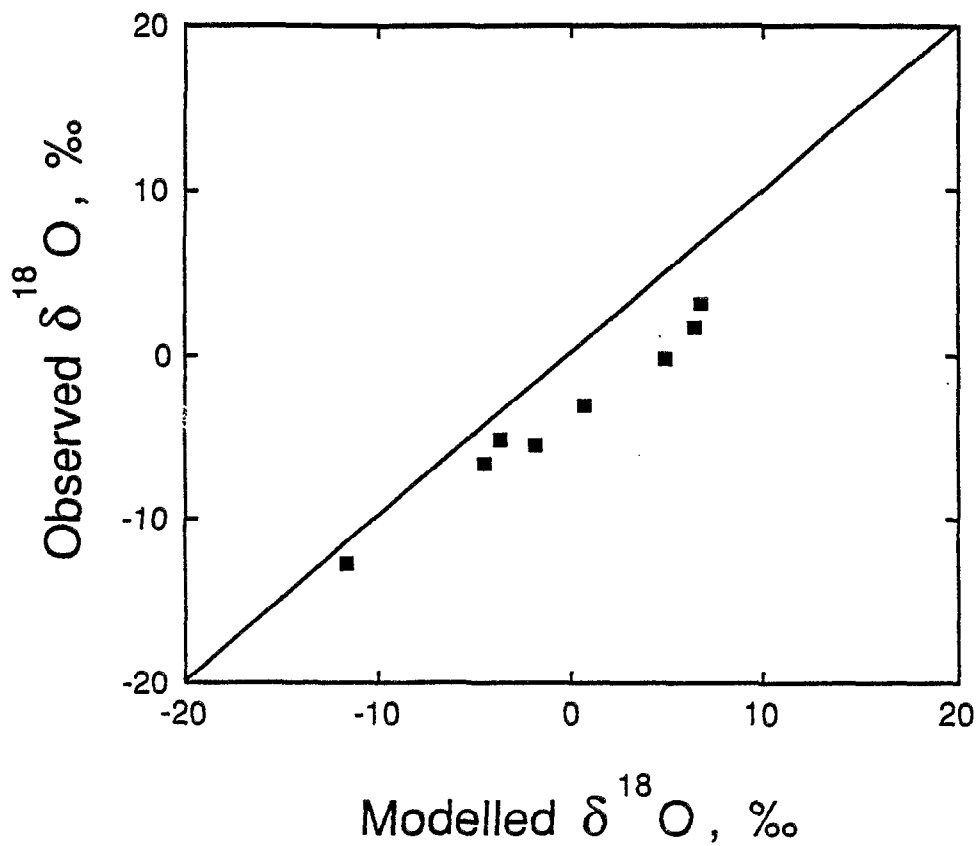


FIGURE III - 14

Comparaison entre les compositions en oxygène-18 calculées et mesurées dans la plante  
(d'après Flanagan Ehleringer, 1990)

### 3 - 6 - 1 - 3 Exemples de cycles journaliers de variation de la composition isotopique de l'eau du feuillage

Les quelques exemples qui suivent, représentés sur les figures III - 15 à III - 17 mettent en évidence les variations journalières que l'on peut observer dans la composition isotopique de l'eau contenue dans les feuilles.

- **Exemple 1** (figure III - 15) : Expérimentation conduite par Leaney et al (1985), en laboratoire sur *Helianthus annuus* (C3) et *Amaranthus Edulis* (C4).

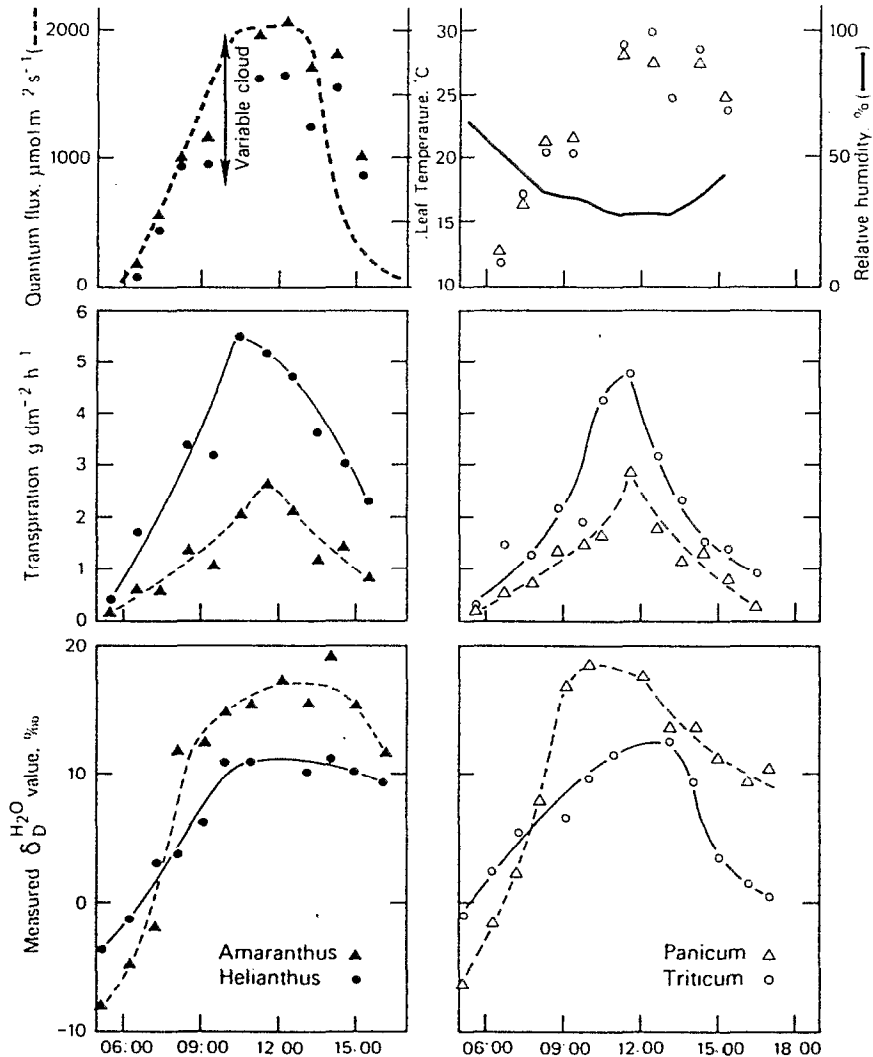


Figure III - 15

Variations horaires de la composition en oxygène - 18 de la transpiration et de l'énergie dans différentes plantes (d'après Leaney et al, 1982)

Les résultats montrent que les pics d'enrichissement en isotopes correspondent aux températures de l'air les plus élevées et à l'humidité relative la plus basse. L'objectif de l'expérience était en fait de montrer le comportement différent de plantes à C3 et C4.

- **Exemple 2** (figure III - 16) : Expérimentation conduite par Bariac et al (1989) sur parcelle expérimentale cultivée en alfalfa (*Medicago sativa*), sous climat méditerranéen.

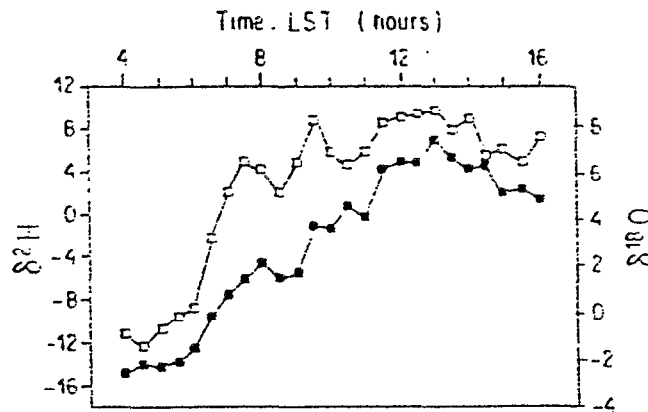


FIGURE III - 16

Variations diurnes de la teneur en oxygène - 18 et deutérium dans des feuilles d'alfalfa (d'après Bariac, 1989)

Les auteurs interprètent les variations observées de la façon suivante : pendant la nuit il y a décroissance de la composition isotopique de l'eau des feuilles, soit par échange avec l'atmosphère, et/ou par diminution du facteur d'enrichissement cinétique, et/ou par échange avec la rosée. Dès 5 h du matin, la transpiration provoque un enrichissement isotopique de l'eau des feuilles, avec un maximum à 13 h qui correspond au maximum de transpiration.

- **Exemple 3** (figure III - 17) : Expérimentation conduite par Walker et Brunel (1990) sur végétation naturelle d'Eucalyptus (*Eucalyptus Foecunda*) en climat semi-aride.

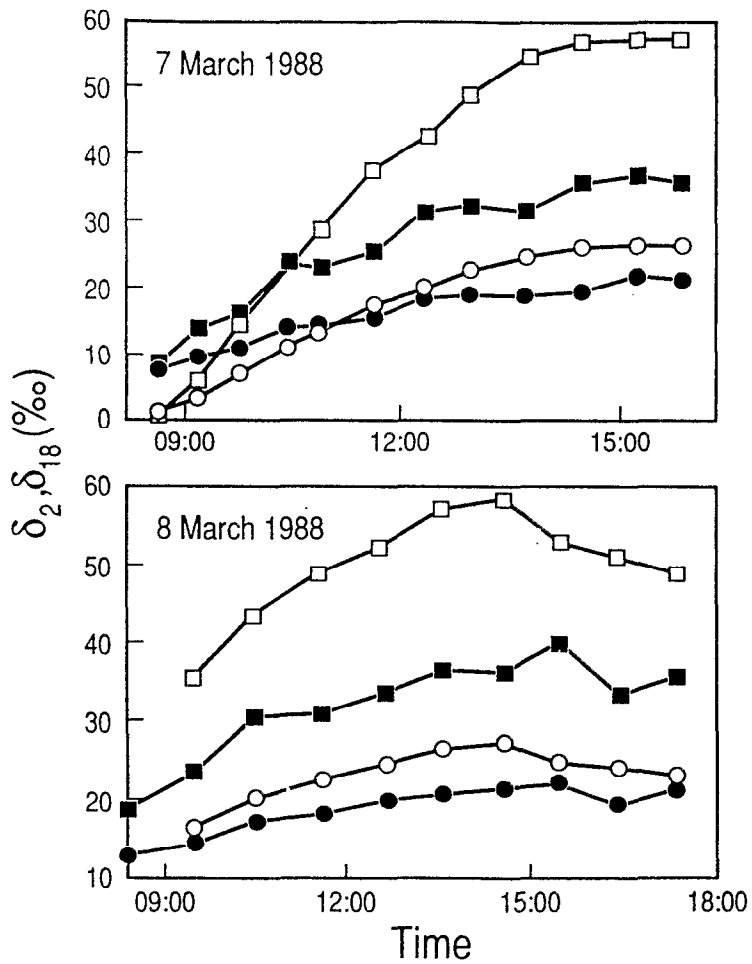


FIGURE III - 17

Comparaison des états théoriques et observés de la composition de l'eau des feuilles d'Eucalyptus (d'après Walker et Brunel, 1990)

Les résultats font apparaître que la composition isotopique de l'eau foliaire ( $\delta^{18}O$ ) est en état d'équilibre avec l'eau des différents compartiments (branches et vapeur d'eau atmosphérique). Ceci est montré de deux façons.

Premièrement la comparaison entre les valeurs mesurées  $\delta^{18}O$  et les valeurs calculées, à l'état d'équilibre, de la composition de l'eau dans les cavités sub-stomatiques,  $\delta^{18}O_{\text{tiss}}$ , fait apparaître des relations  $\delta = f(t)$  de formes similaires (figure III- 17). (les valeurs de  $\delta^{18}O_{\text{tiss}}$  ont été calculées à partir des valeurs mesurées de la composition de la vapeur d'eau atmosphérique et de l'eau d'alimentation (eau des branches), des paramètres météorologiques (température et tension de vapeur) et en utilisant  $f = 1$  comme mentionné plus haut). Les valeurs de  $\delta^{18}O_{\text{tiss}}$  et  $\delta^{18}O$  sont légèrement différentes, principalement parce que seule une fraction de l'eau des feuilles est en état d'équilibre.

Cependant, le fait que les deux courbes aient des formes aussi similaires suggère que l'on peut admettre que l'eau des feuilles atteint une composition correspondant à l'état stationnaire, au moins pour la durée du jour.

Par ailleurs, la transpiration  $E$  fournit une mesure du temps de renouvellement de l'eau des feuilles qui, dans le cas étudié, est de 2 h ( $\tau = \Phi^W / E$ ,  $\tau$  est le temps de renouvellement et  $\Phi^W$  le contenu en eau de la feuille). Ces deux points confirment que, considérée sur un intervalle de 24 h, la vapeur d'eau émise par les feuilles doit avoir la même composition que celle qui entre, c'est-à-dire celle qui circule en phase liquide dans les vaisseaux.

La fraction d'eau des feuilles qui est en équilibre avec l'atmosphère,  $f$ , passe par un minimum à midi (figure III - 18).  $f$  est estimée en calculant d'abord  $\delta^{18}O_{\text{tiss}}$ , puis en écrivant  $f = (\delta^{18}O - \delta^{18}O_{\text{in}}) / (\delta^{18}O_{\text{tiss}} - \delta^{18}O_{\text{in}})$ ,  $\delta^{18}O_{\text{in}}$  est la composition de la source d'alimentation (eau des branches ou eau du sol).

Une valeur moyenne de  $f = 0,8$  (figure III - 18) conduit à une estimation de  $E \approx 0,7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  qui est en accord avec les mesures de porométrie ainsi que celles obtenues à partir de la méthode des débits de sève.

NOTE : un facteur 10 sépare ce groupe de résultats de ceux obtenus avec les méthodes aérodynamiques.



## EVAPOTRANSPIRATION IN SEMI-ARID REGION USING ISOTOPES

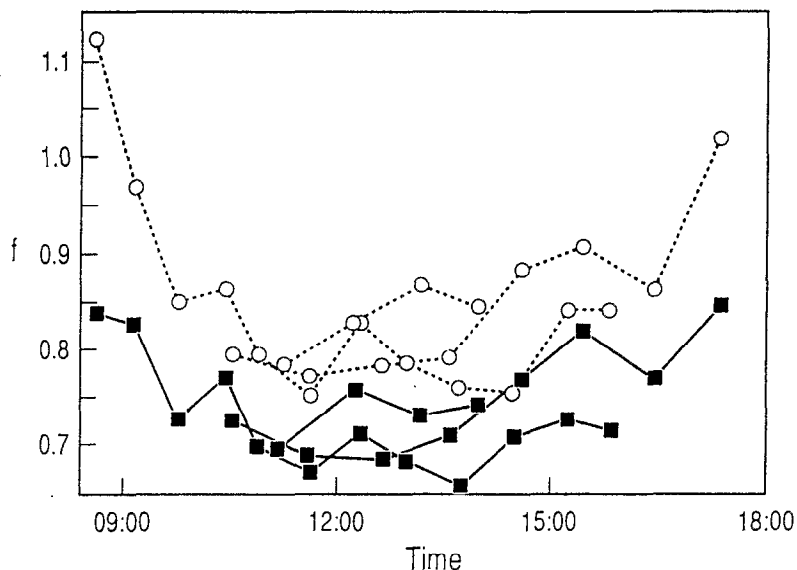


FIGURE III - 18

Variation de la composition en oxygène - 18 et deutérium dans des feuilles d'Eucalyptus, pour deux journées de mars 1988. Comparaison entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées pour l'état stationnaire (d'après Walker et Brunel, 1990)

### 3 - 6 - 1 - 4 Relations $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$ dans l'eau contenue dans les feuilles soumises à la transpiration

Tout processus d'évaporation ou de transpiration s'accompagne comme nous venons de le montrer, d'un enrichissement en isotopes "lourds" de la phase liquide. On a observé que si le degré d'enrichissement pouvait présenter de larges fluctuations d'un échantillon à l'autre, reflétant l'historique de l'évaporation, on obtient généralement d'excellentes corrélations entre les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ . La pente des droites  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$ , appelées droites d'évaporation est déterminée par des paramètres tels que humidité relative, température, composition isotopique de l'air ambiant. (Gat, 1971)

La pente de ces droites est généralement comprise entre 4 et 6 pour des surfaces d'eau libre soumises à l'évaporation, elles se situent donc sous la droite des eaux météoriques définie par la relation  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961)

Dans une étude de profils isotopiques de sols nus, Allison et al (1983), ont montré que cette pente passait de 2,7 pour une situation où l'atmosphère en surface était turbulente, à 4,0 quand la vapeur du sol devait diffuser à travers une couche limite stable. Ceci provient du plus grand poids du fractionnement cinétique sur le fractionnement à l'équilibre dans l'ensemble du processus. L'équation de cette pente peut être exprimée de la façon suivante : (Craig et Gordon, 1965 ; Allison et al, 1985).

$$S = \frac{h(\delta^a \text{ } ^2\text{H} - \delta^l \text{ } ^2\text{H} - \eta(^2\text{H})) + \varepsilon^*(^2\text{H}) + \eta(^2\text{H})}{h(\delta^a \text{ } ^{18}\text{O} - \delta^l \text{ } ^{18}\text{O} - \eta(^{18}\text{O})) + \varepsilon^*(^{18}\text{O}) + \eta(^{18}\text{O})} \quad (18)$$

$\delta^a$  = Composition isotopique de l'atmosphère en  $^2\text{H}$  ou  $^{18}\text{O}$

$\delta^l$  = Composition isotopique de l'eau de la feuille en  $^2\text{H}$  ou  $^{18}\text{O}$

Pour un feuillage de pins (*Pinus radiata*), Allison et al (1985) montrent que la pente de la relation  $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$  passe brusquement de  $S = 2,4$  à  $S = 1,6$ , puis  $S = 1,3$ , au fur et à mesure que s'établit un stress hydrique. Leurs courbes (figure III - 19), montrent en outre que l'interception des droites de régressions  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$ , coupent la droite dite météorique pour des valeurs très supérieures à celles que l'on était théoriquement en droit d'attendre, c'est-à-dire celles correspondant à la composition moyenne annuelle des pluies, elle-même supposée proche de la composition de l'eau d'alimentation.

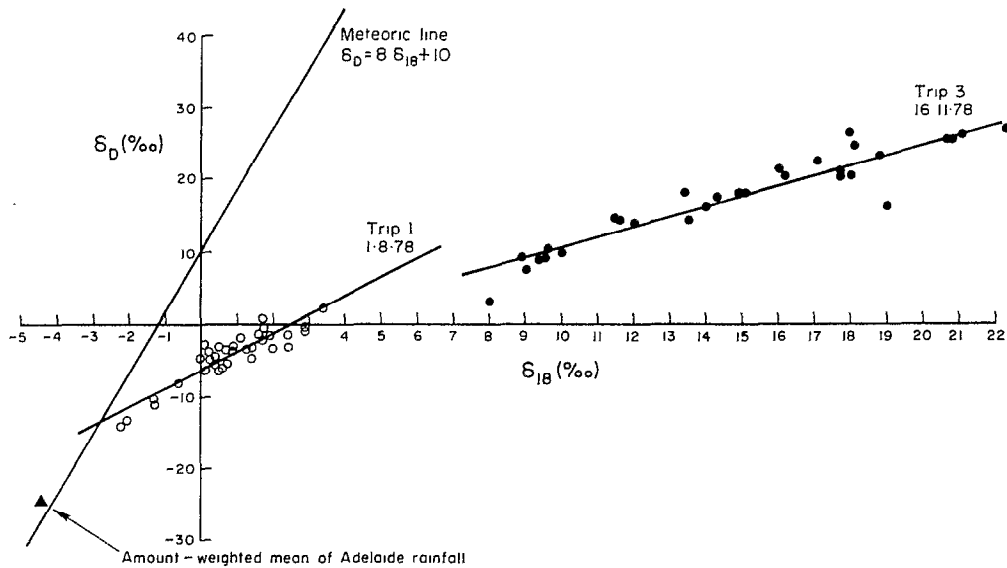


FIGURE III - 19

Relation oxygène - 18 / Deutérium dans des feuilles de Pinus Radiata (d'après Allison et al, 1985)

Les auteurs interprètent ce phénomène de la façon suivante : dans les feuilles, le flux d'évaporation est toujours très grand devant la lame d'eau soumise à l'évaporation, et donc pour n'importe quelle valeur d'humidité relative de l'air, l'eau de la feuille se trouve rapidement pratiquement toujours à l'état proche de l'équilibre. En première approximation on peut dire que la composition isotopique instantanée de l'eau de la feuille peut être considérée comme étant à l'état d'équilibre conformément à l'équation de Craig et Gordon (1965) :

$$\delta^S = \varepsilon^* + \eta(1 - h) + h\delta^a / (1 - h) \delta^{in} \quad (19)$$

Chaque état d'équilibre instantané, transitoire, se trouverait alors sur une droite passant par le point correspondant à la source (situé sur la droite météorique), et l'ensemble de ces points, correspondant à la succession des états d'équilibre instantanés, décrirait une droite dont la pente est plus faible que celle des "droites instantanées" (figure III - 20)

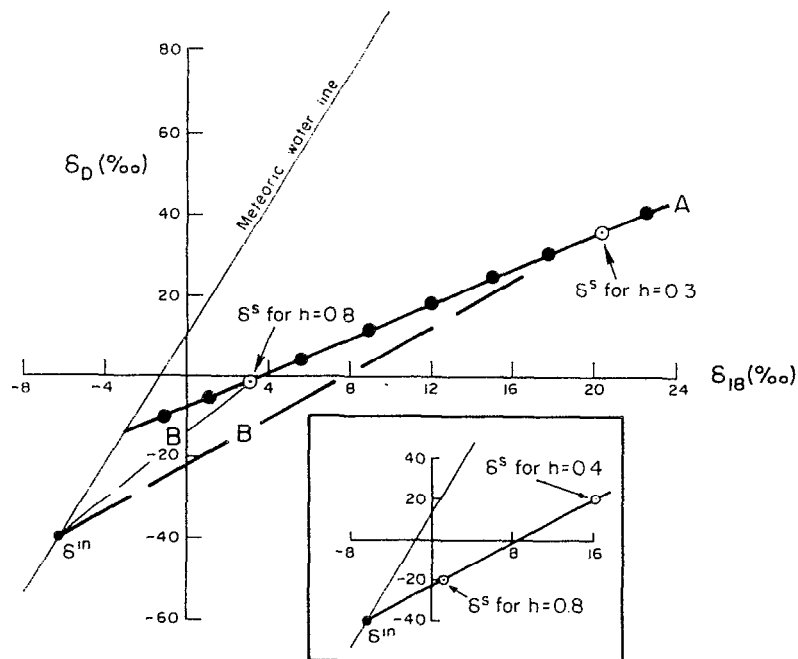


FIGURE III - 20

Représentation schématique de l'enrichissement en isotope dans les feuilles (d'après Allison et al, 1985)

Bariac et al (1989) ont montré que la composition isotopique de l'eau des feuilles d'alfalfa, prélevées avant 6 h du matin, se trouvait sur la droite météorique, alors que les autres se situaient sur une droite de pente 1,3, avec une valeur du point d'interception très au-dessus de la composition de l'alimentation (figure III - 21)

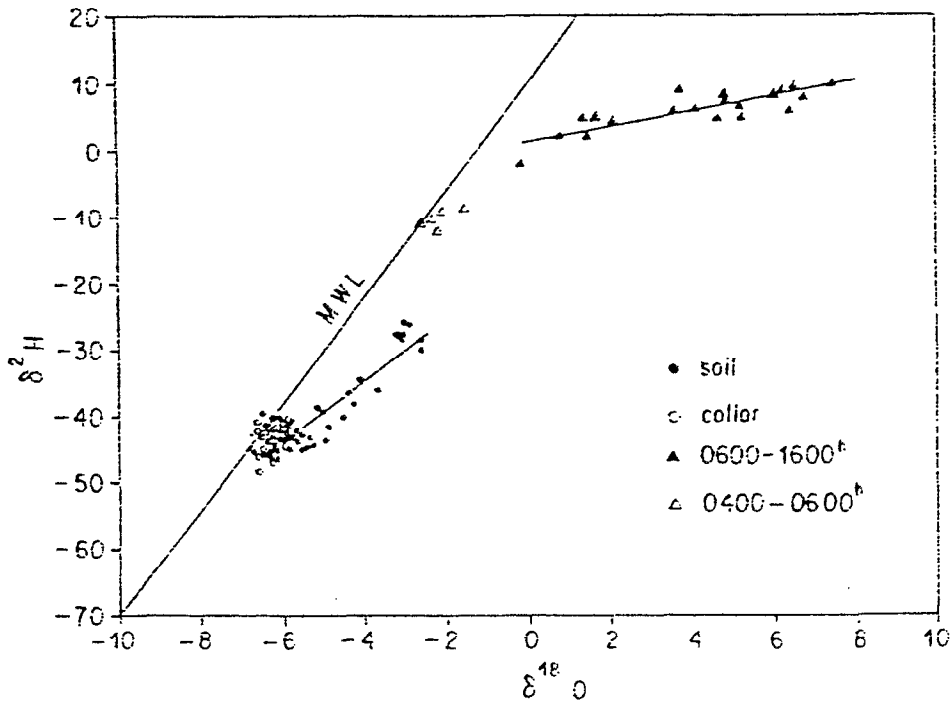


FIGURE III - 21

Relation oxygène - 18 /deutérium dans les feuilles d'alfalfa (d'après Bariac et al, 1989)

Ces auteurs confirment l'interprétation faite par Allison et al (1985), c'est à dire l'existence d'états transitoires dont le lieu est une droite différente de la "véritable droite d'évaporation". Dans certains cas (Gat, 1971), quand la source d'évaporation est en équilibre avec la vapeur atmosphérique, cette droite d'états transitoires d'évaporation représente la droite unique d'évaporation dont la pente est alors donnée par :

$$S = (\epsilon^*(^2\text{H}) + \eta(^2\text{H}) / (\epsilon^*(^{18}\text{O}) + \eta(^{18}\text{O})) \quad (20)$$

Les relations  $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$  dans l'eau des feuilles, établies par ces auteurs en fonction de la température, font apparaître des coefficients de corrélation de l'ordre de 0.95.

Ceci montre bien que  $\delta$  est contrôlée d'une façon permanente par l'humidité atmosphérique, la composition isotopique de l'atmosphère et l'intensité de la transpiration. Dans l'expérimentation sur forêt naturelle d'Eucalyptus (Walker et Brunel, 1990), les relations  $\delta^2\text{H} - ^{18}\text{O}$  pour les différents réservoirs (figure III - 22) montrent que la droite représentative du feuillage coupe la droite météorique en un point qui représente la composition de la sève dans les branches.

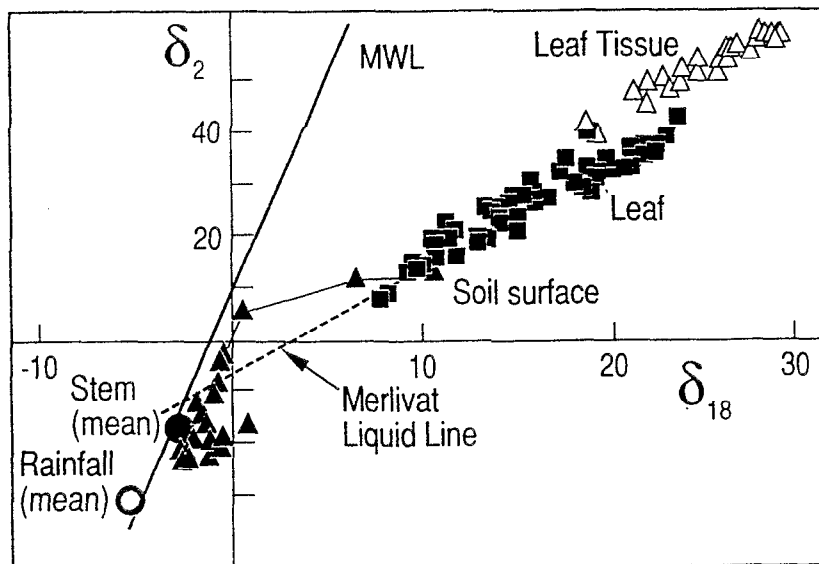
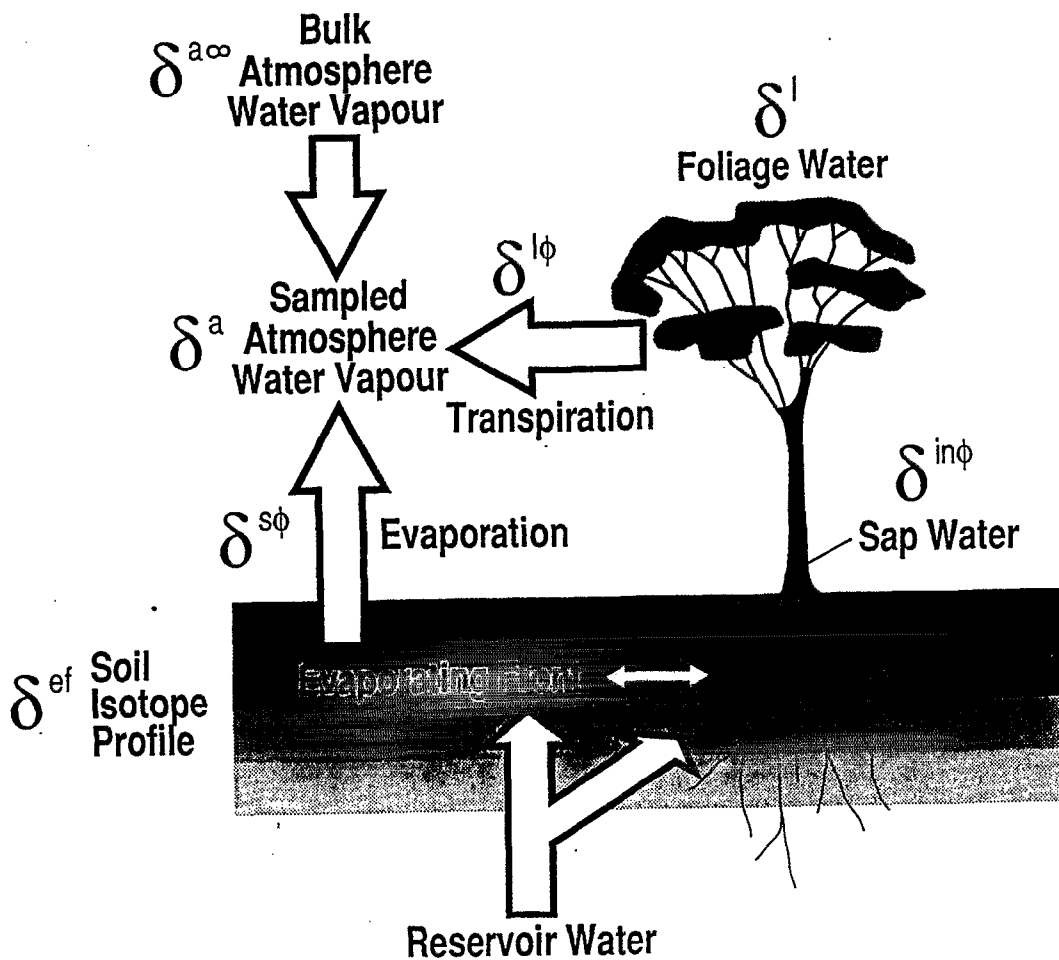


FIGURE III - 22

Relations oxygène 18 - Deutérium dans le continuum sol - plante - atmosphère (d'après Walker et Brunel, 1990)



Les composantes de la phase "évapotranspiration" et leurs signatures isotopiques

## 4 COUPLAGES METHODES ISOTOPIQUE ET MICROMETEOROLOGIQUE

Quelques échantillonnages de vapeur d'eau pour analyses isotopiques avaient été réalisées lors des expérimentations de novembre et décembre 1989 dans la région de Cleve (Parc National de Hinck). Il est apparu à l'exploitation de ces données qu'on pouvait établir des corrélations intéressantes entre la composition isotopique de l'atmosphère et certains paramètres classiquement utilisés dans l'étude de l'évaporation. Ceci était particulièrement évident pour la liaison entre la composition de la vapeur d'eau en deutérium à différents niveaux au-dessus de la surface, et le déficit de tension de vapeur de l'air. Ce résultat apparaît sur le graphe de la figure III - 23.

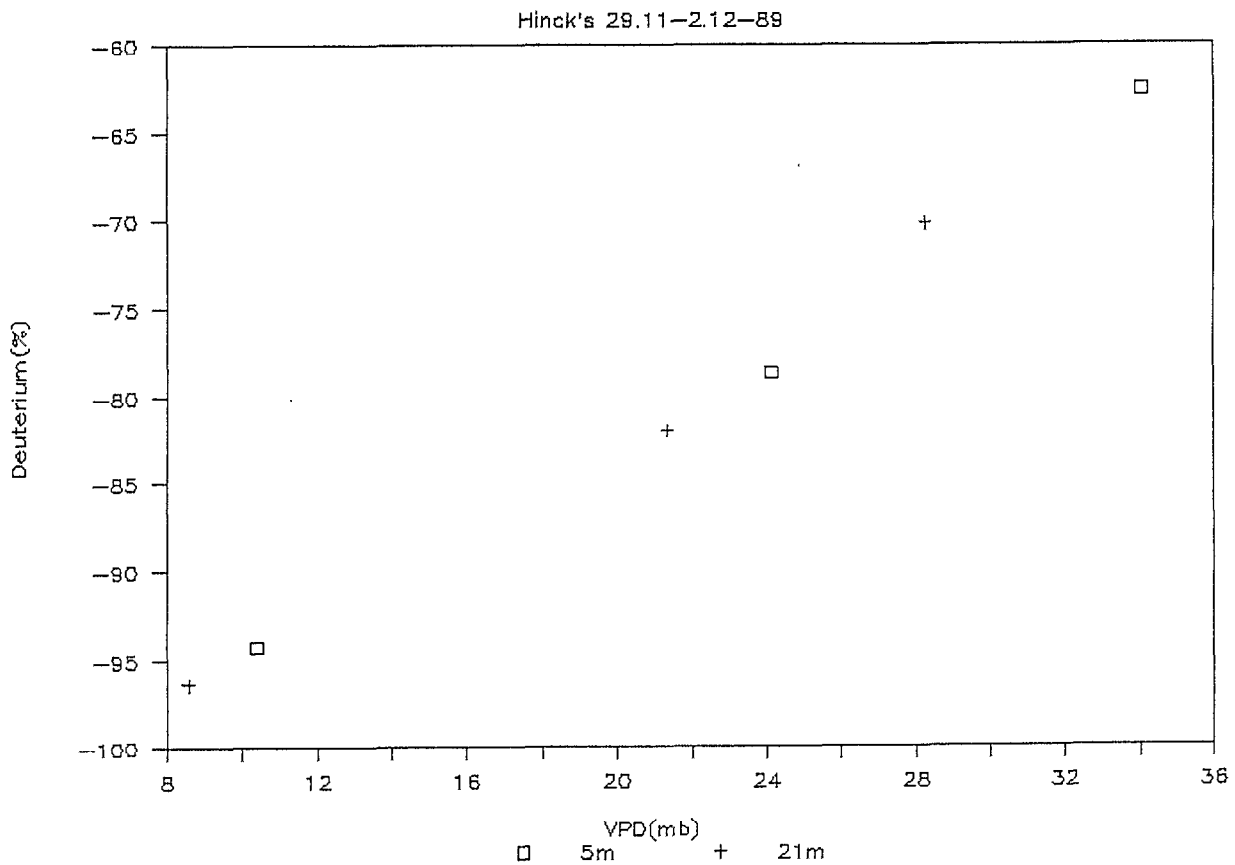


FIGURE III - 23

Composition isotopique en deutérium de l'atmosphère à 5 et 21 m au-dessus de la végétation et déficit de saturation de l'air.



Sur cette figure, on constate d'abord que la liaison mentionnée semble assez bonne. On constate ensuite qu'il existe un gradient isotopique entre les deux niveaux de prélèvements (5 m et 21 m) et qu'enfin ce gradient semble lui-même proportionnel au déficit de saturation de l'air. Le peu de données ne permettaient pas de pousser plus loin l'interprétation, aussi avons-nous mis à profit une autre expérimentation, dans la région de Griffith, pour tenter de cerner plus précisément ces interactions entre la composition isotopique de la vapeur d'eau et les processus physiques de l'évaporation.

Les résultats présentés ici sont ceux d'une expérimentation réalisée dans le sud des New South Wales (Australie) en janvier 1990 (Brunel et al, 1991).

En régions semi-arides, l'évapotranspiration est normalement le mode dominant de perte en eau, le ruissellement de surface et la recharge des eaux souterraines ne représentant qu'une faible fraction des précipitations annuelles. L'estimation précise de ce flux sur des périodes de l'heure ou de la journée est toujours assez difficile. Une approche ne peut être prometteuse que si elle permet de comprendre le régime de la couche atmosphérique limite comme un intégrateur des processus à l'échelle régionale ou à celle d'un bassin (Brutsaert, 1976).

La composition en isotopes stables de la vapeur d'eau près de la surface doit répondre à l'évapotranspiration locale aussi bien qu'à la circulation atmosphérique régionale. La connaissance de la composition en isotopes stables de la vapeur d'eau représente également un paramètre critique d'entrée dans les modèles de calcul de l'enrichissement en isotopes lourds à la surface des nappes d'eau libre pendant l'évaporation (Gonfiantini, 1986 ; Simpson et al 1987).

Malgré les avantages potentiels que représente l'utilisation des isotopes stables de la vapeur d'eau, il y a eu relativement peu d'études de cette nature, au moins partiellement en raison des difficultés expérimentales de collecter des échantillons de vapeur non fractionnée. Parmi les études réalisées sur ce sujet, on peut citer les expériences de laboratoire, et les développements théoriques sur le fractionnement des isotopes stables de l'eau pendant l'évaporation à la surface d'une nappe d'eau libre (Merlivat et Coantic, 1975) et (Merlivat, 1978). White et Gedzelman (1984) ont trouvé que le deutérium contenu dans des échantillons de vapeur d'eau collectés à quelques mètres au-dessus du sol, à 30 km de New-York City, dépendait en premier lieu de l'origine des masses d'air dans lesquelles ils étaient prélevés.

Bariac et al (1989) ont examiné les fluctuations horaires au cours d'une journée de la composition en isotopes stables de la vapeur d'eau atmosphérique, au-dessus d'une parcelle cultivée en alfalfa.

On peut encore citer les travaux de Baudet et Laurent (1976), Joussaume et al (1984). L'expérimentation que nous décrivons ici s'est déroulée au-dessus de rizières irriguées, en climat semi-aride. Les objectifs étaient les suivants :

- Etudier l'interaction entre les masses d'air régionales et l'évapotranspiration locale en échantillonnant la vapeur d'eau à différents niveaux au-dessus d'une culture à grande échelle, transpirant activement, ceci afin de définir certains des facteurs qui contrôlent la composition de la vapeur d'eau dans les premiers mètres au-dessus de la surface.
- Vérifier que la composition en isotopes stables de la vapeur d'eau près de la surface obéit aux lois classiques de la micrométéorologie.
- Si les profils isotopiques observés dans l'atmosphère au-dessus de la surface obéissent à ces lois, tenter d'utiliser une approche du type "Rapport de Bowen", basée sur les gradients d'isotopes stables, intégrés sur des périodes de la journée plutôt que de moyennner de nombreux gradients instantanés d'humidité spécifique.

Un des avantages possibles d'une telle approche est que la composition isotopique de l'eau soumise à l'évapotranspiration a des chances de rester constantes à l'échelle de plusieurs jours. Les gradients isotopiques dans la vapeur d'eau sont aussi probablement moins sujets aux influences météorologiques à petite échelle, que ne le sont habituellement les paramètres utilisés en micrométéorologie classique.

## **4 - 1 CONDITIONS DE L'EXPERIENCE**

### **4 - 1 - 1 LE SITE ET LA PERIODE DE MESURES**

Le site de l'étude se trouvait dans les New South Wales (dans le sud-est de l'Australie), 12 km au sud de la ville de Griffith, au milieu d'une région d'agriculture irriguée. Les équipements de mesures micrométéorologiques et de prélèvement de la vapeur d'eau se trouvaient au milieu d'une rizière homogène de 120 ha, environ.

Les mesures et les prélèvements ont eu lieu au milieu de l'été, entre le 31 janvier et le 8 février 1990, 3.5 mois après le semis et 1.5 mois avant la récolte. La culture avait atteint environ 60 cm au-dessus de la surface d'eau et occupait la totalité de la zone inondée.

On a admis dans ces conditions que la transpiration constituait le flux dominant de vapeur d'eau vers l'atmosphère.

#### 4 - 1 - 2 METHODE DE PRELEVEMENT ET INSTRUMENTATION

La vapeur d'eau a été prélevée à plusieurs niveaux au-dessus de la rizière par pompage lent ( $0.9 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ min}^{-1}$ ) et piégée dans des tubes de verre maintenus à une température de - 55 à - 60°C à l'aide d'un dispositif de réfrigération électrique, l'ensemble étant similaire à l'équipement décrit par Schoch-Fisher et al (1984) . Avec ce débit de pompage, on a estimé qu'au moins 98 % de la vapeur étaient piégés.

Les résultats d'analyses isotopiques n'ont pas été corrigés d'un éventuel fractionnement dû à un piégeage incomplet. L'ordre de grandeur de cette correction, estimé à partir d'expériences de laboratoire ou de calculs théoriques, est inférieur à - 5‰ pour  $\delta^2\text{H}$  et - 0,4‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$ . Cette correction s'appliquerait de toutes façons systématiquement à l'ensemble de nos données.

Les échantillons de vapeur d'eau ont été collectés simultanément aux trois niveaux pendant des durées de 6 à 8 heures le jour et 13 à 15 heures la nuit. Ils ont été ensuite analysés après préparation par les techniques classiques de spectrométrie de masse. La précision analytique est de  $\pm 2 \%$  pour  $\delta^2\text{H}$  et  $\pm 0,2 \%$  pour  $\delta^{18}\text{O}$ . Tous les résultats sont exprimés en notation  $\delta$  (‰), par rapport au SMOW.

L'équipement micrométéorologique installé sur un mat à une dizaine de mètres du mat de prélèvement de vapeur permettait la mesure des paramètres suivants :

- Températures de l'air et vitesses du vent à 2 niveaux au-dessus de la végétation,
- Rayonnement net mesuré à 1,5 m au-dessus de la végétation à l'aide d'un pyrromètre Swissteco,
- Le flux de chaleur par conduction à l'interface sol - eau était mesuré directement à l'aide d'un fluxmètre Middleton enterré à 0,5 cm dans la boue ,
- La température radiative de surface de la végétation était mesurée à l'aide de deux thermomètres infra-rouge (Everest, réponse spectrale : 7 - 20  $\mu\text{m}$ , angle de vue : 5°).

Les capteurs étaient placés à 1 m au-dessus de la végétation, regardant celle-ci vers l'est et vers l'ouest sous un angle de 45°,

- La température de surface de l'eau à l'intérieur de la végétation était mesurée avec un capteur Everest de mêmes spécifications, mais placé verticalement à 10 cm de la surface de l'eau,

- Enfin, un dispositif particulier constitué de fins thermocouples montés en série permettait de mesurer l'écart de température entre l'interface sol - eau et eau - atmosphère, à l'intérieur du couvert végétal. Ces deux derniers équipements permettaient de calculer les pertes et gains de chaleur de la lame d'eau de la rizière.

Les informations étaient reçues toutes les 30 secondes par une centrale (AOIP SAM12) et traitées et stockées sous forme de moyennes toutes les 10 minutes à l'aide d'un micro-ordinateur (HP 85).

Des mesures de l'humidité relative étaient également effectuées plusieurs fois par jour à l'aide d'un psychromètre Assman. Des moyennes journalières ont été calculées en utilisant une corrélation empirique entre le site et la station météorologique du CSIRO de Griffith située à quelques km.

## **4 - 2 COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'EAU D'IRRIGATION ET DE LA VAPEUR D'EAU**

### **4 - 2 - 1 COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'EAU DE SURFACE**

L'eau utilisée pour l'irrigation provient en premier lieu du ruissellement de surface dans la "Great Dividing Range" pendant les mois d'hiver et de printemps. Cette eau est stockée dans deux grands réservoirs et relâchée pour l'irrigation entre la fin du printemps et le début de l'automne. Sa composition isotopique est approximativement  $\delta^2\text{H} = -40 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -6,5 \text{ ‰}$ , elle est relativement constante pendant toute la période d'irrigation.

Au cours des 4 mois d'inondation des rizières, cette eau s'enrichit progressivement en isotopes lourds ( $\delta^2\text{H}$  augmente d'environ 70 ‰) pendant les 4 premières semaines (figure III - 24) puis évolue vers une teneur en  $^2\text{H}$  qui est seulement de 10 ‰ supérieure à celle de l'eau d'origine.

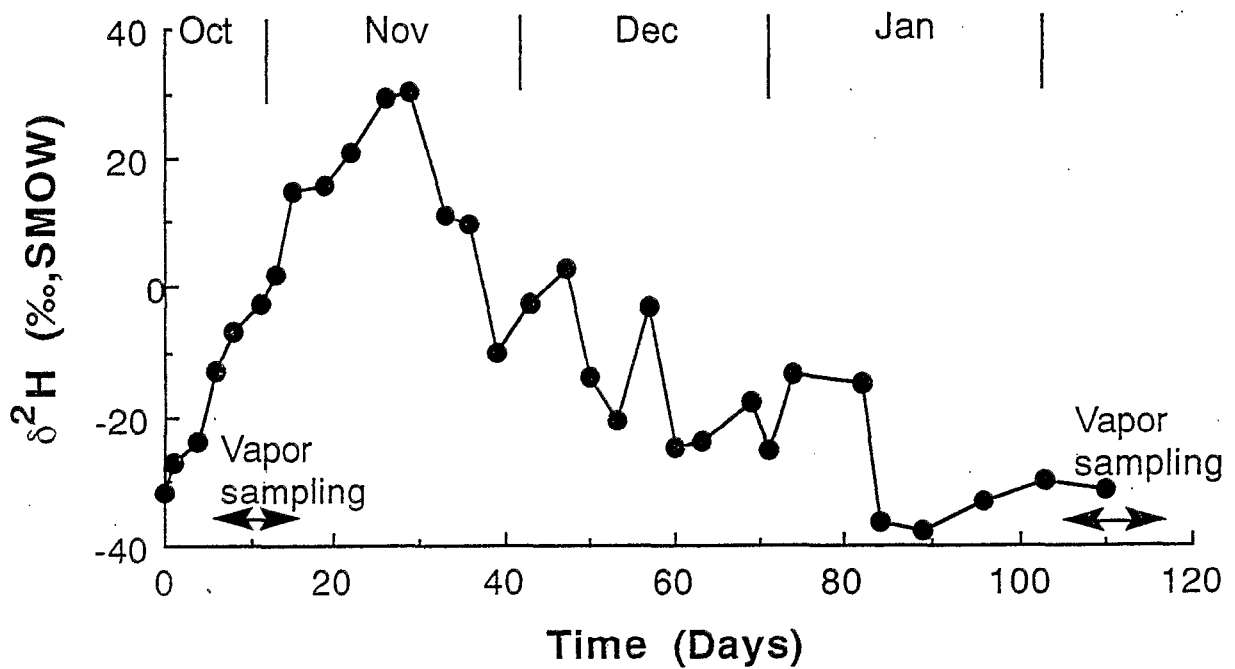


FIGURE III - 24

Evolution de la composition isotopique en deutérium de l'eau d'irrigation pendant les mois précédents l'expérimentation

On peut raisonnablement interpréter cette évolution de la façon suivante : au cours du premier mois il y a une nette prédominance des pertes par évaporation puisque la culture n'est pas encore établie, puis au fur et à mesure que la culture se développe, l'évaporation directe diminue tandis que la transpiration augmente, et l'on sait que ce processus ne provoque pas de fractionnement du liquide résiduel.

On retourne alors graduellement à une composition de l'eau très proche de celle de l'eau d'origine,  $\delta^2\text{H} = -30\text{‰}$  et  $\delta^{18}\text{O} = -4\text{‰}$ , qui est celle du début de notre expérimentation. Si le flux local vertical de vapeur était dû à la seule transpiration, elle aurait cette composition ; si au contraire ce flux était issu de l'évaporation directe, on pourrait calculer sa composition en utilisant les résultats de laboratoire sur le fractionnement à l'équilibre et le fractionnement cinétique pendant le changement de phase eau liquide - vapeur (Majoube, 1971), (Merlivat, 1978), en prenant en compte les échanges vapeur atmosphérique - liquide, lesquels sont contrôlés, rappelons-le, par la composition isotopique de la vapeur d'eau ambiante ainsi que l'humidité relative de l'air (Gonfiantini, 1986).

#### 4 - 2 - 2 COMPOSITION ISOTOPIQUE DE LA VAPEUR D'EAU PRELEVEE

Les différentes valeurs de la composition isotopique de la vapeur d'eau prélevée à 3 niveaux au-dessus de la végétation au cours de l'expérience , du 31 janvier au 7 février 1990, c'est-à-dire à un moment de plein développement de la culture, sont représentées dans le tableau 4 - 1.

TABLEAU 4 - 1

Composition isotopique des échantillons de vapeur d'eau atmosphérique prélevée à trois niveaux au-dessus de la surface

Date Start	Time start	Total collection Time (days)	Height Above Water (m)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
<b>1. Rice Field - Day Samples</b>					
Jan 31	11 : 00	0.27	0.85	- 71	- 9.8
"	"	"	2.6	- 78	- 10.9
"	"	"	8.4	- 84	- 12.0
Feb 1	9 : 50	0.28	0.85	- 90	- 13.0
"	"	"	2.6	- 91	
"	"	"	8.4	- 91	- 14.0
Feb 2	10 : 50	0.23	0.85	- 113	- 16.5
"	"	"	2.6	- 127	- 18.8
"	"	"	8.4	- 126	- 19.2
Feb 3	9 : 45	0.28	0.85	- 96	- 14.2
"	"	"	2.6	- 110	- 15.9
"	"	"	8.4	- 110	- 16.8
Feb 4	11 : 45	0.24	0.85	- 109	- 16.0
"	"	"	2.6	- 116	- 17.2
"	"	"	8.4	- 122	- 18.3
Feb 5	9 : 50	0.28	0.85	- 97	- 14.8
"	"	"	2.6	- 110	- 16.0
"	"	"	8.4	- 119	- 18.1
Feb 6	10 : 10	0.26	0.85	- 83	- 13.1
"	"	"	2.6	- 100	- 15.7
"	"	"	8.4	- 110	- 17.2
Feb 7	10 : 25	0.27	0.85	- 76	- 11.3
"	"	"	2.6	- 91	- 14.3
"	"	"	8.4	- 103	- 16.0
Mean Day			0.85	- 92	- 13.6
Mean Day			2.6	- 103	- 15.5
Mean Day			8.4	- 108	- 16.5

Les valeurs moyennes diurnes de  $\delta^2\text{H}$  sur l'ensemble de cette période sont - 92 ‰, - 103 ‰, - 108 ‰, respectivement à 0.85 m, 2.6 m et 8.4 m au-dessus de la surface de l'eau prise comme référence.

Néanmoins, sur cette période de 8 jours on a relevé des variations importantes des valeurs moyennes diurnes de  $\delta^2\text{H}$  ainsi que dans les valeurs du gradient de  $\delta^2\text{H}$  avec la hauteur (figure III - 25).

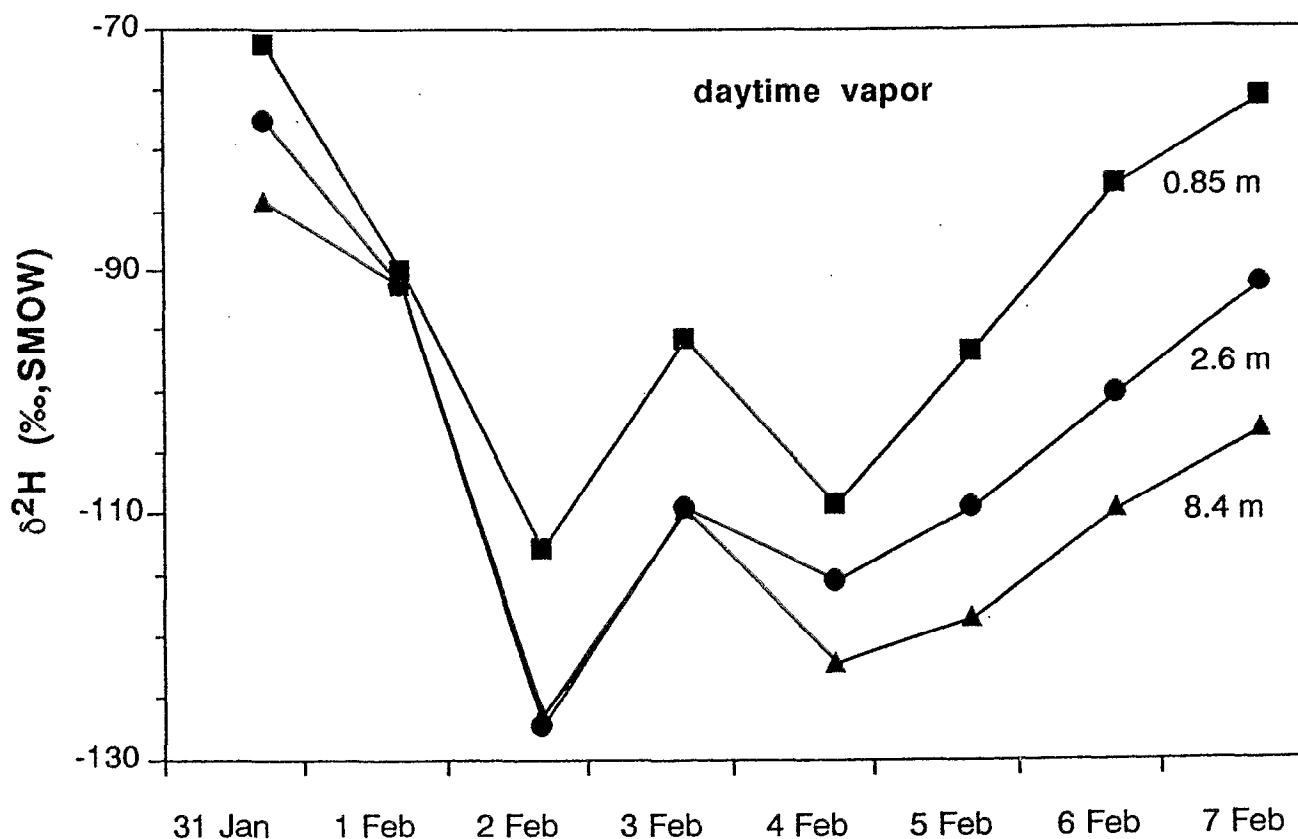


FIGURE III - 25

Evolution du gradient isotopique en deutérium de l'atmosphère au-dessus de la surface évaporante, entre le 31 janvier et le 7 février 1990

Les valeurs les plus "appauvries" en isotopes lourds ont été observées les 2 et 3 février et les gradients les plus importants, les 5 et 7 février. Ces variations importantes des teneurs en  $^2\text{H}$  (- 71 à - 127 ‰) s'accompagnent également de variations considérables des teneurs en  $^{18}\text{O}$  (- 9,8 à - 19,2 ‰). La pente moyenne de la relation  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  est de 6.3 (figure III - 26). Rappelons que la pente de la Droite Météorique Mondiale est de 8 (Craig, 1961) (Yurtsever, 1975).

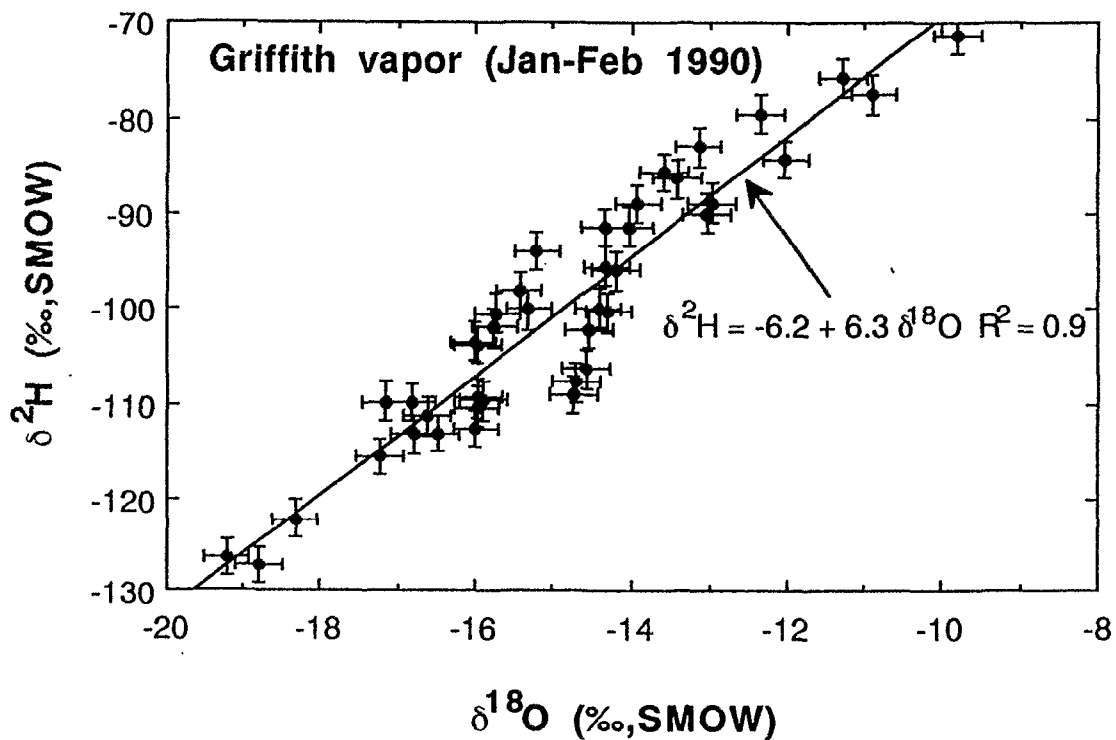


FIGURE III - 26  
Relation Oxygène - 18 vs deutérium



Sur la figure III - 25, qui montre la série chronologique des valeurs de  $\delta^2\text{H}$  de la vapeur d'eau prélevée aux 3 niveaux indiqués, entre le 31 janvier et le 7 février, deux types de variations apparaissent clairement : (a), des variations journalières du gradient isotopique avec la hauteur, et (b) des variations journalières des valeurs moyennes de la composition isotopique simultanément aux 3 niveaux. Nous avons supposé que ces deux types de variabilité étaient gouvernés par des mécanismes ayant une échelle spatiale différente.

Les fluctuations de la composition isotopique moyenne aux 3 niveaux pourraient être reliées à la circulation générale des masses d'air, tandis que l'amplitude des gradients isotopiques verticaux pourrait dépendre de facteurs micrométéorologiques qui déterminent les échanges de masse et d'énergie entre la surface de la culture et l'atmosphère.

#### **4 - 3 TRANSPORT ATMOSPHERIQUE A L'ECHELLE REGIONALE : Influence des conditions météorologiques à grande échelle sur la composition isotopique de la vapeur d'eau dans la couche limite.**

Les observations météorologiques à grande échelle que nous avons utilisées ici sont extraites des cartes synoptiques de pression au niveau de la surface, et aux niveaux 850 hPa et 500 hPa ; ainsi que des diagrammes aérologiques de la station de Wagga - Wagga, 150 km au S.E de Griffith. Dans ce qui suit, nous avons utilisé la "température potentielle du thermomètre humide",  $\theta_w$ , qui est définie comme la température humide qu'aurait une particule d'air si elle était ramenée adiabatiquement à la pression 1000 hPa. Ce paramètre est en effet considéré comme une propriété conservative des masses d'air et permet par conséquent leur différenciation.

Pour comparer la composition isotopique de la vapeur d'eau près du sol avec la circulation régionale, on a choisi le niveau de référence 8.4 m qui est notre point d'échantillonnage de vapeur le plus élevé. Le 31 janvier, la composition isotopique de la vapeur d'eau à ce niveau est la plus "enrichie" que nous ayons observée au cours de notre période d'expérimentation ( $\delta^2\text{H} = - 85 \text{ ‰}$ ). Notre interprétation des données météorologiques régionales est la suivante: le 31 janvier, le vent, depuis la surface jusqu'au niveau 500 hPa est de direction N.E..

La carte synoptique de pression en surface (figure III - 27) indique que la source régionale de ce transport est la branche sud d'un cyclone tropical en formation à l'Est de la côte du Queensland. Le profil vertical de  $\theta_w$  calculé à partir du diagramme aérologique de Wagga - Wagga montre l'existence d'une masse d'air très homogène de la surface jusqu'à 400 hPa ( $\theta_w = 21^\circ \text{C}$ ).

Le 1<sup>er</sup> février, on observe une légère diminution de  $\delta^2\text{H}$  par rapport au jour précédent, et le 2 février, on note la valeur la plus 'appauvrie' en isotopes lourds, dans notre période d'observations, avec  $\delta^2\text{H}$  approchant - 130 % .

La carte synoptique des pressions en surface montre que le cyclone tropical maintenant bien établi s'est déplacé vers le Sud-Ouest, vers la côte du Queensland, juste au Nord de Brisbane. Au cours de cette même période, un fort anticyclone s'est développé à l'Ouest de la Grande Baie Australienne. La région qui nous intéresse est sous l'influence de vents du Sud le 2 février. Cependant, il n'est pas évident, au seul examen des cartes synoptiques de pression, de déterminer si ces vents proviennent de la branche est de l'anticyclone ou bien de la région située immédiatement au Sud du cyclone tropical (maintenant baptisé Nancy).

L'examen des diagrammes aérologiques et le calcul de  $\theta_w$  permet de lever l'ambiguïté. Entre la surface et le niveau 800 hPa se tient une masse d'air dont  $\theta_w$  est compris entre  $14^\circ \text{C}$  et  $16^\circ \text{C}$  surmontée par une masse d'air tropicale ( $19^\circ \text{C} < \theta_w < 21^\circ \text{C}$ ). Cette situation indique clairement que de l'air maritime venant des latitudes élevées s'est déplacé vers le Nord en s'enfonçant sous l'air tropical.

La vapeur d'eau d'origine tropicale semble donc avoir une composition isotopique beaucoup plus riche en isotopes lourds que les masses d'air des latitudes plus élevées. Ces observations sont en accord avec celles faites par White et Gedzelman (1984), près de la côte est de l'Amérique du Nord.

Au fur et à mesure que le cyclone tropical se déplace vers le Sud, il se rapproche de notre site de mesures, et l'on peut penser qu'une quantité croissante d'air tropical se mélange avec l'air polaire maritime venant du Sud.

C'est ce qui apparaît en fait lorsque l'on examine la composition isotopique de la vapeur d'eau prélevée à 8.4 m, en même temps que le cheminement du transport atmosphérique à grande échelles, estimé à partir de l'analyse des cartes synoptiques de pression et des diagrammes aérologiques.

Au cours des 5 jours qui suivent, entre le 2 et le 7 février, des changements systématiques apparaissent bien d'une manière évidente sur les cartes de la pression au sol (figure III - 27).

La conséquence de l'importance croissante de la composante tropicale est l'enrichissement progressif de la composition de la vapeur d'eau en isotopes lourds (figure III 25).

Nous avons examiné les variations journalières de la composition isotopique de la vapeur d'eau aux 3 niveaux , composition que nous avons pu relier à la circulation atmosphérique régionale .

Il nous reste à examiner les fluctuations de l'amplitude des gradients isotopiques, dont nous pensons qu'ils dépendent de facteurs micrométéorologiques et de la transpiration de la végétation.

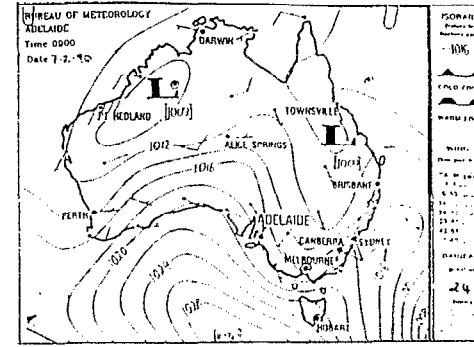
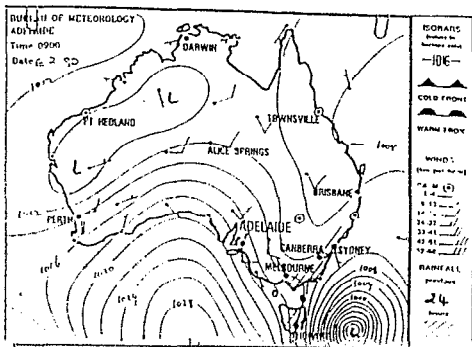
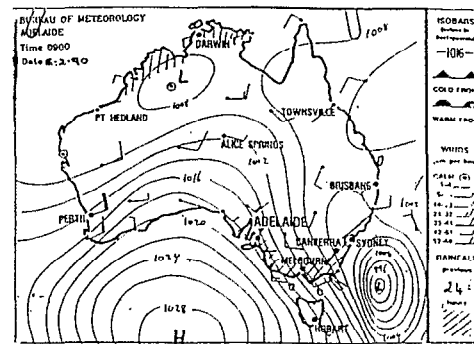
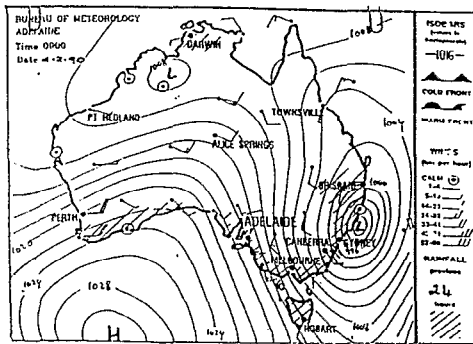
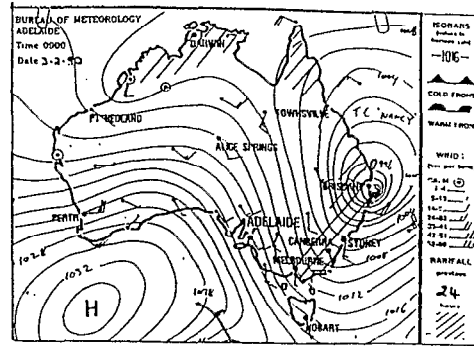
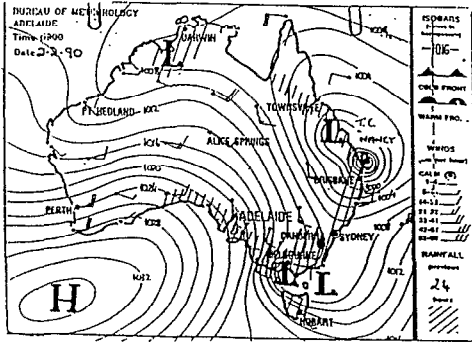
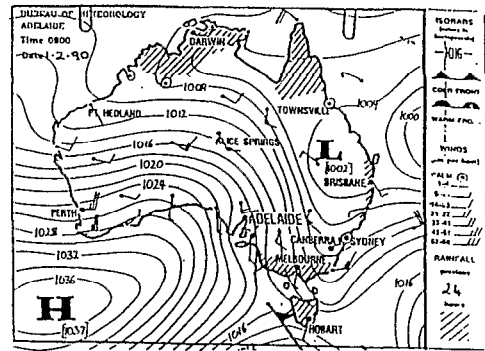
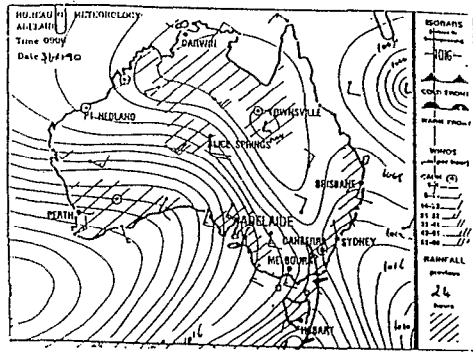


FIGURE III - 27

Cartes synoptiques de la pression au sol montrant l'évolution de la situation météorologique entre le 31 janvier et le 7 février.

## 4 - 4 UTILISATION DES GRADIENTS VERTICAUX DE CONCENTRATION EN ISOTOPES STABLES DE LA VAPEUR D'EAU POUR ESTIMER LA TRANSPIRATION DE LA VEGETATION

### 4 - 4 - 1 FORMULATION DE LA RESISTANCE AERODYNAMIQUE DU COUVERT

Le concept de résistance au transfert de vapeur a été développé et appliqué de nombreuses manières (Slatyer et McIlroy, 1961), ( Monteith, 1973), (Cowan, 1968), (Thom, 1975). Les flux de vapeur d'eau, de chaleur et de quantité de mouvement peuvent être décrits par les équations suivantes :

$$Q = \frac{C_s - C(z)}{r_a} \quad (1)$$

où Q est le flux considéré,  $C_s$  est la concentration à la surface de la végétation,  $C(z)$  la concentration à la hauteur z et  $r_a$ , la résistance aérodynamique entre la surface et la hauteur z.

On suppose généralement que r est identique pour un certain nombre de propriétés (Brutsaert, 1982). Pour la chaleur sensible l'équation (1) devient :

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a} \quad (2)$$

pour la vapeur d'eau on a :

$$E = \frac{\rho (q_s - q)}{r_a} \quad (3)$$

H désigne le flux de chaleur sensible dans l'air,  $\rho$  est la densité de l'air,  $C_p$  est la chaleur spécifique à pression constante,  $T_a$  est la température, E le flux d'évaporation et q l'humidité spécifique.

Si l'on suppose que le déplacement des isotopes stables dans le régime turbulent de l'atmosphère, s'effectue sans fractionnement, le flux d'isotopes peut donc être estimé comme suit :

$$Q_i = \frac{\rho (q_s R_s - qR)}{r_a} \quad (4)$$

R est le rapport du nombre de molécules contenant l'un des isotopes lourds à celui du nombre de molécules contenant uniquement des isotopes légers. R peut être remplacé par la notation  $\delta$

$$\delta = \frac{R - R_0}{R_0} \quad (5)$$

$R_0$  est la valeur de R pour la référence standard (SMOW). La composition isotopique de la source de vapeur peut donc être définie comme suit :

$$\delta_1 = \frac{Q_i}{R_0 E} - 1 \quad (6)$$

En combinant les équations (4 - 6) on obtient :

$$\delta_1 E = \frac{q_s \delta_s - q \delta}{r_a} \quad (7)$$

à partir des équations (3) et (7) on obtient :

$$\delta = \delta_1 + \frac{q_s (\delta_s - \delta_1)}{q} \quad (8)$$

ou sous une autre forme :

$$q = \frac{q_s (\delta_s - \delta_1)}{\delta - \delta_1} \quad (9)$$

#### 4 - 4 - 2 DEPENDANCE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE AVEC LE LOGARITHME DE LA HAUTEUR

La résistance aérodynamique a été calculée en utilisant l'approximation de Choudury et al (1986).

$$Ra = \frac{\left\{ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \right\}^2}{kU^2(1-\eta)^2}$$

dans laquelle U est la vitesse du vent, z, la hauteur, k la constante de Von Karman ( $k = 0.40$ ). Les valeurs de d (hauteur du plan de déplacement),  $z_0$ , la rugosité et  $\eta$  ont été calculées comme suit (Legg et Long, 1975) :

$$d = 0.56h$$

$$z_0 = 0.3(h - d)$$

$$\eta = \frac{5(z - d) g (T_s - T)}{TU^2}$$

où h est la hauteur de la végétation et g la constante de gravité.

Expérimentalement, U varie logarithmiquement avec la hauteur (Brutsaert, 1982) et donc l'utilisation de la formulation de la résistance exprimée en (10) conduit à une variation logarithmique avec la hauteur de la température, de l'humidité spécifique et de la concentration isotopique (qR).

Si l'on utilise cette dépendance logarithmique dans l'équation (8), on s'aperçoit que  $\delta$  ne varie pas logarithmiquement mais sous une forme  $\ln x / (1 + \ln x)$  ; néanmoins comme  $q/q_s$  est proche de 1,  $\ln x$  est petit et  $\delta$  est donc approximativement logarithmique.

On peut considérer que la vitesse de friction  $U^*$  définie par l'équation qui suit (Eq 11) (Brutsaert, 1982), est une mesure du degré d'instabilité de la couche limite et donc les différences dans les valeurs de  $\delta^2 H$  mesurées à deux hauteurs différentes devraient être proportionnelles à  $U^*$  calculée à partir de la vitesse du vent mesurée à ces mêmes hauteurs.

$$U^* = \frac{R(U_3 - U_2)}{\ln\left(\frac{z_3}{z_2}\right)}$$

#### 4 - 4 - 3 ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

Dans le cas étudié, l'estimation de l'évapotranspiration peut se faire à partir de l'équation du bilan d'énergie suivante :

$$LE = R_n - G - \Delta Q_w - H \quad (12)$$

dans laquelle L est la chaleur latente d'évaporation,  $R_n$  le rayonnement net au-dessus de la végétation, G est le flux vertical de chaleur mesuré à l'interface entre l'eau et le sol,  $\Delta Q_w$  est la quantité de chaleur stockée ou perdue par le réservoir d'eau. Celle-ci peut être calculée par une méthode calorimétrique :

$$\Delta Q_w = \int_{z_1}^{z_2} C_w \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

$C_w$  désigne la capacité calorifique de l'eau,  $z_1$  et  $z_2$  sont les coordonnées de la surface et du fond de la nappe d'eau,  $T$  est la température de l'eau au niveau  $z$  et au temps  $t$ .

L'évapotranspiration peut alors être estimée à partir de l'équation (12),  $H$  ayant été calculé préalablement au moyen des équations (2) et (10). Une autre méthode d'estimer l'évapotranspiration qui ne nécessite pas l'approximation (10) pour le calcul d'une résistance aérodynamique est celle du rapport de Bowen ( $\beta$ ).

Celui-ci est défini comme suit :

$$\beta = \frac{C_p (T_2 - T_3)}{L (q_2 - q_3)} = \frac{H}{LE} \quad (14)$$

Les indices 2 et 3 se rapportent à des mesures faites à différentes hauteurs au-dessus du sol.

La combinaison des équations (12) et (14) conduit à :

$$LE = \frac{Rn - G - \Delta Q_w}{1 + \beta} \quad (15)$$

Le concept du rapport de Bowen peut être étendu à n'importe quel "composant de l'atmosphère", tel que  $CO_2$  par exemple. Nous proposons ici une modification qui utilise la composition en isotopes stables de l'air.

L'équation (9) relie l'humidité spécifique à n'importe quelle hauteur à la composition isotopique à la même hauteur. Si l'on suppose que  $q$  et  $\delta$  sont tous les deux mesurés à la même hauteur (indice 2 et 3 des équations qui suivent), on peut écrire :

$$q_2 = \frac{q_s (\delta_s - \delta_1)}{\delta_2 + \delta_1} \quad (16)$$

D'une manière analogue on peut exprimer  $q_3$  :

$$q_3 = \frac{q_2 (\delta_2 - \delta_1)}{\delta_3 + \delta_1} \quad (17)$$

Ces deux paramètres introduits dans les équations (14) et (15) permettent une estimation de l'évapotranspiration.



#### 4 - 4 - 4 RESULTATS

Pendant les 8 journées d'expérimentation, les conditions micrométéorologiques ont présenté des variations significatives. Les figures III - 28 et 29 montrent les gradients horaires de vitesse du vent et de température entre la surface de la végétation et une hauteur de 2.3 m au-dessus.

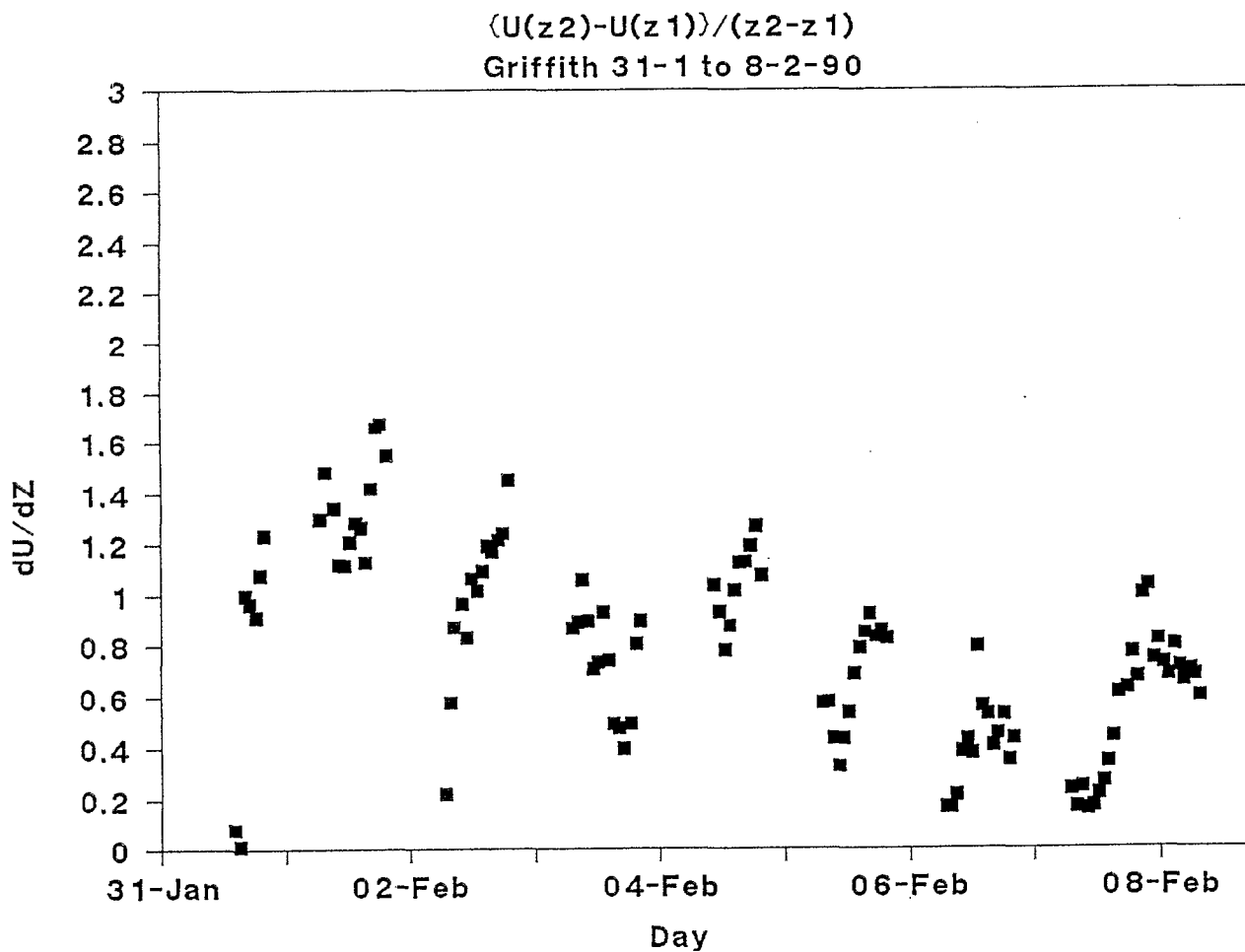


FIGURE III - 28

Gradients horaires de la vitesse du vent mesurée à deux niveaux au-dessus de la surface évaporante

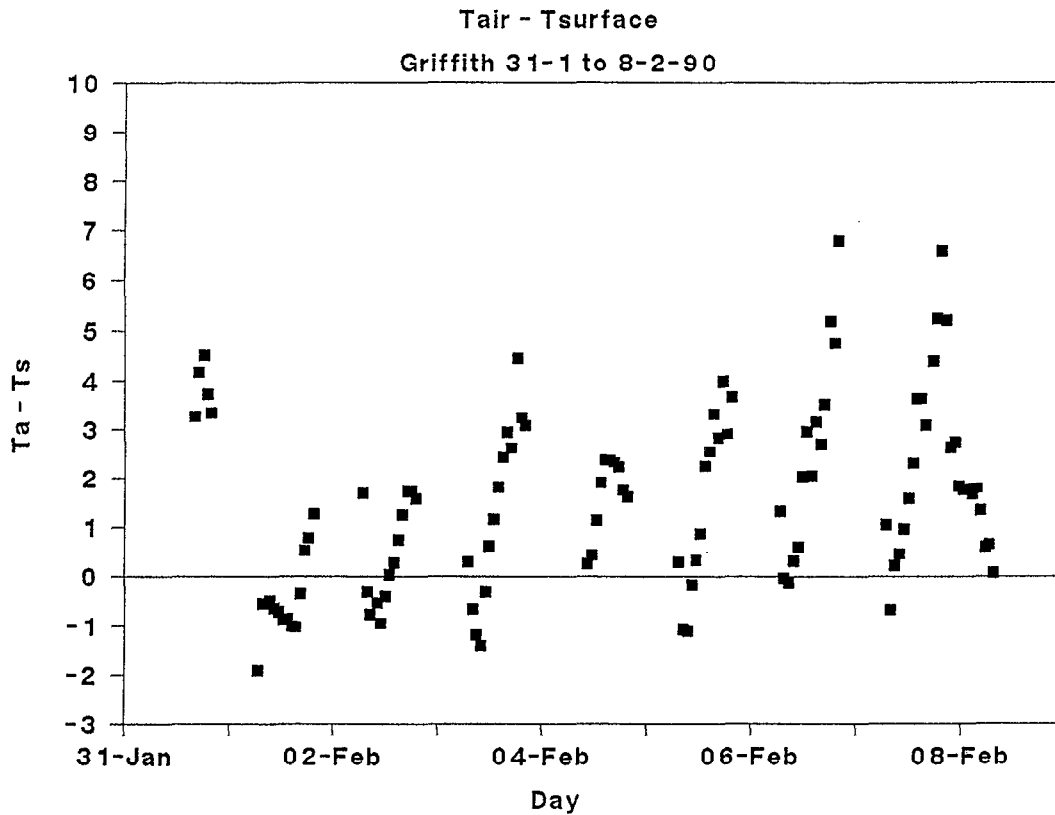


FIGURE III - 29

Gradients horaires de la température de l'air mesurée à deux niveaux au-dessus de la surface évaporante

Ces données (moyennées en valeurs journalières dans le tableau 4.2 qui suit) montrent qu'il y a simultanément accroissement des écarts de température et diminution du gradient vertical de vitesse du vent, reflétant un accroissement des conditions de stabilité dans la couche limite.

TABLEAU 4 - 2

Valeurs moyennes journalières de quelques paramètres micrométéorologiques mesurés au-dessus de la végétation

Date	Ta °C	Ts °C	U <sub>2</sub> m sec <sup>-1</sup>	U <sub>1</sub> m sec <sup>-1</sup>	Rnet W m <sup>2</sup>
jan 31	31.4	28.1	3.7	2.6	340
Feb 1	15.3	15.7	5.4	3.5	132
Feb 2	18.7	18.3	4.2	2.8	324
Feb 3	22.0	20.7	3.0	1.9	366
Feb 4	24.7	23.1	3.8	2.3	298
Feb 5	23.4	21.7	2.7	1.7	313
Feb 6	24.2	21.9	1.9	1.3	350
Feb 7	24.8	22.5	1.7	1.2	372

Ta = Temperature at 2.3 m above the crop surface

Ts = Temperature of the crop surface as measured by infrared sensors

U<sub>2</sub> = mean day-time wind velocity measured at a height of 2 m above the crop surface

U<sub>1</sub> = mean day-time wind velocity measured at a height of 0.2 m above the crop surface

Rnet = mean day-time net incoming radiation as measured 1.5 m above the crop surface

Le rayonnement net reste assez constant tout au long de la période de mesures sauf pour le 1er février qui était nuageux et frais (figure III - 30)

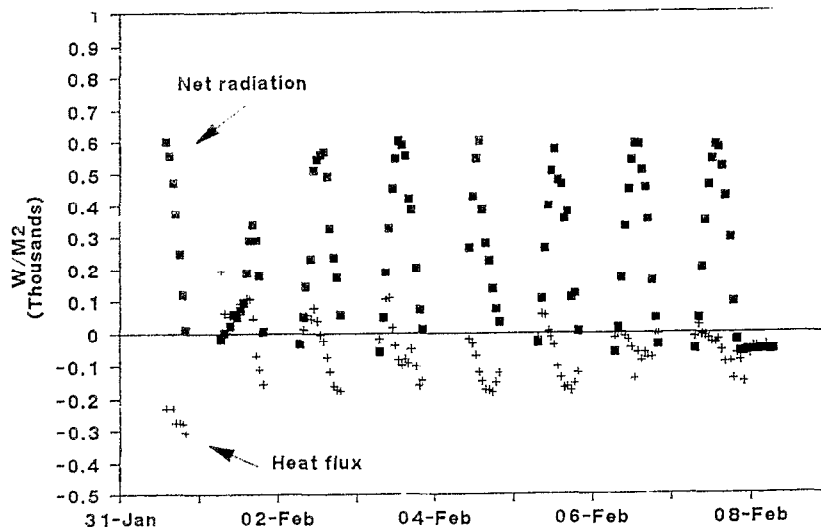


FIGURE III - 30

Éléments du bilan d'énergie mesurés au-dessus de la surface évaporante entre le 31 janvier et le 8 février 1990

- a - L'évapotranspiration diurne calculée à partir du bilan d'énergie varie de 8 mm à moins de 2 mm, avec la plupart des valeurs entre 5 et 7 mm. Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles obtenues sur lysimètres par Lang et al (1974) pour une culture de riz dans la même région, en été.
- b - La composition en isotopes stables de la vapeur d'eau échantillonnée pendant la journée aux 3 niveaux au-dessus de la culture indique un gradient systématique de  $\delta^2\text{H}$  du niveau le plus bas au niveau le plus élevé (figure III - 25). Les échantillons de vapeur recueillis près de la surface de la végétation sont systématiquement les plus enrichis en isotopes lourds.
- c - La composition isotopique de la vapeur exprimée en fonction de la hauteur fait apparaître une relation logarithmique (figure III - 31)

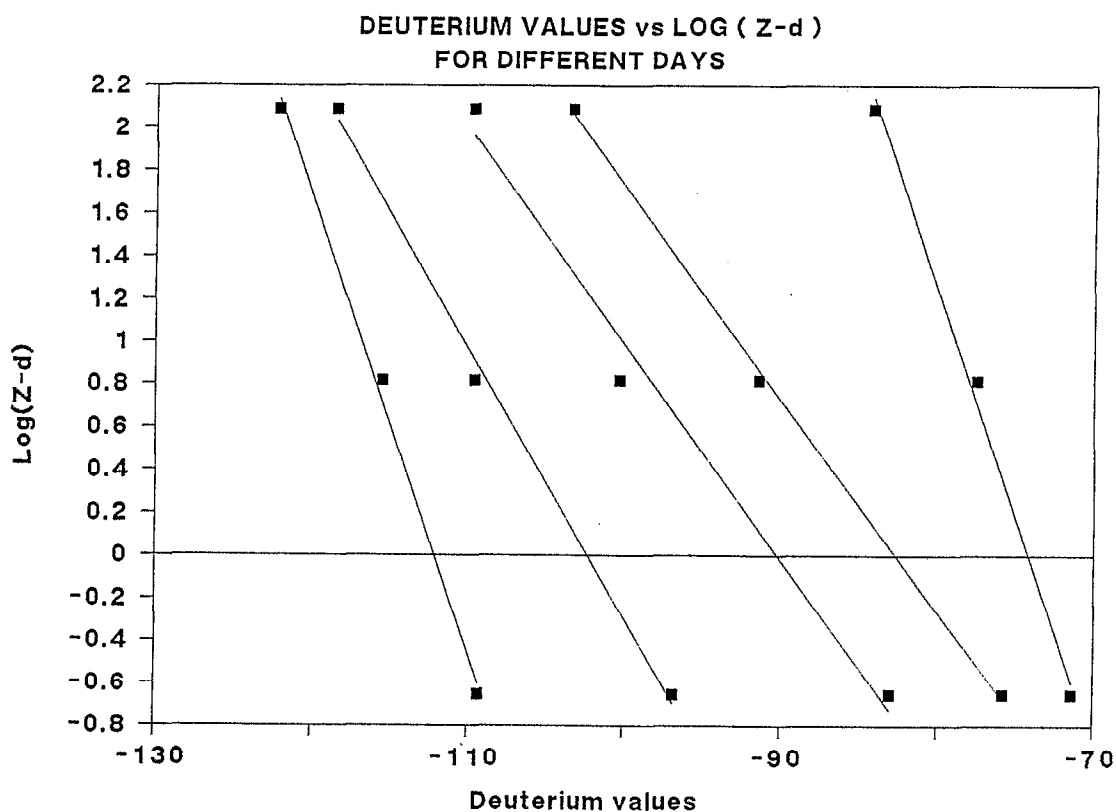


FIGURE III - 31

Composition isotopique en deutérium de l'atmosphère en fonction du logarithme de la hauteur de prélèvement.

d - L'un de nos objectifs était de mesurer l'amplitude de ces gradients isotopiques près de la surface et de tenter de les utiliser pour calculer la transpiration de la végétation étudiée. Les variations des gradients isotopiques verticaux  $\delta^2H$  reflètent étroitement celles des paramètres micrométéorologiques. On peut observer par exemple que les gradients isotopiques décroissent lorsque  $U^*$  augmente (figure III - 32).

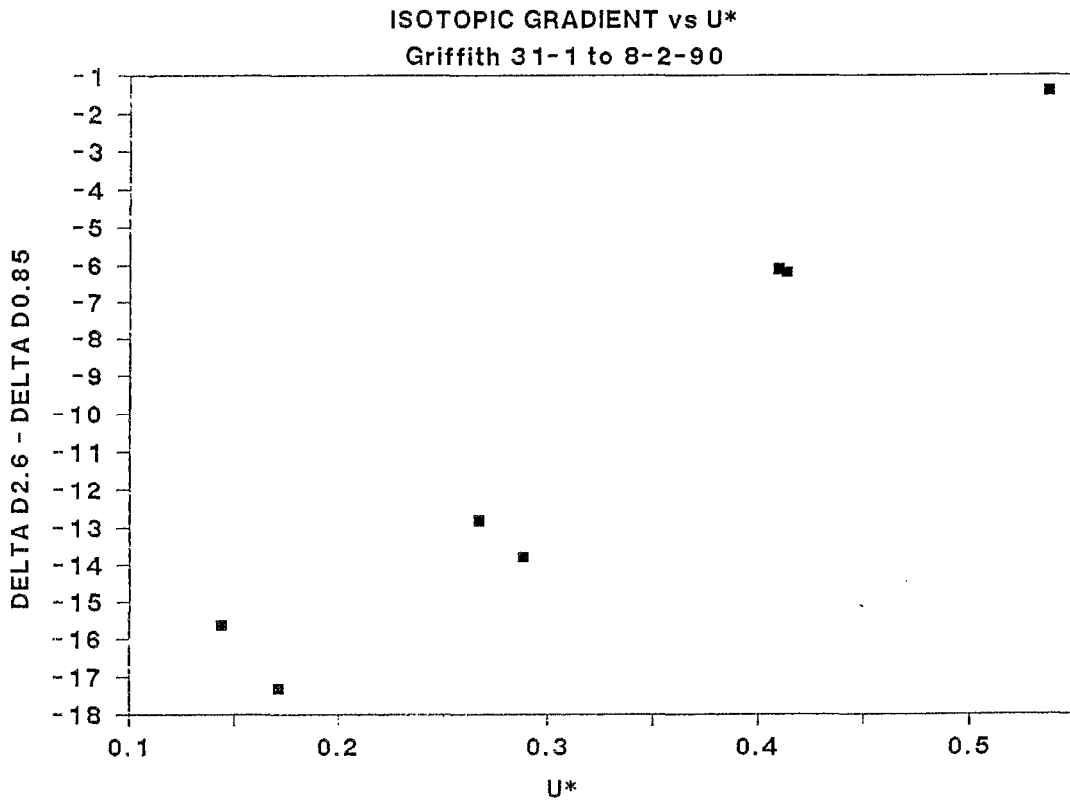


FIGURE III - 32  
Gradients isotopiques en deutérium et vitesse de frottement  $U^*$

La figure III - 33 montre la comparaison entre les valeurs d'évapotranspiration obtenues par bilan d'énergie /méthode aérodynamique et celles obtenues par la méthode du rapport de Bowen en utilisant les gradients de la composition en isotopes stables. Les deux méthodes semblent en parfait accord, ce qui indique que notre hypothèse d'un mélange de vapeur à deux composants était probablement raisonnable.

Dans ces deux séries de calculs, nous avons seulement considéré l'évapotranspiration diurne et nous avons supposé que 90 % de la source de vapeur venait de la transpiration de la végétation ( $\delta^2\text{H} = - 30 \%$ ) et 10 % de l'évaporation directe du plan d'eau, ce qui conduit à une valeur pondérée d'environ - 40 ‰.

Ces calculs et l'examen des profils individuels de la composition isotopique, confirment que la transpiration locale contribue d'une manière significative et mesurable à la remise de vapeur d'eau dans le cycle atmosphérique.

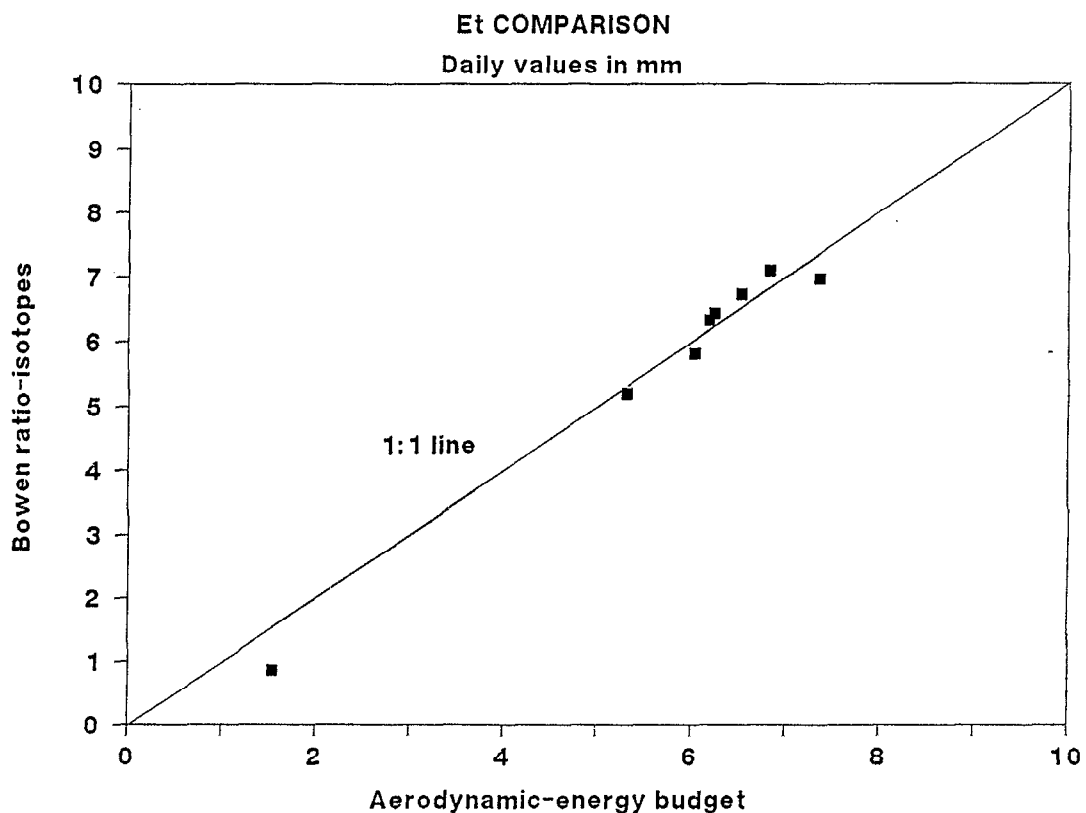


FIGURE III - 33

Comparaison entre les valeurs de la transpiration de la végétation mesurée à l'aide des gradients isotopiques dans la méthode du rapport de Bowen et la transpiration mesurée par méthode aérodynamique.

## 5 - CONCLUSIONS GENERALES

### 5 - 1 LES APPORTS A LA CONNAISSANCE DES CLIMATS

Dans aucune autre région du globe il n'est possible de concevoir une extension spatiale de l'influence des grands centres dynamiques atmosphériques de cette ampleur. Nous avons là la plus grande étendue homogène de la planète et qui de plus possède sa dimension maximale dans la direction est-ouest, qui est aussi celle de la circulation générale. L'origine des différentes masses d'air qui intéressent n'importe quel point de la région étudiée est facilement identifiable.

Dans l'ensemble insulaire, d'extension méridienne de plus de 6000 km, cela se traduit par une grande homogénéité climatique. Celle-ci n'apparaît seulement qu'après élimination des influences microclimatiques particulièrement importantes, comme on s'en doute, lorsque le caractère insulaire s'accompagne du caractère montagneux. Pour l'ensemble continental australien, ses dimensions sont telles qu'il est capable de modifier le schéma océanique relativement simple de la circulation générale, mais l'homogénéité de sa surface est aussi d'une importance telle que ces modifications créent un système également simple et de très grande ampleur. Il intervient aussi dans la climatologie de la région par le renforcement des caractéristiques de certaines masses d'air (assèchement et élévation de température).

Les climats des régions étudiées semblent essentiellement déterminés par les fluctuations saisonnières des deux grands centres de pression, la ZCIT au nord et la Ceinture Anticyclonique Sub-tropicale au sud, mais surtout par les conséquences de ces déplacements sur le régime des pluies. Comme l'évapotranspiration potentielle obéit à l'homogénéité des autres facteurs du climat, la différenciation climatique repose en définitive sur le bilan hydrique. Celui-ci permet en outre de déterminer à la fois, l'ETR et l'écoulement.

Les applications d'une classification basée sur un tel bilan, seraient particulièrement intéressantes pour l'agronome et pour l'hydrologue. Pour l'agronome, l'analyse du climat en nombre de mois secs et nombre de mois humides permet de définir la longueur de la saison agricole, les risques de sécheresse ou d'excès d'eau. Enfin, la plupart des modèles de rendements agricoles ont besoin de l'ETP ou de l'ETR. Pour l'hydrologue, c'est un moyen d'accès immédiat à une information souvent longue et difficile à recueillir : les coefficients globaux d'écoulement.

Nous avons montré par quelques exemples que l'accord n'était pas mauvais entre les coefficients annuels d'écoulement issus des bilans hydriques, et ceux obtenus par les méthodes hydrologiques. L'approche aurait pu être affinée en utilisant différentes hypothèses concernant la réserve utilisable, ou différentes situations pluviométriques de récurrence donnée, enfin en utilisant surtout de meilleurs estimateurs de l'ETP que les transformations de l'évaporation sur bac.

## 5 - 2 CONTRIBUTIONS METHODOLOGIQUES

Nous avons utilisé trois types d'approches dans cette étude. La première a fait largement appel à des méthodes de type climatique, c'est celle qui a été développée pour une région tropicale humide dans le cas de la Nouvelle-Calédonie. La seconde s'est attachée à la mesure physique de l'ETR en zones semi-arides d'Australie du Sud, où différentes méthodes classiques ont été confrontées au problème de l'hétérogénéité du couvert. La troisième approche a tenté de montrer qu'une méthode unique, utilisant les isotopes naturels de l'eau (oxygène - 18 et deutérium) pourrait être la réponse au problème de discontinuité méthodologique qui se présente lorsque l'on veut étudier le mouvement de l'eau dans l'unité sol - plante - atmosphère ; réponse aussi au problème de transfert d'échelles.

### Approche climatique : relation évaporation - climat - types de temps en région tropicale humide, l'exemple de la Nouvelle-Calédonie

L'eau n'étant pas a priori l'élément limitant de l'évapotranspiration, nous avons montré que celle-ci peut décrire le climat et il est possible de mettre en évidence une étroite dépendance de l'évaporation (bac, ETP...) avec les autres éléments du climat : rayonnement net, température, humidité, et même rattacher certaines situations d'évaporation à des types de temps bien identifiés météorologiquement.

Nous avons montré les différentes étapes de l'ajustement de la formule de Penman aux conditions locales de rayonnement et de vent, et nous avons pu constater sa parfaite validité, puisqu'elle prédit les valeurs mensuelles d'ETP à moins de 10 % près. Nous avons pu mettre en évidence l'existence d'un déphasage important entre le rayonnement solaire et la température (1 mois et demi), preuve d'une influence notable de la mer, dont la température de l'eau prise en surface est elle-même déphasée de 2 mois par rapport au rayonnement, entraînant des écarts supérieurs ou égaux à 2 ou 3 degrés avec la température de l'air, pendant les mois de saison fraîche.

Les fortes valeurs d'ETP mesurées sur le site de Nouméa, particulièrement bien exposé aux effets de l'insolation mais surtout du vent (71 % des vitesses moyennes journalières sont supérieures à  $4 \text{ m.s}^{-1}$ ), ont montré l'existence d'un état d'advection permanent. L'examen du coefficient  $\alpha$  de Priestley pris comme critère a montré que cette advection était proportionnellement plus importante pour les mois d'hiver que pour les mois d'été. Compte tenu des observations faites sur le déphasage entre les températures de l'air et de la mer, nous avons supposé que cette advection pouvait avoir une origine océanique.



Le problème reste posé.

### Approche micrométéorologique

L'eau se raréfiant, l'évaporation n'est plus sous la dépendance du climat et elle devient tributaire des réserves en eau, de leur distribution dans l'espace et dans le temps. L'hétérogénéité augmente donc, et cela d'autant plus que ces réserves sont moins importantes. Il convient nécessairement de changer de méthodes et de mesurer les flux réels de vapeur. Deux problèmes se posent alors : quelle est la méthode la mieux adaptée ? Quelle est la signification des résultats et quelle est l'échelle spatiale de leur validité ?

Pour répondre à la première question, nous avons confronté les résultats obtenus à l'aide de 3 méthodes classiquement utilisées pour la mesure des flux de chaleur sensible et latente (méthode du rapport de Bowen, méthode des fluctuations, et utilisation de la thermographie infra-rouge) ; les résultats de ce groupe ont été ensuite comparés à ceux obtenus par la méthode des débits de sève.

La comparaison des résultats fournis par la méthode du rapport de Bowen avec ceux de la méthode des fluctuations montre un accord relativement satisfaisant pour les flux de chaleur sensible, par contre les flux d'évaporation obtenus par la méthode des fluctuations représentent 51 à 66 % de ceux indiqués par le rapport de Bowen, en période sèche, mais 70 à 80 % après un épisode pluvieux.

Les résultats des mesures effectuées par la méthode des fluctuations au-dessus et en-dessous de la végétation sont pratiquement identiques, ce qui implique, soit que le seul compartiment évaporant est le sol et la strate inférieure, ce que l'observation tend à démentir, si l'on tient compte de l'état de sécheresse apparente de ce compartiment, soit que la méthode était inappropriée pour mesurer les flux à l'intérieur du couvert.

La fourchette dans laquelle se situent les résultats reste néanmoins acceptable compte tenu du faible niveau d'évaporation (1,5 mm par jour).

La comparaison entre ce groupe de méthodes et la méthode des débits de sève fait apparaître des valeurs de la transpiration de la végétation qui sont un ordre de grandeur inférieures (0,1 à 0,15 mm par jour). Ceci tendrait donc à confirmer la très faible contribution de la strate supérieure au flux de vapeur d'eau, par rapport à celui du sol et de la végétation herbacée sèche, ce qui avait été montré par les deux dispositifs de mesures des fluctuations placés au-dessus et en-dessous de la strate supérieure...

D'un côté l'observation, de l'autre le résultat des mesures, l'un et l'autre en apparence contradiction parce qu'à ce niveau de faibles valeurs des flux de vapeur, l'incertitude sur la mesure ne parvient pas à l'emporter sur le doute de l'observation. L'évapotranspiration globale du système a donc été appréhendée d'une manière relativement satisfaisante, mais il n'a pas été possible de déterminer avec certitude lequel du flux de vapeur émis par le sol ou par la canopée était le plus important.

L'extension spatiale réalisée à l'aide d'équipements aéroportés s'est révélé satisfaisant par les bons niveaux de corrélations obtenues entre les résultats de la méthode de Bowen et ceux obtenus par télédétection aérienne (méthode des fluctuations).

### L'approche isotopique

Notre troisième approche a tenté de montrer comment l'utilisation des isotopes naturels de l'eau pourrait se révéler une méthode complète et unique pour étudier et quantifier les mouvements de l'eau en phase liquide puis vapeur dans le continuum sol - plante - atmosphère.

La méthode isotopique (modèle Allison - Barnes) a déjà été utilisée de nombreuses fois avec succès, dans diverses études de la zone non saturée, en régions arides et semi-arides. Nous nous sommes donc intéressé surtout à la végétation, d'une part dans ses relations avec le sol et d'autre part dans celles avec l'atmosphère.

L'étude par méthodes isotopiques du compartiment sol - végétation a montré que dans certaines conditions (à peu près toujours réunies en zones arides et semi-arides), la composition isotopique de l'eau dans la plante (à l'exception des feuilles) reflétait la composition de l'eau du réservoir à partir duquel celle-ci s'alimente, ou bien un mélange des eaux de deux réservoirs, l'un constitué par les pluies récentes, l'autre par la nappe.

Ces résultats ont été confirmés par l'analyse de certaines caractéristiques de ces réservoirs, la succion matricielle du sol et la teneur en chlorures, deux facteurs limitant l'extraction hydrique par la plante.

Les relations végétation - atmosphère ont été abordées à deux échelles d'espace différentes. A l'échelle du feuillage, nous avons montré comment la composition isotopique de l'eau contenue dans la feuille soumise à la transpiration permet une estimation du flux de vapeur. Cependant, comme pour la méthode des débits de sève, avec laquelle nous avons trouvé des résultats comparables, il se pose rapidement le problème de l'échantillonnage. D'autres expérimentations sont nécessaires pour évaluer la variabilité spatiale.

A l'échelle régionale, nous avons montré que la composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique reflétait d'une manière assez précise (variations décelables à une échelle de temps de l'ordre de la journée), l'origine et l'évolution des masses d'air. Après avoir vérifié l'hypothèse que la composition isotopique de la vapeur d'eau prélevée à différents niveaux au-dessus de la surface évaporante obéissait à la loi des profils logarithmiques, comme la vitesse du vent ou les températures, nous avons utilisé les gradients de composition isotopique au-dessus de la surface, dans une approche de type rapport de Bowen.

Les résultats ont été comparés avec ceux obtenus indépendamment par une méthode de bilan énergétique, la corrélation s'est révélée excellente. On peut alors se poser la question de savoir quel est l'avantage de remplacer la mesure des gradients d'humidité spécifique par ceux de la composition isotopique.

La réponse qui n'est encore à ce stade qu'une hypothèse à vérifier est la suivante : pour autant que la végétation s'alimente à partir de la même source, ou à partir de sources de composition identique, la composition de la vapeur d'eau qu'elle émet par transpiration reste la même. On peut donc espérer dans certaines conditions que les résultats aient une représentativité à l'échelle d'une région dont les dimensions dépendront de l'homogénéité de la composition de la source uniquement.

### **5 - 3 QUELS ENSEIGNEMENTS, QUELLES PERSPECTIVES ?**

Concernant la connaissance des climats sous l'angle de l'hydrologue ou de l'agronome, le manque de données de réseaux, de bonne qualité, souvent ne permet pas une estimation suffisamment précise de l'évapotranspiration. Les composantes de l'évapotranspiration ont été en effet bien étudiées et quantifiées pour différents types de couverts végétaux dans les régions tempérées.

Pour les climats tropicaux, on dispose finalement de très peu d'informations. Par ailleurs, des recherches ont démontré que l'influence des paramètres de surface sur l'évaporation était beaucoup plus importante qu'on pouvait le penser, ce qui implique que différents types de couverts auront des évaporations différentes dans le même environnement climatique. Notre suggestion en ce qui concerne les îles tropicales du Pacifique (Brunel, 1989) serait d'établir en premier lieu une liste d'associations sol/ végétation/ unité climatique, à l'échelle de la région océanienne toute entière.

En second lieu, sur un certain nombre de sites représentatifs de ces associations seraient effectuées des mesures précises de l'évapotranspiration, sur des périodes courtes mais à différentes époques, avec une attention particulière à la détermination des paramètres de surface. On constituerait ainsi une banque de données utilisable pour développer de nouveaux modèles ou utiliser avec plus d'efficacité ceux qui existent, Penman - Monteith, en particulier.

Concernant la confrontation méthodologique, les résultats qui ont été présentés ont montré, malgré l'utilisation des dernières techniques en matière de mesures de flux, toute la difficulté qu'il y avait à appréhender correctement l'ensemble des échanges d'énergie et de masse à l'intérieur d'un système à plusieurs compartiments, dans un environnement aride et hétérogène.

L'utilisation des isotopes naturels de l'eau dans ce type de recherches est une nouvelle voie que nous nous proposons de suivre, avec pour prochaine étape, en particulier, l'analyse de la variabilité spatiale.

## BIBLIOGRAPHIE

**AASE, J.K. et IDSO, S.B., 1978.** A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resour. Res.*, 14 : 623 - 625

**ALLISON, G.B., BROWN, R.M., FRITZ, P., 1979.** Estimation of the isotopic composition of lake evaporate. *J. Hydrol.*, 42 : 109 - 127

**ALLISON, G.B., 1982.** The relationship between  $^{18}\text{O}$  and deuterium in water in sand columns undergoing evaporation. *J. Hydrol.*, 55 : 163 - 169

**ALLISON, G.B. and HUGHES, M.S., 1983 (a).** The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid zone. *J. Hydrol.*, 60 : 157 - 173

**ALLISON, G.B., and BARNES, C.J., 1985.** Estimation of evaporation from the normally "dry" lake Frome in South Australia. *J. Hydrol.*, 78 : 229 - 242

**ALLISON, G.B., BARNES, C.J., HUGHES, M.W., LEANEY, F.W.J., 1983.** Effect of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils. In : *Isotope Hydrology 1983*. IAEA, Vienna, pp. 105 - 123

**ALLISON, G.B., GAT, J.R., LEANEY, F.W.J., 1985.** The relationship between deuterium and oxygen-18 delta values in leaf water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 : 145 - 156.

**ALLISON, G.B., COLIN-KACZALA, C., FILLY, A., FONTES, J. CH., 1987.** Measurement of isotopic equilibrium between water, water vapour and soil  $\text{CO}_2$  in arid soil zones. *J. Hydrol.*, 95 : 131 - 141

**ANGSTROM, A., 1918.** *Smithsonian Inst. Mix. Coll.* 65, 3

**ANGSTROM, A., 1924,** Solar and terrestrial radiation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 50 : 121 - 125

**ANGSTROM, A., 1936.** *Medde. Stat. Met. Hydrogr. Amst. Stockholm*, 6, 8

**ANGSTROM, A., 1956.** On the computation of global radiation from records of sunshine. *Arch. geofys.*, 2 : 471 - 479

**ANGUS, D.E., 1966.** Transfer of heat. *Proc. W.M.O. seminar, Melbourne*, pp. 433 - 443

**BADGLEY, F.I., PAULSON, C.A., MIYAKA, M., 1972.** Profiles of wind, temperature and humidity over the Arabian Sea, *The University Press of Hawaii*, 62 pp.

**BAKER, J.M., and VAN BAVEL, C.H.M., 1986.** Resistance of plan roots to water loss. *Agron. J.* 78 : 641 - 644

**BALDY, CH. M. 1978.** Utilisation d'une relation simple entre le bac classe A et la formule de Penman pour l'estimation de l'ETP en zone soudano-sahélienne. *Ann. Agron.* 29 (5): 439 - 452

**BARIAC, T., FERHI, A., JUSSERAND, C., LETOLLE, R., 1983.** Sol - plante - atmosphere : contribution à l'étude de la composition isotopique de l'eau des différentes composantes de ce système. *Isotope and Radiation Techniques in Soil Physic and Irrigation Studies. Proc. Symp., Aix en Provence, 1983, IAEA, Vienna*, 561 - 576

**BARIAC, T., KLAMECKI, A., JUSSERAND, C., LETOLLE, R., 1987.** Evolution de la composition isotopique de l'eau ( $^{18}\text{O}$ ) dans le continuum sol - plante - atmosphère (exemple d'une parcelle cultivée en blé, Versailles, France, juin 1984). *Catena*, 14 : 55 - 72

**BARIAC, T., RAMBAL, S., JUSSERAND, C., and BERGER, A., 1989.** Evaluating water fluxes of field-grown alfalfa from diurnal observations of natural isotope concentrations, energy budget and ecophysiological parameters. *Agric. Forest. Meteorol.*, 48 : 263 - 283

**BARNES, C.J., and ALLISON, G.B., 1983.** The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils (1) Theory. *J. Hydrol.*, 60 : 141 - 156

**BARNES, C.J. and ALLISON, G.B., 1984.** The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils, (3) Theory for non-isothermal water movement, *J. Hydrol.* 74 : 119 - 135

**BARNES, C.J., and ALLISON, G.B., 1988.** Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.*, 100 : 143 - 176

**BARNES, C.J. and WALKER, G.B., 1988.** Stable isotope profiles during unsteady evaporation from a dry soil submitted to *J. Hydrol.*

**BARTON, I.J. 1979.** A parametrization of the Evaporation from non saturated surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 18 : 43 - 47

**BAUDET, J., et LAURENT, P., 1976.** Traceurs isotopiques et situation météorologique. *La météorologie, Série VI,6* : 213 - 221

**BAUDUIN, D., et BRUNEL, J.P., 1981.** Regimes hydrologiques de la Nouvelle-Calédonie, Atlas de la Nouvelle-Calédonie, éd. ORSTOM.

**BAUMGARTNER, A., and REICHEL, E., 1975.** The world Water Balance. Elsevier, Amsterdam, 179 pp.

**BHAWAN, S. et TAILLEFER, R., 1986.** The effect of synoptic scale advection on the performance of the Priestley - Taylor evaporation formula. *Boundary - Layer Meteorol.* 36 : 267 - 282

**BIGEISEN, J., 1965.** Chemistry of Isotopes. *Sciences*, 147 : 463 - 471

**BLACK, J.N., 1956.** The distribution of solar radiation over the earth's surface. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., Ser. B*, 7 : 165 - 189

**BONNON, J.K? 1956.** Met. Res CHEC. MRP 978

**BOTTINGA, Y., and CRAIG, H., 1969.** Oxygen isotope fractionation between  $\text{CO}_2$  and water and the isotopic composition of marine atmosphere. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 5 : 285 - 295

**BOUCHET, R.J., 1963.** Evapotranspiration réelle et potentielle : signification climatique, Ass. Gén. Berkeley, A.I.H.S. 62 : 134 - 142

**BOUCHET, R.J., 1964.** Evapotranspiration réelle et potentielle : facteurs climatiques. In. *L'eau et la production végétale; I.N.R.A. PARIS*, pp. 155 - 166

**BOUCHET, R.J; et PERRIER, A., 1973.** Bilan d'énergie et évapotranspiration à différentes échelles. Note Congrès "Le soleil au service de l'Homme" UNESCO - PARIS

**BOWEN, I.S., 1926.** The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27 : 779 - 787

**BRAKKE, T.W. et AL, 1978.** Local and regional components of sensible heat advection. *J. Appl. Meteorol.*, 17 : 955 - 963

- BROCHET, P. et GERBIER, N., 1974.** L'évapotranspiration. Monographie 65 de la Météorologie Nationale, 95 p.
- BRUNEL, J.P., 1975.** Etude de la lentille d'eau douce de LIFOU (Iles Loyauté). Multrigr., ORSTOM, Nouméa, 210 pp.
- BRUNEL, J.P., 1976.** Etude de la lentille d'eau douce de MARE (Iles Loyauté) Multrigr., ORSTOM, Nouméa, 115 p., 4 annexes.
- BRUNEL, J.P., 1980.** Mesure du rayonnement solaire à Nouméa. Cah. ORSTOM. Ser. Hydrol. XVII, 1 : 3 - 12
- BRUNEL, J.P., 1981;** Notice et planche "Eléments généraux du climat". Atlas de Nouvelle-Calédonie, ORSTOM Ed. Paris
- BRUNEL, J.P., 1986.** Comparaison instrumentale de la mesure des précipitations en climat méditerranéen semi-aride. Hydrol. continent, vol. 1, 2 : 87 - 93
- BRUNEL, J.P. 1989.** Estimation of sensible heat flux from measurements of surface radiative temperature at two meters : application to determine actual evaporation rate. Agricultural and Forest Meteorology, 46 : 179 - 191
- BRUNEL, J.P., 1989.** Evapotranspiration in South Pacific tropical islands : how important ? Int. Coll. On the development of Hydrologic and Water Management Strategies in the Humid Tropics. UNESCO, 15 - 22 July, Townsville, 7 pp.
- BRUNEL, J.P., WALKER, G.R., WALKER, C.D., DIGHTON, J.C., KENNETH-SMITH, A., 1991.** Using stable isotopes of water to trace plant water uptake. Proc. Int. Symp. On the Use of Stable Isotopes in Plant Nutrition, Soil Fertility, and Environmental Studies, IAEA - FAO, Vienna, 1 - 5 october 1990, pp. 543 - 551
- BRUNEL, J.P., SIMPSON, H.J., HERCZEG, A.L., WHITEHEAD, R., WALKER, G.R., 1991.** Stable Isotope Composition of Water Vapor as an indicator of Transpiration Fluxes from Rice Crops. Water Res. Res, paper 90 - 222, in press.
- BRUNET Y., 1984.** Modélisation des échanges sol nu - atmosphère : essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse Doc. Ing. Université scientifique et médicale, Grenoble, 210 p.
- BRUNT, D., 1932.** Notes on radiation in the atmosphere : I; Quart. J. Roy, Meteorol. Soc., 58 : 389 - 420
- BRUTSAERT, W., 1975.** On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. Wat. Res. Res. 11 : 742 - 744
- BRUTSAERT, W., 1975.** The roughness length for water vapor, sensible heat and others scalars. J. Atmos. Sci, 32, 10 : 2028 - 2031
- BRUTSAERT, W. 1984.** Evaporation into the atmosphere. D. Reidel, Publ. Co. Dorchecht, 299 pp.
- BRUTSAERT, W. and STRICKLER, H., 1979.** An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Res. Res, 15 , 2 : 443 - 450
- BUDYKO, M.I. 1963.** Atlas Teplovogo Balansa Zemnogo Shara. Glavnaia Geofizicheskaiia Observatiria A.1 Voeikova, Moscou, 69 pp.

- BULTOT, F., 1971.** Atlas climatologique du Bassin Congolais.
- BUSINGER, J.A., 1956.** Some remarks on Penman's equation for the evapotranspiration. *Neth. J. Agr., Sci.*, 4 : 77 - 80
- BUSINGER, J.A., 1966.** Transfer of heat and momentum in the atmospheric boundary layer. *Proc. Arctic. Heat Budget and Atmospheric circulation*. Santa Monica, Calif. RAND Corp. 305 - 332.
- BUSINGER, J.A., et AL, 1971.** Flux - profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.* 28, 2 : 181 - 189
- BYRNE et AL, 1971.** Instrumentation for crop environment measurement in a tropical savannah climate; C.S.I.R.O., Australia Div Land. Res. Tech. pap., 32, 19 pp
- CALVET, C., 1981.** Les évapotranspirations réelle et potentielle et leurs rapports avec la végétation naturelle sous climat méditerranéen et tropical aride. *La météorologie*, VI, 27 : 1 - 72
- CAMPBELL, G.S. and TANNER, B.D., 1985.** A Krypton Hygrometer for measurements of atmospheric water vapor concentration. *Moisture and Humidity, 1985*, ISA, Research Triangle Park, N.C. : 602 - 612
- CAMPBELL, G.S., and UNSWORTH, M. H., 1979.** An inexpensive sonic anemometer for eddy correlation. *J. Appl. Meteorol.*, 18 : 1072 - 1077
- CHANG, J.H., 1971.** Problems and methods in Agricultural climatology. *Oriental Publ. Co. Taipei*, 96 pp.
- CHEN, F. and SCHWERDTFEGER, P., 1989.** Flux gradient relationships for momentum and heat over a rough natural surface. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 115 : 335 - 352
- CHIA, L.S., 1967.** Albedos of natural surfaces in Barbados. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 93 : 116 - 120
- CHOISNEL, E., 1981.** Bilan d'énergie : conduction, convection, évaporation. Note interne, *Météorologie Nationale*.
- CHOUDHURY, B.J., REGINATO, R.J., IDSO, S.B., 1986.** An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux, *Agric. For. Meteorol.* 37 : 78 - 88
- CHRISTMANN, D., SONNTAG, C., 1988.** Groundwater evaporation from East-Saharan depression by means of deuterium and oxygen 18 in soil moisture. *Isotope Hydrology, 1988*, IAEA, Vienna, 189 - 204
- COHEN, Y., FUCHS, M., et GREEN, G.C., 1981.** Improvement of heat pulse method for determining sap flow in trees. *Plant cell, Environnement*, 4 : 391 - 397
- COHEN, Y., KELLIHER, F.M., et BLACK, T.A., 1985.** Determination of sap flow in Douglas-fir trees using the heat pulse technique. *Can. J. For. Res.*, 15 : 422 - 428
- COLIN-KACZALA, C., 1986.** Profils isotopiques ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) de fluides (eau liquide, vapeur, et  $\text{CO}_2$ ) de la zone non saturée, sous climat désertique : application à l'évaluation de l'évaporation des nappes libres au Sahara Nord-Occidental. Thèse Université de Paris-Sud, Orsay, 171 pp.



**COLLIER, L.R., et LOCKWOOD, J.G., 1974.** The estimation of solar radiation under cloudless skies with atmospheric dust. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 101 : 390 - 392

**COMMONWEALTH BUREAU OF METEOROLOGY, 1970.** Climate of Townsville - Bowen region; Canberra.

**COULSON, K.L., 1975.** Solar and terrestrial radiation. Academic Press, N.Y. 322 pp.

**COWAN, I.R., 1968.** Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 94 : 523 - 544

**COWAN, I.R. and MILTHORPE, F.L., 1968.** Plant factors influencing the water status of plant tissues. In : *Water Deficits and Plant Growth, Vol.1, Development, Growth and Measurements.* Academic Press, New-York, pp. 137 - 193

**GONFIANTINI, R., GRATZIU, S., TONGIORGI, E., 1965.** Oxygen isotopic composition of water in leaves, *Isotopes and Radiation in Soil - Plant - Nutrition Studies (C.R. Coll. Ankara, 1965) AIEA, Vienne, (1967) 567*

**CRAIG, H., 1961.** Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133 : 1702 - 1703

**CRAIG, H. and GORDON, L.I., 1965.** Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In : E. Tongiorgi (Editor), *Proc. Conf. on Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures.* Lab. Geol. Nucl. Pisa, pp.9 - 130

**DALTON, J., 1802 a.** Experimental essays on the constitution of mixed gases ; on the force of stream or vapor from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air ; on evaporation and on the expansion of gases by heat. *Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc.*, 5 : 666 - 674

**DALTON J., 1802 B.** Meteorological observations *Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc.*, 5 : 535 - 602

**DANSGAARD, W., 1964.** Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI : 435 - 468

**DAVENPORT, D.C., and HUDSON, J.P., 1967.** Changes in evaporation rates along a 17 km transect in the Sudan Gezira. *Agric. Meteorol.*, 4 : 339 - 352

**DAVIES, J.A., and BUTTIMOR, P.H., 1969.** Reflection coefficients, heating coefficients and net radiation at Simcoe, Southern Ontario, *Agric. Meteorol.* 6 : 373 - 386

**DAVIES, J.A., 1967.** A note on the relationship between net radiation and solar radiation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*? 93 : 109 - 115

**DAVIES, J.A., et ALLEN, C.D., 1984.** Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario. *J. Appl. Meteorol.*, 12 : 649 - 657

**DEACON, E.L., 1950.** The measurement and recording of the heat flux into the soil. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 76 : 479 - 483.

**DEACON, E.L., 1950.** The derivation of Swinbank's long - wave radiation formula. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96 - 313 - 319

**DEACON, E.L., 1973.** Transfer between surface and atmosphere. First Australian conference on heat and mass transfer. Monash University, Melbourne, 17 pp.

- DEACON, E.L. et STEVENSON J., 1968.** Radiation and associated observations made in Indian ocean cruises : Pt. 1 cruises during 1962. CSIRO, Div. Mt, Phys., Techn. paper 16, 22 pp.
- DE BOER, H.J., 1961.** A calculation of global radiation in the Netherlands with the aid of the relative duration of sunshine. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser B, 10 : 537 - 546
- DE BRUIN, H.A.R., 1983.** A model for the Priestley - Taylor parameter  $\alpha$ . J. Clim. and Appl. Meteorol, 22 : 572 - 578
- DE BRUIN, H.A.R. et KEIJMAN, J. Q., 1979.** The Priestley - Taylor Evapotranspiration model applied to a large shallow lake in the Netherlands. J. Appl. Meteorol., 18 : 898 - 903
- DELISLE, J.F., 1970.** Heat transfer from ocean to atmosphere in the Tasman Sea area. N.Z.J. Sci., 13 : 166 - 176
- DEANMEAD, O.T. et MC ILROY, I.C., 1970.** Measurements of non potential evaporation from wheat. Agric. Meteorol., 7 : 285 - 302
- DERRICK, R.A., 1951.** "Weather and climate" in : The Fiji Island, ch. 7, 102 - 119. Fiji Government Press, Suva, 336 pp.
- DE VRIES, D.A., 1963.** Thermal properties of soil, in W.R. Van Vijk, W.R. (ed), Physics of Plant Environment, North Holland Pub. Co. Amsterdam, pp 210 - 235
- DE VRIES, D.A., and VENEMA, H.J., 1954.** Some considerations of the behaviour of the Piche evaporimeter, Vegetatio, 5 : 225 - 239
- DE VRIES, D.A., and PHILIP, J.R., 1986.** Soil heat flux, thermal conductivity, and the null - alignment method. Soil Sci. Soc. Am. J. 50 : 12 - 18
- DILLEY, A.C., 1968.** On the computer Calculation of Vapor Pressure and Specific Humidity Gradients from Psychrometric Data. J. Appl. Meteorol. 7, 4 : 714 - 719
- DILLEY, A.C., et HELMOND, I., 1973.** The estimation of net radiation and potential evapotranspiration using atmometer measurements. Agric. Meteorol., 12 : 1 - 11
- DINCER, T., 1968.** The use of oxygen - 18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. Water Res. Res, 4 : 1289 - 1305
- DINCER, T., HUTTON, L.G., KUPPEE, B.B.J., 1978.** Study , using stable isotopes of flow distribution, surface-groundwater relations and evapotranspiration in the Okavango Swamp, Botswana, in Isotope Hydrology 1978, IAEA, Vienna, 3, 1978
- DONGMAN, G., NURNBERG, H.W., FORSTEL, H., WAGENER, K., 1974.** On the enrichment of H<sub>2</sub><sup>18</sup>O in the leaves of transpiring plants. Radiat. Environ. Biophys. 11 , 41
- DOORENBOS, I. et PRUITT, W.O., 1976.** Les besoins en eau des cultures; Bulletin d'irrigation et de grainage, F.A.O. Rome, 197 pp.
- DORMAN, C.E. and BOURKE, R.H., 1979.** Precipitation over the Pacific Ocean 30°S to 60°N. Mon. Weather Rev. 107 : 896 - 910
- DYER, A.J., 1961.** Measurements of evaporation and heat transfer in the lower atmosphere by an automatic eddy-correlation technique. Quart. J. Roy Meteorol. Soc. 81 : 401 - 412

- DYER A.J., 1965.** The flux-gradient relation for turbulent heat transfer in lower atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 91 : 151 - 157
- DYER, A.J., 1967.** The turbulent transport of heat and water vapor in an unstable atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 93 : 501 - 508
- DYER, A.J., 1968.** An evaluation of eddy flux variation in the atmospheric boundary layer. *J. Appl. Meteorol.* 7 : 845 - 850
- DYER, A.J., 1974.** A review of flux - profile relationships. *Boundary - Layer Meteorol.* 7 : 363 - 372
- DYER, A.J., et CRAWFORD T.V., 1965.** Observations of the modification of the microclimate at a leading edge. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 91 : 345 - 348
- DYER, A.J. and MAHER, F.J. 1965.** Automatic Eddy-Flux Measurement with the Evapotron. *J. Appl. Meteorol.* 4, 5 : 622 - 625
- DYER, A.J., and BRADLEY, E.F., 1982.** An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE, *Boundary-Layer Meteorol.* 22 : 3 - 19
- DYER, A.J., and HICKS, B.B., 1970.** Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, 96 : 715 - 721
- EDWARD, W.R.N. and WARWICK, N.W.M., 1984.** Transpiration from a kiwifruit vine as estimated by the heat pulse technique and the Penman - Monteith equation. *New-Zealand Journal of Agricultural Research*, 27 : 537 - 543
- EHALT, D.H., et KNOTT, K, 1965.** Kinetische Isotopentrennung bei der Verdampfung von wasser. *Tellus*, XVII : 389 - 397
- FINKELSTEIN, J., 1973.** Survey of New Zealand tank evaporation, *J. Hydrol. (N.Z.)* 12 (2) : 119 - 131
- FARQUHAR, G.D., HUBICK, K.T., CONDON, A.G. , RICHARDS, R.A., 1987.** Carbon isotope fractionation and plant water-use efficiency. In : P.W. Rundel, J.R. Ehlinger and K.A. Nagy (Editors), *applications of stable isotope ratios of ecological research.* Springer, New-York, pp 21 - 40
- FARRIS, F., and STRAIN, B.R., 1978.** The effects of water on leaf H<sub>2</sub> <sup>18</sup>O enrichment. *radiat. environ. Biophys.*, 15 : 167 - 202
- FITZPATRICK, E.A., DORREN, H., BROOKFIELD, H.C., 1966.** Rainfall seasonality in the Tropical Southwest Pacific. *Archiv. für wissenschaftliche Geographie*, Band XX, Lfg 3, Bonn
- FLANAGAN, L.B., EHLERINGER, J.R., 1990.** Environmental influences on stable hydrogen and oxygen isotope composition of plant leaf water. *Proc. Int. Symp. on the Use of Stable Isotopes in Plant Nutrition, Soil Fertility, and Environmental Studies.* IAEA-FAO, Vienna 1 - 5 October 1990, pp 15
- FLEMING, P.M., 1970.** A diurnal distribution function for daily evaporation. *Water Res. Res.*, 6, 2 : 937 - 942

- FLEMING, P.M., B.E., A.M.I.E., Aust., 1964.** Evaporimeter Relationships at Griffith, N.S.W.. *The civil Engineering Transactions of the Institution of Engineers, Australia*, vol. C.E.6, 1 : 15 - 24
- FONTES, J.Ch. et GONFIANTINI, R., 1967.** Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 3 : 258 - 266
- FONTES, J.Ch., 1976.** Isotopes du Milieu et Cycles des Eaux Naturelles : quelques aspects. These doct. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- FONTES, J.Ch., 1983.** Examples of isotope studies of the unsaturated zone. *Rep. inst. Geol. Sci.* 82/6, 60 - 70
- FONTES, J.Ch., YOUFSI M., and ALLISON, G.B., 1986.** Estimation of long-term diffuse groundwater discharge in the Northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *J. Hydrol.* 86 : 315 - 327
- FORSTEL, H., 1978.** The enrichment of  $^{18}\text{O}$  in leaf water under natural conditions, *Radiat. environ Biophys.* 15 , 167
- FORSTEL, H., HUTZEN, H., 1982.** Use of water with different  $^{18}\text{O}$  content to study transport processes in plants, *Stable Isotope*, 511 - 516
- FORSTEL, H., PUTRAL, A., SCHLESER, G., LIETH, H., 1974.** The world pattern of oxygen-18 in rain water and its importance in understanding the biogeochemical oxygen cycle. *Isotope Ratios as Pollutants Sources and Behaviour Indicators (C.R. Coll. Vienne, 1974)*, AIEA, Vienne 3
- FORTIN, J.P., et SEGUIN, B., 1975.** Estimation de l'ETP régionale à partir de l'ETP locale : utilisation de la relation de Bouchet à différentes échelles de temps. *Ann. Agron.* 26, 5 : 537 - 554
- FRIEHE, C.A., and SCHMITT, K.F., 1976.** Parametrization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanogr.* 6 : 801 - 809
- FRITTON, D.D., et AL, 1974.** An inexpensive but durable thermal conductivity probe for field use. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 38 : 854 - 855
- FRITSCHEN, L.J. 1967.** Net and solar radiation relations over irrigated fields crops. *Agric. Meteorol.* 4 : 55 - 62
- FRITSCHEN, L.J. and VAN BAVEL, C.H.M., 1963.** Micrometeorological data handling system, *J. Appl. Meteorol.* 2 : 151 - 155
- FUCHS, M. , and HADAS, A., 1972.** The heat flux density in a non homogeneous bare loessial soil. *Boundary - Layer Meteorol.* 3 : 191 - 200
- FUCHS, M., et TANNER C.B., 1968.** Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, 326 - 328
- FUCHS, M. et TANNER, C.B., 1970.** Error analysis of Bowen ratio measured by differential psychometry. *Agric. Meteorol.* 7 : 329 - 334
- GAT, J., 1970.** Environmental isotope balance of Lake Tiberias, *Proc. Symp. on Isotope Hydrology, 1970, IAEA, Vienna*, pp. 109 - 127

**GATES, D.M., 1968.** Transpiration and leaf temperature. *Ann. Rev. Plant. Physiol.*, 19 : 211 - 238

**GATES, D.M., 1968.** *Biophysical Ecology*. Springer. Verlag, N.Y., 611 pp.

**GIOVANELLI, J. et ROBERT, J., 1964.** Quelques aspects des dépressions et cyclones tropicaux dans le Pacifique Sud-Ouest. Monographie de la météorologie Nationale, Paris, 33, 24 pp.

**GONFIANTINI, R., 1986.** Environmental isotopes in lake studies, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2, edited by P. Fritz, J. Ch. Fontes, Elsevier, Amsterdam, 113 - 168.

**GLOVER, J., and Mc CULLOCH, J.S.G., 1958.** The empirical relationship between solar radiation and hours of sunshine. *Quart J. Roy. Meteorol. Soc.*, 84 : 172 - 175

**GONFIANTINI, R., 1985.** Effeti Isotopici nell'evaporazioni di acqua salara. *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat., Ser. A* 72, 550.

**GOODY, R.M., 1964.** *Atmospheric radiation*. Clarendon Press, Oxford, 436 pp.

**GOSS, J.R., and BROOKS, F.A., 1956.** Constant for empirical expressions for down-coming atmospheric radiation under cloudless sky. *J. Meteorol.*, 13 : 482 - 488

**GOSSE, G., 1976.** Evapotranspiration et caractéristiques d'échange d'un gazon en climat équatorial humide. *Ann. Agron.*, 27 (2) : 141 - 163

**GRAHAM, L.W., and KING, K.M., 1961.** Short-wave reflection coefficient for a field of maize. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 87 : 425 - 430

**GRANGER, R.J., 1989.** A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. *J. of Hydrol.*, 111 : 31 - 38

**GRANGER, R.J. and GRAY, D.M., 1989.** Evaporation from natural nonsaturated surfaces, *J. of Hydrol.*, 111 : 21 - 29

**GRANIER, A., 1987.** Mesure du flux de sève brute dans le tronc du Douglas par une nouvelle méthode thermique. *Am. Sci. For.*, 44 : 1 - 14

**GRANT, D.R., 1975.** Comparison of evaporation measurements using different methods. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101 : 543 - 550

**GRAY, W.M., 1975.** *Tropical Cyclone Genesis*. *Atmos. Sci. Pap.*, 234. Colorado State University, Fort Collins, Colo., 121 pp.

**HACKER, J.M., and SCHWERDTFEGER, P., 1988.** The F.I.A.M.S. Research Aircraft System Description. Fliders Institute for Atmospheric and Marine Sciences, The Fliders university of South Australia, Tech. Report n° 8, pp. 60

**HARRIS, K.A. and WOOLF, L.A., 1980.** Pressure and temperature dependance of the self diffusion coefficient of water and oxygen-18 water. *J. Chem. Soc. Faraday Trans. I*, 76 : 377 - 385

**HASTENRATH, S. and LAMB, P.J., 1978.** *Heat Budget Atlas of the Tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans*. Univ. Wisc. Press, Madison, Wisc., 104 pp

- HEINE, R.W., 1981.** Comparison of montly Piche reading with the Penman aerodynamic term in the New-Zealand climate network. *Agric. Meteorol.* 25 : 67 - 74
- HICKS, B.B., 1975.** Wind profile relationships from the "Wangara" experiment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 102 : 535 - 551
- HICKS, B.B., and HESS, G.D., 1977.** On the Bowen ratio and surface temperature at sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 7 : 141 - 145
- HOUNAM, C.E., 1971.** Problems of evaporation assessment in the waterbalance. Rep. 13, WMO/IHD project, Geneva.
- HUBER, B. and SCHMIDT, E., 1937.** Eine kompenstation methode zur thermo elektrishen messung langsamer safstrome. *Ber Deutsh Bot. Ges.* 55 : 514 - 529
- IDSO, S., B. 1972.** Calibration of soil heat flux plates by a radiation technique. *Agric. Meteorol.* 10 : 467 - 471
- MC ILROY, I.C. and ANGUS, D. E., 1963.** The Aspendale Multiple weighed lysimeter installation. CSIRO Div. Met. Phys. Techn. paper 14, 29 pp
- ITIER, B., 1977.** Détermination des corrections à apporter aux mesures et aux estimations de l'évapotranspiration en régime advectif. *La Météorologie*, VI, 11 : 55 - 60
- ITIER, B., 1980.** Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible, *J. Rech. Atmos.*, 14, 1 : 17 - 34
- ITIER, B., 1982.** Révision d'une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible, *J. Rech. Atmos.*, 16 : 85 - 90
- ITIER, B. et PERRIER, A., 1976.** Présentation d'une étude analytique de l'advection (I) *Ann. Agron.*, 27 (2) : 111 - 140
- JACKSON, R.J. et AL, 1974.** Diurnal soil water evaporation : comparison of measured and calculated soil water fluxes. *Soil, Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 861 - 866
- JOLLY, I.D., COOK, P.G., ALLISON, G.B. HUGHES, M.W. 1989.** Simultaneous water and solute movement trough an unsaturated soil following an increase in recharge. *J. Hydrol.*, 111 : 391 - 396
- JONES, H.G., 1983.** *Plants and microclimate.* Cambridge University Press, C ambridge, pp 47 - 55
- JOUSSAUME, S., JOUZEL, J., et SADOURNY, R., 1984.** A general circulation model of water isotopes in the atmosphere, *Nature*, 311 : 24 - 29
- KALMA, J.D., 1972.** The radiation balance of a tropical pasture II. Net all wave radiation. *Agric. Meteorol.*, 10 : 261 - 275
- KASAHARA, A., and WASHINGTON, W. M., 1971.** General circulation with a six-layer NC AR model including orography cloudiness and surface temperature calculation. *J. Atmos. Sci.*, 28 : 657 - 701
- KASTEN, F., et CZEPLAK, G., 1980.** Solar and terrestrial dependent on the amount and type of cloud. *Solar Energy* 24 : 177 - 189

- KEIG, G., FLEMING, P.M., MC ALPINE, J.R., 1979.** Evaporation in Papua New Guinea. *The Journal of Tropical Geography*, 48 : 19 - 30
- KERR, I.S., 1976.** Tropical storms and hurricanes in the southwest Pacific November 1939 to april 1969. N.Z. Meteorol. Service, Wellington, Misc. Publ., 148, 113 pp
- KIMBALL, B.A. et AL, 1976.** Comparison of field measured and calculated soil-heat fluxes. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 18 - 25
- KONDO, J. 1971.** Relationship between the roughness coefficient and other aerodynamic parameters. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 49 : 121 - 124
- KONDRATYEV, K.Y., 1969.** Radiation in the Atmosphere. Academic Press. N.Y. 912 pp.
- KORZUM, V.Y., 1974.** Atlas of the World Water Balande, Hydrometeor. Publ. House, Moscou, 65 pp.
- KUNIMASA K. et KISHIMOTO J., 1975.** Measurement of sap flow by heat pulse method. (résumé et légendes en anglais). *Bull. Tottory Forest Univ. (JAPON)*, 8 : 101 - 107
- KYAW THA PAW, U., and GUEYE MASSAMBA, 1983.** Theoretical and measured evaporation rates from an exposed Piche Atmograph. *Agric. Meteorol.*, 30 : 1 - 11
- LANG, A.R.G. ET AL, 1974.** The influence of local advection on evapotranspiration from irrigated rice in a semi-arid region. *Agric. Meteorol.* 13 : 5 - 13
- LEANEY, F.W., OSMOND, C.B., ALLISON, G.B., ZIEGLER, H., 1985.** Hydrogen-isotope composition of leaf water in C3 and C4 plants : its relationship to the hydrogen-isotope composition of dry matters. *Planta*, 164 : 215 - 220
- LEFEVRE, C., 1981.** Les masses d'air à Nouméa, Multigr. Service Météorologique Nouméa, 25 pp
- LEGG, B.J. and LONG, I.F., 1975.** Turbulent diffusion within wheat canopy : II, results and interpretation, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101 : 611 - 628
- LETTAU, H., 1969.** Note on aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description. *J. Appl. Meteorol.* 8 : 828 - 832
- LINACRE, E.T., 1967.** Climate and the evaporation from crops. *J. Irrig. Drain. Div. Proc. ASCE* 93 (IR 4) : 61 - 79
- LINACRE, E.T., 1969.** Net radiation to various surfaces. *J. Appl. Ecol.* 6 : 61 - 75
- LOF, O.G. et AL, 1966.** World distribution of solar radiation, *Solar Energy* 10 : 27 - 37
- LOURENSZ, R., 1977.** Tropical cyclones in the Australian region, july 1909 to June 1975. *Bur. Meteorol. Melbourne, Meteorol. Summary*, 111 pp
- MACUMBER, P., 1978.** Evolution of the Murray River during the Tertiary Period. Evidence from Northern Victoria. *Proc. R. Soc. Vic.* 90 : 43 - 52
- MC ILROY, I.C., 1966.** Evaporation an its measurements : part B. *Proc. W.M.O. Seminar, Melbourne 1966*, 409 - 431

**MC ILROY, I.C., 1966.** Evaporation and its measurements : part A, Proc. W.M.O. Seminar, Melbourne 1966, 243 - 263

**MC ILROY, I.C., 1977.** A systematic review of practical evaporation determination in the field; I.C.I.D. Budapest, 26 : 28 mai 1977.

**MC ILROY, I.C., and ANGUS, D.E., 1964.** Grass, water and soil evaporation at Aspendale. Agric. Meteorol. 1 : 201 - 224

**MC NAUGHTON, K.G., 1976.** Evaporation and advection I : evaporation from extensive homogeneous surfaces. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 102 : 181 - 191

**MC NAUGHTON, K.G., 1976.** Evaporation and advection II : evaporation downwind of a boundary separating regions having different surface resistances and available energies. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 102 : 193 - 202

**MC NAUGHTON, K.G., et SPRIGGS, T.W., 1986.** A mixed-layer model for regional evaporation. Boundary-Layer Meteorol. 34 : 243 - 262

**MAJOUBE, M., 1971.** Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur, J. Chim. Phys. 10 : 1423 - 1436

**MEINARDUS, W., 1934.** Die Niederschlagsverteilung auf der Erde. Meteorol. Z., 51 : 345 - 350

**MERLIVAT, L. 1970.** L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations de deutérium et oxygène-18 dans l'eau. Isotope Hydrology, 1970, AIEA, Vienne, pp 89 - 107

**MERLIVAT, L., 1978.** Molecular diffusivities of  $H_2^{16}O$ ,  $HD^{16}O$ ,  $H_2^{18}O$  in gases. J. Chem. Phys. 69 : 2684 - 2871.

**MERLIVAT L., et COANTIC, M., 1975.** Study of mass transfer at the air-water interface by an isotopic method. J. Geophys. Res. 80 : 3455 - 3464.

**MERLIVAT, L. et JOUZEL, J., 1979.** Global climatic interpretation of the deutérium-oxygen 18 relationship for precipitation. J. Geophys. Res. 84 : 5029 - 5033

**MERLIVAT, L. et NIEF, G., 1967.** Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0° C Tellus 19 : 122 - 127

**MERMIER, M., and SEGUIN, B., 1976.** Comment on "On a derivable formula for long wave radiation from clear skies" by BRUTSAERT. Water Resour. Res. 12 : 1327 - 1328

**MILLARD, B.D., 1964.** Effect of a local advection on evaporation rate and plant water status. Australian, J. Agric. Res. 15 : 85 - 90

**MILLER, D.B. and FEDDES, R.G., 1971.** Global Atlas of Relative Cloud Cover 1967 - 1970 Based on Photographic Signals from Meteorological Satellites, NOAA (NESS), USAF ( Air Weather Service M.A.C.) joint production, Washington, D.C., 237 pp.

**MILLS, R., 1973.** Self diffusion in normal and heavy water in the range 1 - 45°C. J. Phys. Chem. 77 : 685 - 688

**MILLS, R., and HARRIS, K.R., 1976.** The effect of isotopic substitution on diffusion in liquids. Chem. Soc. Rev. 5 : 215 - 231



**MING-KO W. and WAYLEN, P.R., 1985.** Mac roscaie estimation of evaporation from regional water balance. Journ. Sci. Hydrol. 30,3, 9 : 383 - 394

**MONIN , A.S., and OBUKHOV, A.M., 1954.** Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akad. Nauk. SSSR. Geofiz. Inst. Tr., 151 : 163 - 187

**MONIN, A.S. and YAGLOM, A.M., 1971.** Statistical fluid mechanics : mechanics of turbulence. Vol. 1, the MIT Press, Cambridge, Mass, 769 pp.

**MONTEITH, J.L., 1965.** Evaporation and environment in "The state and movement of water in living organisms". G.E. Fogg. Ed. P. 205 - 234, Académic Press, N.Y.

**MONTEITH, J.L., 1973.** Principles of environmental physics. Arnold, London, 241 pp

**MONTEITH, J.L. and SZEICZ, G. 1961.** The radiative balance of bare soil and vegetation. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 87 : 159 - 170

**MONTEITH, J.L. and SZEICZ G., 1962.** Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 88 : 496 - 507

**MOORE, C.J., 1974.** A comparative study of forest and grassland micrometeorology. These, Flinders University of South Australia, 237 pp

**MORGAN, D.L. et AL, 1970.** Evaporation from an irrigated turf under advection of dry air at Davis, Calif. Techn. Rept. GRANT. DA. AMC. 28 - 043 - 68 - 610. Univ. Calif. Davis

**MORTON, F.I., 1965.** Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. Div. A.S.C.E., 91.(HY6) 67 - 97

**MORTON, F.I., 1969.** Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. Water Res. Res. 5, 6 : 1244 - 1255

**MORTON, F.I., 1970.** Catchment evaporation as manifested in climatological observations. Symp. Reading Bilan Hydrique mondial A.I.H.S., 93 II : 421 - 433

**MORTON, F.I., 1983.** Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. J. of Hydrol., 66 : 1 - 76

**MUKAMMAL, E.I. and NEUMANN, H.H., 1977.** Application of the Priestley Taylor evaporation model to assess the influence of soil moisture on the evaporation from a large weighing lysimeter and class A pan. Boundary - layer Meteorol. 12 : 243 - 256

**MUNNICH, K.O., SONNTAG, C., CHRISTMANN, D. and THOMA, D., 1980.** Isotope fractionation due to evaporation from sand dunes. 2 Mitt. Zentralinst. Isot. Strahlenforsch, 29 : 319 - 332

**NICKERSON, E.C., and SMILEY, V.E., 1975.** Surface layer and energy budget parametrizations for mesoscale models. J. Appl. Meteorol. 14 : 297 - 300

**NKEMDIRIM, L.C., 1972 a.** A note on the albedo of surfaces. J. Appl. Met. 11 : 867 - 874

**NKEMDIRIM, L.C., 1972 b.** Relation of radiation fluxes over prairie-grass. Arcxh. Met. Geoph. Biokl, ser B, 20 : 23 - 40

**NULLET, D., 1987 (a).** Water balance of Pacific Atolls. Water Res. Bull, 23,6 : 1125 - 1132

- NULLET, D., 1987(b).** Energy sources for evaporation on tropical islands. *Physical Geography*, 8, 1 : 36 - 45
- PALTRIDGE, G.W. and PROCTOR, D., 1976.** Monthly mean solar radiation statistics for Australia. *Solar Energy*, 18, 3 : 235 - 243
- PALTRIDGE, G.W. and PLATT, C.M.R., 1976.** Radiative process in Meteorology and climatology. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam, 318 pp
- PASQUILL, F., 1949.** Eddy diffusion of water vapour and heat near the ground. *Proc. Roy. Soc. London A* 198, 116 - 140
- PAULSON, C.A., 1970.** The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric layer. *J. Appl. Meteorol.* 9 : 857 - 861
- PENMAN, H.L., 1948.** Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A* 193 : 120 - 145
- PENMAN, H.L., 1956.** Estimating evaporation. *Trans. American Geophysical Union* 37, 1 : 43 - 50
- PENMAN, H.L., 1961.** Weather, plant and soil factors in hydrology. *Weather* 16 : 207 - 219
- PENMAN, H.L., and SCHOFIELD, R.K., 1951.** Some physical aspects of assimilation and transpiration. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 5 : 115 - 129
- PERRIER, A., 1974.** Advection et variations microclimatiques. 13èmes journées de l'hydraulique, Quest. III, rap. 5 Paris.
- PERRIER, A., 1975.** Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.* 26 (1) : 1 - 18
- PERRIER, A. et HALLAIRE, M., 1979.** Rapport de l'évapotranspiration potentielle calculée à l'évaporation mesurée sur bac. *Ann. Agron.* 30 (4)
- PHILIPS, J.R., 1959.** The theory of local advection. *J. Meteorol.* 16, 5 : 535 - 547
- PHILIPS, J.R., 1961.** The theory of heat flux meters. *J. Geophys. Res.* 66 : 571 - 579
- PICHE, M., 1872.** Note sur l'atmosphère, instrument destiné à mesurer l'évaporation, *Bill. Hebdom. Assoc. Sci. France*, 193 pp
- PITTOCK, A.B., 1971.** Rainfall and the general circulation. *Proc. Int. Conf. Weather Modification*, 6 - 11 september 1971, Canberra, Australia, pp 330 - 338
- FOND, S., 1975.** Exchanges of momentum, heat and moisture at the ocean-atmosphere interface. In : *Numerical Models of Ocean Circulation*. National Academy of Sciences, Washington, D.C., pp 26 - 36
- POUYAUD, B., 1986.** Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. *Etudes et thèses ed. ORSTOM*, 254 pp
- PRASAD, P.C., 1979.** The variability of rainfall in Fiji, 49 th ANZAAS Congress section 21, *Geographical Sciences*. Univ. of Auckland, New-Zealand, 15 pp

- PRIESTLEY, C.H.B., 1955.** Free and forced convection in the atmosphere near the ground. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 81 : 139 - 143
- PRIESTLEY, C.H.B., 1959.** Turbulent transfer in the lower atmosphere University Press, Chicago, 39 - 51
- PRIESTLEY, C.H.B., 1966.** The limitation of temperature by evaporation in hot climates. *Agric. Meteorol.* 3, 314 : 241 - 246
- PRIESTLEY, C.H.B., and TAYLOR, R.J., 1972.** On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100 , 2 : 81 - 82
- PRESCOTT, J.A., and STIRK, G.B., 1951.** Studies on the Piche evaporimeter. *Aust. J. Appl. Sci.*, 2 : 243 - 256
- PRIVETT, D.W., 1960.** The exchange of energy between the atmosphere and the oceans of the southern hemisphere. *Meteorol. Office, London, Geophys. Mem*, 13, 104, 61 pp
- PRUITT, W.O., et AL, 1973.** Momentum and mass transfers in surface boundary layer. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 99 : 370 - 386
- PRUITT, W.O. and LOURENCE, F.J., 1968.** Correlations of climatological data with water science and engineering, University of Calif. Davis, 59 pp
- REVFEIM, K.J.A. and JORDAN, R.B., 1976.** Precision of evaporation measurements using the Bowen ratio. *Boundary - layer Meteorol.* 10 : 9 - 111
- QUINN, W.H., BURT, W.V. and PAWLEY, W.M., 1969.** A study of several approaches to computing surface insolation over tropical oceans. *J. Appl. Meteorol.* 8 : 205 - 212
- REVESZ, K. WOODS, P.H., 1990.** A method to extract soil water for isotopic analysis. *J. Hydrolog.* 115 : 397 - 406
- RIETVELD, M.R., 1978.** A new method for estimating the regression coefficients in the formula relating solar radiation to sunshine. *Agric. Meteorol.* 19 : 243 - 252
- RIDER, N.E., 1954.** Eddy diffusion of momentum, water vapour and heat near the ground. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 246, 481 - 501
- RIDER, N.E., et AL, 1963.** The horizontal transport of heat and moisture. A micrometeorological study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 89 : 507 - 531
- RIOU, Ch., 1972.** La détermination pratique de l'évaporation, application à l'Afrique Centrale. *Mémoire ORSTOM*, 236 pp.
- RIOU, Ch., 1980.** Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. *Cah. ORSTOM, série hydrol.* XVII, 2 : 129 - 137
- RIOU, Ch., 1982.** Une nouvelle méthode de détermination du flux de chaleur sensible en conditions suradiabatiques à partir de mesures de vent et de température à deux niveaux. *J. Rech. Atmos.* 16 , 1 : 15 - 22
- RIOU, Ch. et ITIER, B., 1983.** Une nouvelle formulation des flux conduisant une simplification de la méthode aérodynamique combinée de mesures de l'ETP. *Congrès CIID, Fort-Collins.*

- ROBINSON, N., 1966.** Solar radiation. Elsevier Publ. Co. N.Y., 347 pp
- RUSSEL, H.C., 1893.** Moving anticyclones in the southern hemisphere. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 41 : 1 - 11
- SANDERSON, M. and MARKOVA, O., 1990.** Climate classification, In : UNESCO Sourcebook in climatology (ed. M. Sanderson), UNESCO, pp 79 - 89
- SARUKATANI, T., 1981.** A heat balance method for measuring water flow in the stem of intact plant. J. Agric. Meteorol. 39 : 9 - 17
- SCHIEGL, W., 1970.** Natural Deuterium in biogenetic materials. Thesis, Univ. of South Africa, Pretorai
- SCHOCH-FISCHER, H., ROZANSKI, K., JACOB, H., SONNTAG, C., JOUZEL, J., OSTLUND, G., GEYH, M.A., 1984.** Hydrometeorological factors controlling the time variation of D. O. and H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt, Isotope Hydrology in Water Resources Development, IAEA-SM-270/19, 3 - 30, Vienna, 1984
- SEGINER, I., 1974 .** Aerodynamic roughness of vegetated surfaces. Boundary Layer Meteorol. 5 : 383 - 393
- SEGUIN, B., 1974.** Estimation of potential evapotranspiration in the mediterranean regions : adaptation of Penman's method to local climate conditions. Communication Congress Dubrovnik "Heat and mass transfer", August 1974.
- SEGUIN, B., 1975.** Etude comparée des méthodes d'estimation d'ETP en climat méditerranéen du Sud de la France (région d'Avignon); Ann. Agron. 26 (6) : 671 - 691
- SEGUIN, B., 1975.** Influence de l'évapotranspiration régionale sur la mesure locale de l'évapotranspiration potentielle. Agric. Meteorol. 15 : 355 - 370
- SELLERS, W.D., 1965.** Physical climatology. University of Chicago Press.
- SHARMA, S.K., 1982.** Climate of the Nandi region, Fiji, Met. S. Tech Note n° 16
- SIMPSON, H.J., HAMZA, M.S., WHITE, J.W.C., NADA A., AWAD, M.A., 1987.** Evaporative enrichment of deuterium and oxygen-18 in arid zone irrigation, Isotope Techniques in water Resources Development, IAEA - SM - 299/25, 241 - 256, Vienna 1987.
- SINCLAIR, T.R., et AL, 1975.** An analysis of errors in the calculation of energy flux density above vegetation by a Bowen - ratio profile method. Boundary layer meteorol. 8 : 129 - 139
- SLATYER, R.O., 1967.** Plant water relations. Academic Pres, London.
- SLATYER, R.O. and MC ILROY, I.C., 1967.** Practical micrometeorology, 310 pp, CSIRO, Melbourne, Australia.
- SONNTAG, C., THOMA, G., and MUNNICH, K.O. , 1980.** Environmental isotopes in North African groundwaters ; and the Dahna san-dune study, Saudi Arabia, Proc. IAEA Int. Symp. Isot. Tech. Water Resour. Dev. pp 77 - 84
- STANHILL, G., 1962.** The use of the Piche evaporimeter in the calculation of evaporation. Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 88 : 80 - 82

- STANHILL, G., 1969.** A simple instrument for the field measurements of turbulent diffusion flux. *J. Appl. Meteorol.* 8 : 509
- STANHILL, G., FUCHS, M., OGUNTOYINBO J., 1971.** The accuracy of field measurements of solar reflectivity. *Arch. Met. Geogh. Biokl. Ser, B* 19 : 113 - 132
- STEPHENS, J.C., and STEWART, E.H., 1974.** A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration. *Florida Agricultural Experiment Station Journal Serie* 1664 : 123 - 133
- STEWART, R.B., and ROUSE, W.R., 1977.** Substantiation of the PRIESTLEY and TAYLOR parameter  $\alpha = 1.26$  for potential evaporation in high latitudes. *J. Appl. Meteorol.* 6 : 649 - 650
- STIGER, C.G., 1980.** Solar radiation as statistically related to sunshine duration : a comment using low latitude data. *Agric. Meteorol.* 21 : 173 - 178
- SUTTON, O.G., 1953.** *Micrometeorology.* Mc GRAW-HILL Book Co, N.Y. 333 pp
- SWINBANK, W.C. 1963.** Long wave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 89 : 339 - 348
- SWINBANK, W.C., 1964.** The exponential wind profile. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 90 : 119 - 135
- SWINBANK, W.C., 1968.** A comparison between predictions of dimensional analysis for the constant flux layer and observations in unstable conditions. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 94 : 460 - 467
- SWINBANK, W.C., and DYER, A.J., 1967.** An experimental study in micro-meteorology. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 93 : 494 - 500
- SWINBANK, W.C. and DYER A.J., 1967.** *Micrometeorological expedition 1962 - 1964.* Tech. Pap. 17, Div. Meteorol. Phys. CSIRO, Australia.
- SZEICZ G., and LONG, I.F., 1969.** Surface resistance of crop canopies. *Water Res. Res.*, 5 : 622 - 633
- TANNER, C.B., 1960.** Energy balance approach to evapotranspiration from crops. *Soil. Sci. Amer. Proc.* 24 : 1 - 9
- TANNER, C.B., et PELTON, W.L., 1960.** Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman. *J. Geophys. Res.* 65 : 3391 - 3413
- TAUPIN, J.D., 1990.** Evaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahelien, et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du moyen Niger). Thèse, Université de Paris Sud, Orsay.
- TAYLOR, R.C., 1973.** An atlas of Pacific Islands Rainfall Data. Rep. n° 25, HIG - 73 - 9 Hawaii Institute of Geophysics, Univ. of Hawaii, Honolulu, 5 pp, figs, and tables.
- THOM, A.S., 1971.** Momentum absorption by vegetation. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 97 : 414 - 428
- THOM, A.S., 1972.** Momentum mass, and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.* 98 : 124 - 134

**THOM, A.S., 1975.** Momentum , mass and heat exchange of plant communities, in J.L., Monteith, (ed). *Vegetation and the atmosphere*, Vol. I, Principles, Academic Press, London, pp 57 - 199

**THOM, A.S., and OLIVER, H.R., 1977.** On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 103 : 345 - 357.

**THOM, A.S., THONY, J.L. et VAUCLIN, M., 1981.** On the proper employment of evaporation piche and atmometers in estimating potential transpiration. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 107 : 711 - 736

**THOMPSON, R.J., 1975.** Energy-Budgets of three small plots - Subsantiation of PRIESTLEY and TAYLOR's large scale evaporation parameter. *J. Appl. Meteorol.* 14 : 1399 - 1401

**TOLSTIKOV, E.I. (Editor), 1966.** Atlas Antarktiki, I. G.U.C.K. Moscou (English Translation: *Soviet Geography Reviews and Translations* 1967, 8 : 5 - 6 ), American Geographical Society, New-York, 225 pp

**TRENBERTH, K.E., 1976.** Spatial and temporal variations of the southern oscillation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 102 : 639 - 653

**TWYFOR, I.T. et WRIGHT, A.C.S., 1965.** "Climate" in : the soil ressources of the Fiji Island. Vol. 1 : 72 - 79. Eyre and Spottiswoode, London.

**UREY, H.C., 1947.** The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journ. Chem. Soc. London*, 562 - 581

**U.S.S.R. MINISTRY OF DEFENCE, 1974.** Ocean Atlas : Pacific Ocean. USSR Ministry of Defence, Moscow, 14 p and 302 charts.

**VALANCOGNE, C., et NASR, Z., 1989.** Une méthode de mesure sur débit de sève brute, dans de petits arbres par bilan de chaleur. *Agronomic*, 9 : 602 - 617

**VAN BAVEL, C.H.M., 1966.** Potentiel evaporation : the combination concept and its experimental verification, *Water Res.* 2, 3 : 455 - 467

**VAN BAVEL, C.H.M., and HILLEL, D.I., 1976.** Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agric. Meteorol.* 17 : 453 - 476

**VAN DER LELIJ, A. and TALSMA, T., 1978.** Infiltration and water movement in Riverine Plain soils used for rice growing, in *Hydrogeology of the Riverine Plain of South-East-Australia*, Austr. Soc. Soil Sci., Griffith, Australia

**VAN LOON, H., 1972** (i). Pressure in the Southern Hemisphere. (ii) Cloudiness and precipitations in the Southern Hemisphere. In : C.W. NEWTON (Editor), *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs. Am. Meteorol. Soc, Boston, 13 (i) pp 59 - 86 and (ii) pp 101 - 111

**WALKER, G.R., HUGHES, M.H., ALLISON, G.B., and BARNES, C.J. 1988.** The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. *J. Hydrol.* 97 : 181 - 197

**WALKER, C.D., RICHARSON, S.B..** The use of stable isotopes of water in characterising the source of water in vegetation (in preparation).

**WALKER, C.D., BRUNEL, J.P., DUNIN, F.X., EDWARDS, W.R.N., HACKER, J.M., 1989.** A joint project on the water use of a mallee community in late summer, pp 114 - 119. In : The Mallee Land, a conservation perspective. Ed. J.C. Noble, P.J. Joss, G.K. Jones, CSIRO, pp 321.

**WEBB, E.K. 1960.** An investigation of the evaporation from lake Eucumbene CSIRO, Div. Met. Phys. Techn. paper 10, 75 pp

**WEBB, E.K., 1970.** Profile relationship : the log-linear law and extension to strong stability. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 96 : 67 - 90

**WELHAN, J.A., 1974.** Feasibility of the oxygen-18 mass balance method in the calculation of the water balance of small lake. M. Sc. Thesis. University of Waterloo, Waterloo, Ont. (unpublished)

**WELHAN, J.A. and FRITZ, P. 1977.** Evaporation pan behaviour as an index of isotopic evaporation conditions. Geochim. Cosmochim. Acta, 41 : 682 - 686

**WHITE, J.W.C., and GEDZELMAN, S.D., 1984.** The isotopic composition of atmospheric water vapor and the concurrent meteorological conditions. J. Geophys. Res.: 4937 - 4939

**WHITE, J.W.C. , COOK, E.R., LAWRENCE, J.R., BROEKER, W.S., 1985.** The D/H ratios of sap in trees : Implications for water sources and tree ring D/H ratios. Geochim. Cosmochim. Acta 49 : 237 - 246

**WIRTKI , K., 1966.** Seasonal variation of Heat Exchange and Surface Temperature in the North Pacific Ocean. HIG - 66 - 3, Hawaiian Institute of Geophysics, Univ. Hawaii, Honolulu, 8 pp and figs.

**WOODS, P.H.,** Evaporative Discharge of Groundwater from the Margin of the Great Artesian Basin near Lake Eyre, South Australia, Thesis, Flinders Univ. of South Australia, Adelaide.

**YAGLOM, A.M., 1977.** Comments on wind and temperature flux-profile relationships. Boundary-Layer Meteorol. 11 : 89 - 102

**YAMAMOTO T., et WATANABE, S., 1980.** Measurements of sap velocities in stems, peduncles, and petioles of pear trees by a heat pulse method. (résumé , formules et légendes en anglais). J. Jpn. Soc. Hortic. Sci., 49 : 311 - 325

**YOUFSI, M., 1984.** Etude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride : Beni-Abbes, Algerie. Thèse de doctorat de 3ème cycle. Université de Paris-Sud, Orsay, 228 pp

**YURTSEVER, Y. 1975.** Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Rep. Sect. Isotope Hydrol. IAEA. 40 pp. Vienne, November, 1975.

**ZILLMAN, J.W., 1972.** A study of some aspects of the radiation and Heat Budgets of the Southern Hemisphere Oceans. Meteorological Study 26. Bur. Meteorol. Australian Government Publishing Service, Canberra, 562 pp.

**ZILLMAN, J.W. and DINGLE, W.R.J., 1969.** Southern Ocean sea-air energy exchange. Aust. Meteorol. Mag. 17 : 166 - 172

**ZILITINKEVITCH, S.S. and CHALIKOV, D.V., 1968.** On the determination of the universal wind and temperature profiles in the surface layer of the atmosphere, Izv. Acad. Sci. U.S.S.R. Atmos. and Oceanic Phys. 4 : 294 -302

**ZIMMERMANN, U., EHHALT, H.X., MUNNICH, K.O., 1967.** Soil-water movement and evapotranspiration : Changes in the isotopic composition of the water. Isotopes in Hydrology (C.R. Coll. Vienne, 1966), AIEA, Vienne (1967), 567

**ZIMMERMANN, U., EHHALT, H.W., 1970.** Stable isotopes in the study of the water balance of Lake Neusiedl, Austria, Isotope Hydrology 1970, IAEA, Vienna, pp 129 - 138

**ZOUARI, K., ARANYOSSI, J.F., MAMOU, A., and FONTES, J.CH., 1985.** Etudes isotopiques et geochimiques des mouvements et de l'évolution des solutions de la zone aérée des sols sous climats semi-aride (Sud Tunisien). Proc. Stable radioact. Isot. Stud. Unsaturated Soil Zone. IAEA Vienna (IAEA - TECDOC - 357)

**ZUNDEL, G., MIEKLEY W., GRISI, B.M., FORSTEL, H., 1978.** The H<sub>2</sub><sup>18</sup>O enrichment in the leaf water of tropic trees : comparison of species from the tropical rain forest and the semi-arid region of Brazil. Radiat. Environ. Biophys. 15 : 203 - 212



# **A N N E X E S**

**VALEURS MOYENNES MENSUELLES DE DIVERS RAYONNEMENTS ET DE CERTAINS RAPPORTS ENTRE EUX, NOUMEA, NOUVELLE-CALÉDONIE.**

Valeurs moyennes de divers rayonnements et de certains rapports entre eux

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
Rg	2251	2386	1962	1732	1318	1219	1276	1617	2017	2216	2591	2461	1917
Rg ----- Rg MAX	0.73	0.81	0.74	0.79	0.72	0.75	0.74	0.80	0.83	0.80	0.83	0.77	0.78
Rg MAX	3086	2959	2640	2206	1823	1636	1734	2028	2421	2784	3133	3186	2467
Rgo	4189	3989	3596	3056	2560	2301	2382	2772	3303	3784	4092	4221	3354
Rg MAX ----- Rgo	0.74	0.74	0.73	0.72	0.71	0.71	0.73	0.73	0.73	0.74	0.77	0.75	0.73
Rg ----- Rgo	0.54	0.60	0.55	0.57	0.51	0.53	0.54	0.58	0.61	0.59	0.63	0.58	0.57
Rd (n.c.)	843	692	729	587	587	550	508	545	599	719	687	746	649
Rd (c) ----- Rg	0.43	0.33	0.42	0.39	0.51	0.51	0.45	0.38	0.34	0.37	0.30	0.35	0.39

**COMPARAISON DES FRACTIONS RADIATIVES ET ADVECTIVES ENTRANT DANS L'ESTIMATION DE L'ETP SELON DIVERS AJUSTEMENTS DE LA FORMULE DE PENMAN.**

COMPARAISON des parts radiatives et advectives entrant dans  
l'estimation de l'ETP selon divers ajustements de la formule de Penman

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
∅ (Ea)/ETP (1)	0.34	0.32	0.37	0.44	0.49	0.47	0.51	0.51	0.44	0.41	0.39	0.38	0.41
∅ (Ea)/ETP (2)	0.29	0.28	0.33	0.38	0.43	0.45	0.46	0.45	0.39	0.36	0.34	0.32	0.36
∅ (Ea)/ETP (3)	0.31	0.30	0.35	0.41	0.46	0.45	0.47	0.48	0.41	0.38	0.36	0.35	0.38
∅ (Rn)/ETP (4)	0.68	0.66	0.58	0.54	0.48	0.46	0.41	0.46	0.54	0.60	0.67	0.65	0.58
∅ (Rn)/ETP (5)	0.67	0.64	0.61	0.56	0.51	0.52	0.51	0.56	0.60	0.67	0.68	0.65	0.61
∅ (Rn)/ETP (6)	0.69	0.66	0.59	0.57	0.52	0.51	0.49	0.55	0.60	0.65	0.69	0.67	0.60

- (1) ∅ Ea obtenue à partir de la formule de Penman originale
- (2) ∅ Ea obtenue à partir de la relation de BOUCHET appliquée à l'évaporation Piche
- (3) ∅ Ea obtenue à partir de la relation de DALTON appliquée à l'évaporation du Bac
- (4) ∅ Rn obtenue à partir de la formule de Penman originale
- (5) ∅ Rn obtenue à partir des données mesurées du rayonnement net
- (6) ∅ Rn obtenue à partir d'une estimation du rayonnement net

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
3.9	6.5	5.8	4.8	4.1	2.9	3.1	3.1	4.9	4.4	5.1	6.7
6.7	7.1	5.3	4.6	3.5	1.9	3.1	3.9	4.5	4.6	5.2	5.0
6.6	7.3	4.8	4.4	3.5	4.3	3.8	3.7	5.0	4.9	5.8	5.7

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
6.0	5.2	5.8	4.4	3.0	2.2	2.2	4.1	4.0	4.9	5.4	6.9
5.6	5.6	3.8	3.5	2.9	1.5	3.6	3.2	5.0	4.9	6.0	7.2
4.8	4.6	4.8	4.0	2.9	3.2	2.6	3.9	4.8	6.6	7.3	6.6

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
6.0	6.4	5.0	4.2	3.6	2.8	2.7	3.1	3.8	4.8	5.8	6.6
5.7	5.7	5.4	4.3	3.3	3.1	3.0	3.4	4.6	5.6	6.4	6.0
5.6	6.0	5.7	3.5	3.1	2.8	2.5	3.0	4.9	4.6	6.5	5.0

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.3	5.5	4.6	4.9	2.8	2.5	2.5	2.6	3.6	4.0	4.5	5.3
5.0	5.0	4.6	4.7	3.4	2.6	2.8	3.3	3.7	4.3	4.2	5.4
3.8	6.3	4.8	3.9	3.1	2.3	2.9	2.9	3.7	4.2	5.3	3.6

EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.1	7.0	7.2	5.8	5.1	3.0	3.6	4.0	4.6	6.4	5.9	6.4
7.4	9.5	5.2	5.2	3.8	4.1	3.0	3.7	5.5	5.5	6.2	4.9
8.1	7.8	6.6	5.4	4.5	4.0	3.8	4.6	5.5	7.1	7.3	7.4

EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
6.5	5.2	6.2	5.2	3.5	2.7	3.1	4.2	4.7	5.5	7.2	9.2
7.5	6.1	4.4	4.1	3.4	3.1	4.2	4.0	6.0	5.6	7.0	9.0
5.9	6.1	6.2	5.0	3.4	2.5	3.0	4.2	6.0	7.9	8.9	9.7

EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
6.5	7.1	6.4	5.6	4.1	3.3	3.7	4.2	5.0	5.6	7.1	10.0
6.7	5.3	5.5	5.0	3.7	3.4	3.8	4.7	5.7	6.9	9.3	8.1
5.8	7.4	6.8	3.8	4.0	3.2	2.9	4.3	6.3	5.2	9.0	4.4

EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
7.0	7.5	5.8	6.3	3.6	3.4	3.3	4.4	5.9	6.5	7.5	7.8
5.7	4.5	4.2	6.1	4.6	3.6	4.8	5.0	6.5	7.1	6.8	8.7
3.6	8.2	6.6	5.6	3.2	3.0	3.6	3.9	5.6	7.1	7.1	3.2

## MOYENNES DECAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.

### EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
2.2	4.2	5.2	4.2	4.1	2.1	3.0	3.9	3.4	4.9	4.5	4.0
3.1	6.4	3.2	4.1	3.4	3.8	2.5	3.1	4.5	4.1	3.3	2.6
4.1	4.5	3.6	3.9	3.8	3.8	3.4	4.1	4.2	5.8	4.4	4.2

### EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.0	2.4	4.0	3.6	2.4	2.4	2.9	3.5	3.8	3.4	4.3	5.5
4.5	3.3	2.4	3.1	2.5	2.8	4.4	3.5	4.9	3.6	3.7	5.9
3.6	3.7	4.3	3.4	2.7	1.9	2.3	3.4	4.6	5.4	5.4	5.5

### EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4.1	3.8	3.9	4.5	3.9	2.8	3.5	3.8	4.4	3.7	4.3	6.3
3.9	2.8	3.6	3.9	2.7	3.3	3.6	4.3	4.5	4.7	6.6	6.0
3.3	4.8	5.2	3.0	3.8	3.0	2.7	3.6	4.7	2.7	5.6	2.7

### EVAPORATION MOYENNE JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4.1	3.3	3.8	4.0	2.7	3.5	3.1	4.2	5.1	4.2	5.0	4.5
3.0	2.1	1.9	4.7	4.6	3.2	4.6	4.6	5.5	4.6	4.6	4.5
2.0	4.4	3.5	4.0	3.0	3.0	3.3	3.4	3.7	5.2	4.6	2.1

### TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
27.2	26.2	23.8	22.1	19.9	23.1	17.7	17.4	18.8	15.7	19.7	20.7
26.3	22.7	25.7	22.9	18.9	18.0	18.5	16.8	15.6	18.8	23.2	24.7
25.3	22.4	24.0	21.0	19.7	16.0	15.7	15.1	17.0	16.3	21.7	24.7

### TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
22.7	26.5	25.0	23.3	23.8	19.3	16.2	15.0	16.1	19.0	20.7	22.3
22.0	26.6	28.6	21.8	20.0	20.5	14.5	14.5	16.0	20.3	23.4	21.3
25.9	23.3	23.7	22.5	17.5	20.5	20.7	15.5	16.2	18.2	23.9	22.7

### TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
27.1	29.2	27.5	19.6	21.7	19.7	17.0	15.6	15.4	17.6	20.4	21.1
28.3	30.1	25.6	20.6	21.6	17.6	15.0	15.7	16.8	19.2	18.3	21.1
28.7	26.5	21.4	22.2	19.2	17.9	18.1	16.6	18.0	22.4	20.2	23.0

### TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
22.6	28.8	26.6	25.6	22.6	21.3	17.4	15.6	17.3	20.7	18.4	24.5
23.9	29.2	28.7	21.6	21.4	17.8	14.6	16.3	16.8	17.8	19.8	27.3
28.8	25.8	26.6	21.6	19.4	19.4	18.0	18.6	18.3	17.8	21.0	28.3

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
24.7	27.6	26.0	25.0	22.5	23.3	20.8	20.2	21.0	20.1	23.3	23.6
25.3	25.7	25.2	25.1	22.0	21.4	19.6	19.5	19.8	21.9	24.0	24.8
25.7	24.7	24.9	23.6	22.2	19.9	19.8	19.1	21.3	20.6	23.3	25.3

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
24.2	24.8	25.9	24.4	23.6	20.6	19.1	19.3	20.0	21.5	22.0	24.7
25.0	26.2	27.3	23.0	21.1	21.0	18.5	18.6	20.3	23.2	24.3	25.4
25.5	24.1	25.0	23.4	20.4	21.2	21.2	19.3	19.8	22.1	25.6	25.8

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
26.4	26.7	26.5	22.9	22.9	21.6	20.2	19.3	20.0	20.8	24.1	24.7
27.6	27.8	25.0	23.0	22.9	20.2	19.3	19.3	21.1	23.2	23.3	25.3
26.4	28.1	23.8	22.8	21.8	19.6	19.6	20.1	20.6	23.3	23.9	23.3

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
23.9	27.1	26.4	25.6	23.3	22.5	20.0	19.1	20.3	22.9	22.5	25.9
25.0	26.2	26.0	24.2	22.2	20.6	18.9	20.4	19.7	21.3	23.2	26.8
25.8	26.5	25.8	23.3	21.4	21.1	20.1	20.4	21.1	22.2	23.8	25.5

TEMPERATURE DU THERMOMETRE HUMIDE (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
23.0	23.5	22.0	20.9	19.1	20.9	17.4	17.1	18.1	16.2	19.3	19.9
22.9	21.4	22.6	21.3	18.4	17.8	17.4	16.5	16.0	18.3	21.1	22.2
22.6	21.0	21.7	20.0	19.0	16.3	16.0	15.4	17.2	16.7	20.2	22.2

TEMPERATURE DU THERMOMETRE HUMIDE (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
21.0	22.8	22.5	21.3	21.3	18.2	16.0	15.5	16.3	18.4	19.5	20.9
20.9	23.3	24.4	20.2	18.7	18.9	14.9	14.9	16.4	19.6	21.3	20.6
22.8	21.2	21.7	20.7	17.2	19.0	19.1	15.9	16.3	18.1	22.0	21.5

TEMPERATURE DU THERMOMETRE HUMIDE (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
23.5	24.4	23.7	19.1	20.1	18.7	16.9	15.8	15.9	17.4	19.9	20.4
24.3	25.1	22.5	19.6	20.1	17.2	15.4	15.8	17.1	19.0	18.6	20.6
24.2	23.8	20.3	20.3	18.6	17.1	17.2	16.6	17.5	20.5	19.8	20.8

TEMPERATURE DU THERMOMETRE HUMIDE (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
20.9	24.4	23.3	22.6	20.7	19.8	17.0	15.7	17.0	19.7	18.3	22.3
21.8	24.4	24.1	20.5	19.7	17.4	15.1	16.6	16.6	17.7	19.3	23.7
24.1	22.9	23.1	20.2	18.5	18.4	17.4	17.8	17.9	17.9	20.1	23.8

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
21.4	24.3	22.5	22.3	19.6	20.3	18.1	17.3	17.9	16.9	19.7	20.4
22.3	22.6	22.8	22.2	19.0	18.3	16.4	16.9	16.8	18.9	21.0	21.8
22.6	22.1	21.8	20.6	19.3	16.5	16.5	16.1	17.8	17.6	20.0	22.3

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
21.6	21.9	23.2	21.4	21.3	18.4	16.2	16.0	17.0	18.3	19.4	21.9
21.3	23.5	24.5	20.5	18.5	18.7	15.5	15.5	17.6	19.5	21.0	22.0
22.7	21.9	22.3	20.7	17.5	18.8	19.0	16.2	16.5	18.9	22.1	22.4

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
23.3	23.7	24.0	20.2	20.7	18.8	17.2	16.2	16.8	17.7	20.8	20.9
23.6	24.8	22.5	20.1	20.0	17.4	16.3	16.4	17.5	19.3	19.7	22.1
23.1	24.8	20.7	20.1	19.1	17.1	17.2	16.9	18.0	19.7	20.2	20.7

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
20.4	24.0	23.0	22.3	20.3	19.6	17.1	15.8	17.0	19.9	19.0	22.3
22.0	23.7	23.3	21.0	18.8	17.2	16.0	16.6	16.5	18.2	20.1	23.7
23.4	22.4	22.4	20.2	18.6	18.1	16.9	17.1	17.3	19.0	20.3	23.1

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
27.3	32.3	29.2	28.8	25.5	26.6	23.6	22.9	24.5	23.2	27.4	26.8
28.1	28.6	28.4	28.7	25.1	24.9	22.0	22.8	22.7	25.1	27.3	28.1
28.4	27.5	28.2	26.8	25.0	22.9	22.9	22.1	24.8	23.6	26.1	28.9

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
27.1	27.2	28.9	27.5	26.8	23.0	21.9	22.7	23.9	25.4	24.8	28.0
28.9	29.6	31.2	26.1	23.5	22.9	20.9	21.9	23.8	27.1	27.9	29.5
28.6	26.8	27.9	26.3	23.2	24.2	23.7	23.7	23.1	25.5	29.4	29.8

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
30.3	30.7	29.7	26.1	25.3	24.7	23.9	22.7	24.2	24.4	28.4	28.0
31.9	31.9	27.8	26.1	25.7	23.5	23.1	22.6	25.2	27.4	26.8	29.3
30.2	32.8	27.1	25.7	24.4	22.6	23.1	23.6	23.6	26.5	27.3	26.6

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
27.3	30.1	29.5	28.9	26.5	25.7	23.3	22.7	23.1	26.3	25.8	29.7
28.5	28.9	28.6	27.3	24.9	23.9	21.9	24.3	23.0	24.2	27.2	30.3
29.0	29.3	28.4	26.0	24.4	24.1	23.6	24.4	24.7	26.1	27.5	28.4

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
22.4	21.8	20.3	19.1	17.4	19.8	15.6	15.3	16.5	13.7	17.2	18.0
21.9	19.5	21.5	19.6	16.6	15.8	16.3	14.8	13.6	16.5	19.8	20.9
21.3	19.3	20.4	18.3	17.2	14.0	13.7	13.1	14.9	14.3	18.8	20.9

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
19.5	22.0	21.1	19.9	20.3	16.9	14.2	13.0	14.1	16.7	18.0	19.2
19.0	22.1	23.3	18.9	17.5	17.9	12.5	12.5	14.0	17.7	20.0	18.3
21.6	19.9	20.2	19.4	15.4	17.9	18.0	13.5	14.2	16.0	20.3	19.5

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
22.4	23.6	22.6	17.2	18.8	17.2	14.9	13.6	13.4	15.5	17.8	18.3
23.1	24.1	21.4	17.9	18.7	15.5	13.0	13.7	14.8	16.8	16.1	18.3
23.3	22.0	18.6	19.1	16.8	15.7	15.9	14.6	15.8	19.3	17.6	19.7

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
19.4	23.4	22.1	21.4	19.4	18.5	15.3	13.6	15.2	18.0	16.2	20.7
20.3	23.6	23.3	18.7	18.6	15.6	12.6	14.3	14.8	15.6	17.3	22.5
23.4	21.6	22.1	18.7	17.0	17.0	15.8	16.3	16.1	15.6	18.3	23.1

TEMPERATURE DU BAC PELOUSE (°C)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
25.6	25.0	25.7	24.4	21.6	23.2	20.6	19.4	21.7	21.0	23.5	24.8
25.6	25.5	24.9	24.9	21.3	20.9	19.4	20.0	20.6	21.4	25.0	26.2
24.7	25.5	25.5	23.3	21.4	19.6	20.0	19.4	21.8	20.3	24.4	26.2

TEMPERATURE DU BAC PELOUSE (°C)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
23.7	25.7	26.4	24.1	23.9	20.7	19.2	19.5	20.1	22.6	23.1	25.6
26.0	27.2	28.7	22.9	21.7	20.9	17.9	18.9	20.3	24.0	25.7	26.0
25.5	25.0	25.4	23.7	20.7	21.8	21.2	19.9	20.3	22.4	26.2	26.1

TEMPERATURE DU BAC PELOUSE (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
26.3	27.8	26.8	23.0	22.1	21.6	20.2	19.3	20.4	22.0	25.6	24.7
29.0	28.9	25.5	22.9	23.0	19.9	19.0	19.0	21.4	23.9	22.8	25.0
27.2	28.3	24.0	23.1	21.1	19.5	19.7	20.2	20.9	25.1	24.3	24.3

TEMPERATURE DU BAC PELOUSE (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
25.3	28.5	26.7	25.4	23.7	21.8	19.9	19.3	20.2	22.9	23.0	26.4
26.8	26.9	27.6	24.3	21.6	20.2	18.2	20.1	19.4	21.6	24.0	27.4
26.8	27.6	26.9	24.5	21.2	20.6	19.6	20.6	22.1	21.1	24.3	26.7

## MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.

### HUMIDITE RELATIVE NOUMEA\*\* 1978

.87	.71	.71	.70	.73	.81	.72	.74	.76	.67	.69	.71
.82	.69	.80	.72	.72	.71	.81	.74	.68	.72	.78	.79
.77	.72	.76	.72	.74	.69	.68	.68	.67	.67	.76	.77

### HUMIDITE RELATIVE NOUMEA\*\* 1979

.75	.85	.75	.76	.82	.80	.73	.67	.69	.74	.78	.72
.69	.78	.79	.78	.80	.82	.68	.68	.67	.71	.77	.65
.79	.78	.75	.78	.73	.81	.82	.69	.70	.68	.73	.68

### HUMIDITE RELATIVE NOUMEA\*\* 1980

.79	.83	.79	.70	.78	.76	.72	.70	.66	.72	.68	.68
.77	.81	.81	.73	.77	.74	.67	.70	.67	.68	.64	.65
.83	.70	.73	.80	.74	.79	.79	.71	.74	.78	.68	.80

### HUMIDITE RELATIVE NOUMEA\*\* 1981

.76	.80	.77	.78	.79	.78	.74	.71	.73	.74	.68	.73
.75	.86	.85	.72	.80	.73	.67	.68	.73	.70	.70	.77
.87	.75	.80	.76	.76	.78	.77	.78	.73	.67	.71	.87

### VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DE VENT (M.S-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.9	4.1	5.9	4.3	5.6	2.8	3.1	6.0	4.2	4.9	4.5	4.3
6.0	7.2	6.2	3.5	3.2	3.4	5.1	3.7	3.9	4.7	5.6	3.3
5.9	5.1	5.0	4.4	4.7	3.7	2.8	3.3	4.1	7.3	6.9	6.2

### VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DE VENT (M.S-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
8.8	6.2	5.0	5.9	4.2	3.6	2.8	3.2	3.8	4.3	6.9	6.4
4.7	4.6	2.3	5.2	3.6	4.3	5.4	3.3	4.8	3.4	4.4	5.0
7.4	5.0	5.9	5.1	3.0	2.8	4.6	3.4	5.3	6.0	6.2	5.1

### VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DE VENT (M.S-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.1	5.4	6.0	4.5	7.0	2.6	3.1	4.3	3.5	4.4	3.7	7.2
3.2	3.7	5.5	4.8	4.2	4.2	3.2	5.5	4.4	4.5	7.1	5.2
5.5	4.7	6.0	4.1	4.6	4.2	3.9	4.2	6.8	3.8	6.1	5.5

### VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DE VENT (M.S-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.4	5.3	5.7	4.9	3.1	3.6	2.9	4.1	5.5	6.7	5.5	5.5
3.1	6.0	3.9	4.8	7.0	3.5	4.8	3.9	6.1	5.8	4.2	6.8
4.6	5.3	5.0	5.1	3.3	3.6	4.0	3.9	4.4	5.1	5.0	4.2



**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
2103	2447	2002	1752	1537	1178	1375	1390	2091	2099	2436	2644
2746	2990	1509	1689	1221	1312	884	1480	2053	2104	2410	2086
2749	2798	2203	1776	1388	1413	1573	1606	2231	2062	2897	2409

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
1788	1996	2243	1764	1429	1143	1194	1613	1808	2324	2388	2946
2710	2219	1802	1238	1150	963	1321	1554	1929	2246	2792	3060
1793	2176	1821	1846	1442	1270	1169	1819	2096	2452	2845	2697

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
2294	2582	2049	1872	1275	1283	1272	1445	1982	2209	2540	2941
2382	1996	1611	1756	1472	1314	1406	1611	2149	2539	2665	2486
2128	2525	2224	1316	1287	1160	1193	1658	1942	2219	2952	1769

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
2590	2633	1906	2051	1242	1089	1179	1503	1655	1914	2228	2433
2278	1645	1820	1828	1108	1198	1195	1661	1847	2060	2118	2433
1530	2756	2288	1900	1030	1071	1270	1684	2039	1956	2351	1350

DUREE MOYENNE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
5.7	6.8	5.0	5.5	6.1	5.6	7.0	5.2	7.9	6.2	6.2	8.1
8.7	10.6	2.8	5.6	4.8	6.6	2.6	4.8	7.0	5.5	6.4	5.5
8.5	9.7	9.1	7.2	6.2	6.8	6.5	5.5	7.3	4.4	9.1	7.1

DUREE MOYENNE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4.0	5.8	7.4	5.9	5.9	4.3	4.8	7.8	6.6	7.8	7.8	10.6
9.8	7.9	4.3	2.9	3.7	2.9	5.8	5.7	6.3	7.4	10.5	11.3
4.2	6.8	5.9	8.6	7.0	5.9	3.6	7.5	7.4	7.9	10.5	9.1

DUREE MOYENNE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
6.5	8.1	5.7	7.6	4.7	5.9	6.6	5.8	8.4	7.4	9.0	10.7
8.5	5.7	4.1	6.4	6.8	6.4	6.9	5.8	9.4	9.6	9.3	7.4
5.7	10.2	8.3	4.0	5.1	5.1	4.7	6.9	7.0	7.6	10.9	3.5

DUREE MOYENNE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
8.9	9.8	5.8	8.9	5.8	5.4	7.2	8.5	5.8	6.3	7.7	9.3
7.1	3.6	6.5	7.7	4.7	6.8	5.9	8.3	7.0	7.0	7.7	8.6
3.4	11.0	9.8	9.5	4.9	5.3	6.4	7.5	8.2	6.9	9.0	2.9

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4225	4077	3764	3241	2706	2339	2303	2605	3126	3641	4020	4201
4198	3986	3611	3055	2557	2289	2366	2758	3306	3785	4099	4226
4149	3885	3432	2874	2431	2277	2469	2937	3480	3914	4159	4236

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4225	4077	3764	3241	2706	2339	2303	2605	3126	3641	4020	4201
4198	3986	3611	3055	2557	2289	2366	2758	3306	3785	4099	4226
4149	3885	3432	2874	2431	2277	2469	2937	3480	3914	4159	4236

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4225	4077	3764	3241	2706	2339	2303	2605	3126	3641	4020	4201
4198	3986	3611	3055	2557	2289	2366	2758	3306	3785	4099	4226
4149	4564	3432	2874	2431	2277	2469	2937	3480	3914	4159	4236

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
4225	4077	3764	3241	2706	2339	2303	2605	3126	3641	4020	4201
4198	3986	3611	3055	2557	2289	2366	2758	3306	3785	4099	4226
4149	3885	3432	2874	2431	2277	2469	2937	3480	3914	4159	4236

DUREE THEORIQUE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	10.9	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	13.0	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.3	13.6
13.3	12.8	12.2	11.5	11.0	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.6

DUREE THEORIQUE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	10.9	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	13.0	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.3	13.6
13.3	12.8	12.2	11.5	11.0	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.6

DUREE THEORIQUE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	10.9	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	13.0	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.3	13.6
13.3	12.8	12.2	11.5	11.0	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.6

DUREE THEORIQUE JOURNALIERE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	10.9	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	13.0	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.3	13.6
13.3	12.8	12.2	11.5	11.0	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.6

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NOUMEA AU COURS DE LA PERIODE 1978 - 1981.**

RAYONNEMENT NET MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1978

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
1099	1268	1084	906	671	506	581	597	1019	1080	1203	1353
1415	1549	905	855	491	550	406	732	971	1063	1280	1173
1390	1462	1181	823	540	607	693	755	1075	1074	1452	1350

RAYONNEMENT NET MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1979

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
1009	1147	1137	896	667	488	476	652	806	1184	1244	1548
1488	1197	974	603	536	404	580	641	938	1147	1447	1519
1044	1176	934	856	597	552	541	778	1034	1269	1440	1420

RAYONNEMENT NET MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
1264	1396	1075	852	583	493	482	660	913	1161	1328	1512
1275	1087	840	781	644	483	583	728	990	1306	1420	1292
1198	1280	1108	603	519	468	556	784	1004	1192	1497	944

RAYONNEMENT NET MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
1470	1549	952	1018	638	451	484	695	768	1076	1164	1354
1258	1015	1029	873	521	507	515	776	936	1094	1084	1409
794	1488	1183	847	485	464	538	657	1091	1032	1261	795

**MOYENNES DECAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NESSADIOU AU COURS DE LA PERIODE 1980 - 1981.**

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
4.5	4.5	4.0	3.7	2.7	2.2	2.0	2.7	2.8	3.4	5.4	5.1
5.2	3.9	3.8	3.6	2.7	1.9	1.9	2.5	3.1	4.2	4.4	3.9
4.8	5.3	4.2	2.1	2.4	1.6	2.7	2.4	3.1	4.6	5.5	3.3

ETP MOYENNE JOURNALIERE MESUREE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
4.9	3.7	4.3	3.0	2.3	2.0	2.1	2.4	3.4	3.2	3.9	5.3
5.3	3.4	3.6	3.6	2.3	2.4	2.1	3.1	3.5	3.8	4.0	5.0
3.8	4.2	4.4	3.1	1.9	1.8	2.4	3.8	4.1	3.7	4.8	2.7

EVAPORATION JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
5.1	4.6	4.4	4.6	2.9	2.4	3.0	2.8	4.2	4.9	5.1	6.0
5.3	4.2	4.5	3.6	2.9	2.3	2.5	3.1	4.8	4.9	5.4	5.5
4.6	5.1	4.8	3.0	3.7	3.1	2.1	2.7	4.7	4.1	5.7	3.4

EVAPORATION JOURNALIERE DU BAC PELOUSE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
5.2	4.5	4.3	3.8	2.7	2.8	2.6	2.7	3.5	3.3	4.4	5.8
4.8	3.6	4.5	4.4	2.9	3.0	3.0	3.3	4.2	4.1	4.1	4.6
3.1	6.2	4.6	3.7	2.4	2.8	2.2	3.5	4.1	4.8	5.1	3.5

EVAPORATION JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
3.9	2.6	2.1	2.6	2.6	1.7	2.3	2.3	3.0	2.6	2.9	3.9
3.7	2.7	2.7	2.4	1.9	1.9	2.3	2.7	2.7	3.0	3.9	4.1
2.4	2.8	2.9	1.8	2.2	1.7	1.9	2.5	2.6	1.7	3.4	2.1

EVAPORATION JOURNALIERE DU PICHE (mm. j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
2.6	2.1	2.9	2.6	1.7	3.1	2.0	2.4	2.9	3.1	3.4	3.1
2.5	1.9	1.5	2.7	2.8	2.3	3.2	2.8	3.4	3.0	3.2	2.9
1.7	3.0	1.9	2.3	1.9	2.6	2.2	2.5	2.9	3.5	3.2	1.9

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NESSADIOU AU COURS DE LA PERIODE 1980 - 1981.**

VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DU VENT (m.s-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
2.6	1.9	1.7	1.7	2.0	1.5	2.0	1.7	1.9	1.8	1.9	2.1
2.3	2.1	2.0	1.8	1.5	1.5	1.6	1.8	1.9	2.1	2.0	2.2
1.7	2.0	1.9	1.7	1.6	1.5	1.8	1.8	1.9	1.7	1.9	1.7

VITESSE MOYENNE JOURNALIERE DU VENT (m.s-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
1.8	1.6	2.8	1.9	1.5	2.5	1.6	1.8	2.0	2.0	2.4	2.0
1.6	2.2	1.5	1.9	1.9	1.8	1.9	2.0	2.1	2.0	2.3	1.9
2.0	1.9	1.7	1.7	1.7	2.2	1.6	2.1	2.2	2.3	2.5	2.9

TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
25.9	27.2	28.7	20.8	22.6	18.8	16.5	15.9	15.3	17.8	21.2	21.6
26.2	30.1	26.1	21.3	22.5	17.8	14.7	15.8	16.7	19.3	19.1	21.0
27.1	28.6	21.6	22.0	20.0	17.7	17.0	17.0	18.6	22.0	20.6	23.9

TENSION DE VAPEUR D'EAU DANS L'AIR (mb)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
23.1	28.5	27.9	25.3	22.5	21.2	17.4	15.1	16.1	21.1	19.3	24.4
23.7	28.9	29.2	22.5	20.5	17.5	14.1	15.3	15.3	18.0	20.5	26.5
28.1	26.4	26.0	21.4	19.7	19.0	17.1	17.7	18.4	18.2	20.9	27.9

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
26.8	26.6	26.5	22.3	23.5	20.7	19.0	18.8	18.9	20.2	22.9	24.1
27.4	28.2	25.6	22.5	22.5	19.6	18.4	18.5	19.3	21.8	22.4	24.7
26.7	27.5	23.1	22.3	21.5	19.0	19.4	19.4	20.1	22.3	22.7	24.2

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
23.6	26.6	26.1	25.2	22.1	22.6	18.9	17.4	19.4	23.5	22.0	25.4
24.2	26.2	25.7	23.4	22.0	19.4	17.7	18.5	19.4	20.9	22.9	26.4
25.7	26.1	24.8	22.3	20.5	20.7	18.9	19.6	20.8	21.9	23.2	25.3

**MOYENNES DECADAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NESSADIOU AU COURS DE LA PERIODE 1980 - 1981.**

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
31.1	30.7	30.3	27.4	27.4	25.7	23.7	23.6	24.4	25.1	27.7	29.2
31.2	31.4	29.1	27.1	26.9	24.9	23.5	23.8	25.1	27.0	27.6	29.2
30.8	31.5	28.0	26.3	25.9	24.0	23.7	24.4	24.7	26.5	28.2	28.0

TEMPERATURE MAXIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
27.8	30.7	29.4	29.7	27.2	26.2	24.0	22.9	24.5	27.7	26.3	30.1
28.9	30.2	29.6	27.8	26.4	24.9	22.5	24.0	24.3	25.6	27.0	30.7
29.2	30.6	29.4	27.6	25.2	24.8	24.6	24.3	25.7	26.7	27.4	28.2

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
22.4	22.5	22.7	17.1	19.5	15.6	14.2	14.0	13.4	15.0	18.1	18.9
23.6	24.9	22.1	17.7	18.0	14.2	13.3	13.0	13.4	16.5	17.1	20.2
22.5	23.4	18.2	18.2	16.9	14.0	15.0	14.3	15.5	18.0	17.0	20.3

TEMPERATURE MINIMALE DE L'AIR (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
19.1	22.6	23.2	21.0	18.0	19.3	14.3	12.5	14.1	19.3	17.4	21.1
19.0	23.0	22.5	18.9	17.5	14.9	12.5	13.1	13.2	15.7	18.8	22.4
22.8	22.0	20.6	16.7	16.7	17.2	13.8	14.6	15.7	16.7	19.0	22.7

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
21.6	22.4	23.3	18.1	19.4	16.5	14.5	13.9	13.3	15.6	18.4	18.7
21.8	24.1	21.8	18.5	19.4	15.6	12.7	13.8	14.7	16.9	16.8	18.3
22.4	23.3	18.7	19.0	17.5	15.6	14.9	14.9	16.3	19.0	17.9	20.3

TEMPERATURE DU POINT DE ROSEE (°C)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
19.8	23.2	22.9	21.3	19.4	18.4	15.3	13.1	14.1	18.3	16.9	20.7
20.2	23.4	23.6	19.4	17.9	15.4	12.1	13.3	13.3	15.8	17.9	22.0
23.0	21.9	21.7	18.6	17.2	16.7	15.0	15.6	16.2	16.0	18.2	22.9

**MOYENNES DECAIDAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NESSADIOU AU COURS DE LA PERIODE 1980 - 1981.**

DUREE THEORIQUE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	11.0	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	12.9	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.2	13.5
13.3	12.8	12.2	11.5	11.1	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.5

DUREE THEORIQUE D'INSOLATION (h et 1/10)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
13.5	13.1	12.6	11.9	11.4	11.0	10.9	11.3	11.9	12.5	13.1	13.5
13.4	12.9	12.4	11.7	11.2	10.9	11.0	11.4	12.1	12.7	13.2	13.5
13.3	12.8	12.2	11.5	11.1	10.9	11.1	11.6	12.3	12.9	13.4	13.5

DUREE D'INSOLATION MOYENNE JOURNALIERE (h et 1/10)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
7.3	8.5	7.1	8.1	4.7	6.4	6.2	5.5	8.9	7.6	9.5	9.5
8.4	6.2	4.6	6.4	6.4	5.5	5.8	6.9	9.0	9.0	8.2	6.3
6.9	9.1	8.9	4.0	5.1	5.1	4.7	6.1	7.2	8.1	10.0	3.9

DUREE D'INSOLATION MOYENNE JOURNALIERE (h et 1/10)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
8.8	8.4	5.2	8.0	6.2	4.8	6.5	7.9	6.8	5.9	7.8	9.4
7.9	3.4	7.0	8.1	4.1	6.9	6.4	8.0	7.8	7.7	7.2	6.0
2.9	10.2	8.1	9.2	4.2	4.7	6.0	8.0	8.2	8.0	9.0	2.6

**MOYENNES DECAIRES DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU CLIMAT MESURES  
A NESSADIOU AU COURS DE LA PERIODE 1980 - 1981.**

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
4205	4062	3743	3225	2699	2346	2321	2629	3147	3651	4014	4184
4178	3974	3591	3042	2555	2300	2387	2783	3324	3790	4089	4207
4131	3869	3414	2864	2433	2291	2492	2961	3494	3913	4145	4216

RAYONNEMENT GLOBAL THEORIQUE (J.cm-2.j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
4205	4062	3757	3243	2715	2352	2316	2614	3129	3636	4005	4180
4178	3973	3607	3060	2568	2302	2378	2766	3307	3776	4082	4205
4131	3875	3431	2881	2442	2290	2480	2943	3477	3902	4140	4215

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1980

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
2230	2302	2009	1842	1145	1401	1376	1506	2153	2316	2761	2729
2461	1849	1597	1733	1345	1208	1348	1707	2208	2528	2557	2154
2003	2460	2173	1174	1258	1203	1193	1592	2084	2316	2778	1739

RAYONNEMENT GLOBAL MOYEN JOURNALIER (J.cm-2.j-1)\*\* 1981

JANV	FEVR	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
2607	2491	1739	2077	1495	1156	1359	1728	1835	1709	2288	2620
2654	1529	2022	2025	1163	1420	1415	1842	2213	2162	2288	2047
1507	2699	2106	1945	1126	1096	1403	1716	2305	2354	2588	1403



VALEURS MOYENNES MENSUELLES DE QUELQUES PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES MESURES A NANDI (FIJI), POUR LA PERIODE 1978 - 1981.

FIJI METEOROLOGICAL SERVICE

(NZ Met 313)

NADI AIRPORT MONTHLY VALUES

	1 Jan.	2 Feb.	3 Mar.	4 Apr.	5 May	6 Jun.	7 Jul.	8 Aug.	9 Sept.	10 Oct.	11 Nov.	12 Dec.	Year or Mean
RAINFALL - MM													
1978	220	108	175	69	72	73	54	11	63	182	76	67	
1979	580	212	358	146	80	52	14	25	173	19	90	38	
1980	302	352	184	123	4	64	73	44	74	108	161	74	
1981	595	343	157	345	107	73	6	159	34	82	125	119	
MEAN TEMPERATURE - $\frac{1}{2}$ (MEAN MAX + MEAN MIN) °C													
1978	27.7	26.9	26.9	26.0	25.0	24.1	23.0	23.6	23.6	24.2	25.5	26.4	
1979	26.8	27.4	27.1	26.0	24.6	24.6	23.1	23.1	24.6	25.8	26.1	26.4	
1980	27.2	28.2	27.3	26.9	24.2	23.8	22.8	22.9	24.9	25.7	26.5	26.7	
1981	27.3	27.7	27.1	26.3	25.0	23.6	22.8	22.8	23.6	24.7	26.6	27.5	
MEAN MAXIMUM TEMPERATURE - °C													
1978	32.1	31.7	31.7	30.7	29.8	29.3	28.2	28.5	29.4	28.6	30.5	31.4	
1979	30.9	31.9	31.6	30.8	29.0	29.3	28.3	28.1	29.3	30.9	31.0	31.9	
1980	31.6	32.6	31.6	31.0	30.0	29.4	28.1	28.3	29.6	30.6	31.6	31.9	
1981	31.5	32.2	31.8	31.0	29.6	28.8	28.5	27.9	28.8	29.7	32.0	32.0	
DURATION OF BRIGHT SUNSHINE - HOURS													
1978	227	217	236	190	203	233	246	212	276	178	247	277	
1979	197	201	193	201	208	209	227	190	199	255	203	288	
1980	236	189	192	155	238	214	234	234	175	232	235	296	
1981	221	194	236	192	210	240	249	237	209	230	245	119	
MEAN VAPOUR PRESSURE - MILLIBARS													
1978	27.3	26.0	26.6	25.8	23.2	23.7	21.9	20.9	19.2	22.1	22.0	23.5	
1979	27.0	28.6	29.1	26.3	24.8	24.3	19.9	20.7	21.4	21.7	23.3	21.7	
1980	27.6	30.2	28.3	28.1	21.8	21.5	20.6	19.2	23.8	23.8	23.4	23.3	
1981	28.0	28.7	27.6	26.4	25.3	23.3	20.1	21.3	20.2	22.1	24.6	26.5	
MEAN WIND SPEED - KNOTS													
1978	7.0	4.9	4.6	4.3	5.1	4.4	5.1	6.1	7.2	5.5	6.2	5.9	
1979	5.1	5.4	4.6	4.0	4.2	4.5	6.5	5.2	6.1	6.5	6.0	6.3	
1980	4.4	4.4	4.1	4.4	6.7	4.2	5.3	7.3	5.4	6.1	5.5	7.1	
1981	4.9	4.2	4.5	4.4	4.1	4.7	5.7	5.0	6.6	5.8	6.4	6.3	

ETP "PENMAN" MODIFIEE - NANDI.

ETP Penman originale NANDI\*\*1978-1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
6.21	5.51	5.23	4.10	3.74	3.17	3.29	4.04	5.41	4.74	6.04	6.44
5.37	5.34	4.71	4.09	3.38	3.16	3.70	3.68	4.76	6.02	5.68	6.79
5.69	5.19	4.76	3.90	4.09	3.20	3.37	4.35	4.29	5.50	5.96	6.96
5.62	5.19	5.19	4.16	3.44	3.14	3.54	3.72	4.77	5.32	6.12	5.14

ETP "PENMAN" ORIGINALE - NANDI.

ETP Penman modifiee NANDI\*\*1978-1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
5.82	5.24	4.99	3.90	3.47	2.99	3.08	3.71	4.94	4.45	5.64	6.06
5.12	5.10	4.53	3.92	3.22	2.97	3.34	3.41	4.39	5.57	5.31	6.32
5.48	4.99	4.57	3.71	3.73	2.98	3.11	3.92	4.03	5.16	5.60	6.47
5.39	4.99	4.98	3.95	3.28	2.96	3.24	3.50	4.38	4.99	5.74	4.78

VALEURS MOYENNES DECADEAIRES DE QUELQUES PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES MESURES A FAAA (TAHITI), POUR LA PERIODE 1978 - 1981.

ETP Penman modifiee FAAA\*\* 1978

6.42	5.08	5.53	4.66	4.14	2.77	3.36	3.29	4.92	5.31	5.80	5.44
5.04	4.05	5.25	3.95	3.56	3.26	3.12	3.47	3.78	4.90	5.45	5.59
6.00	3.97	5.29	3.88	3.55	3.19	3.08	4.04	4.39	5.28	4.73	4.25

ETP Penman modifiee FAAA\*\* 1979

4.20	5.21	5.32	4.46	3.15	3.11	3.22	3.39	3.93	4.54	4.09	3.27
2.23	5.26	4.46	4.04	3.16	3.11	3.10	3.85	4.29	4.17	5.09	4.95
5.23	5.33	4.08	3.88	3.17	2.85	3.09	3.66	4.57	4.35	3.39	4.26

ETP Penman modifiee FAAA\*\* 1980

5.66	4.45	4.55	3.74	3.51	3.15	3.00	3.33	3.91	3.85	4.99	5.34
5.57	5.02	5.32	4.06	3.02	3.08	3.14	3.56	5.60	4.47	5.39	4.92
3.79	5.04	4.02	2.53	3.06	2.88	3.45	4.02	4.58	4.59	4.60	5.69

ETP Penman modifiee FAAA\*\* 1981

5.36	4.58	2.18	4.12	3.32	2.52	2.76	3.26	4.77	4.98	5.05	3.93
4.59	4.53	3.52	3.84	3.26	2.70	3.11	3.74	4.42	5.65	4.97	4.75
4.30	5.49	4.29	3.37	3.18	2.55	3.27	3.89	5.04	4.79	5.09	5.02

ETP penman originale FAAA\*\* 1978

6.79	5.29	5.74	4.85	4.40	2.95	3.64	3.49	5.37	5.66	6.07	5.61
5.47	4.38	5.50	4.18	3.82	3.51	3.36	3.63	4.00	5.35	5.74	5.82
6.54	4.31	5.53	4.14	3.72	3.41	3.30	4.26	4.77	5.63	4.92	4.49

ETP penman originale FAAA\*\* 1979

4.43	5.38	5.48	4.61	3.27	3.27	3.47	3.64	4.15	4.73	4.24	3.41
2.46	5.40	4.61	4.24	3.27	3.29	3.27	4.18	4.55	4.37	5.26	5.14
5.48	5.47	4.22	4.04	3.29	3.03	3.37	3.90	4.72	4.49	3.50	4.46

ETP penman originale FAAA\*\* 1980

5.88	4.58	4.74	3.89	3.68	3.35	3.31	3.50	4.06	4.00	5.25	5.56
5.80	5.23	5.49	4.21	3.22	3.34	3.42	3.76	5.85	4.65	5.64	5.11
4.07	5.17	4.17	2.64	3.22	3.06	3.71	4.32	4.74	4.83	4.77	5.82

ETP penman originale FAAA\*\* 1981

5.60	4.73	2.32	4.27	3.46	2.66	2.92	3.50	5.04	5.21	5.30	4.13
4.86	4.72	3.75	3.97	3.41	2.83	3.29	3.97	4.64	5.99	5.16	4.91
4.53	5.83	4.48	3.55	3.34	2.73	3.64	4.15	5.28	4.97	5.31	5.29

(SUITE)

ETP PENMAN BAC FAAA (Rq mesure et Ea ajusté)\*\* 1978

7.75	6.15	6.74	5.68	5.04	3.34	4.15	4.12	5.96	6.45	7.08	6.65
5.96	4.78	6.32	4.75	4.31	3.97	3.80	4.30	4.62	5.84	6.61	6.78
7.14	4.66	6.44	4.68	4.40	3.98	3.82	5.03	5.31	6.42	5.75	5.09

ETP PENMAN BAC FAAA (Rq mesure et Ea ajusté)\*\* 1979

5.02	6.37	6.51	5.49	3.86	3.91	3.96	4.20	4.82	5.56	4.96	3.91
2.58	6.46	5.42	4.92	3.90	3.89	3.92	4.73	5.23	5.04	6.19	5.95
6.36	6.54	4.95	4.77	4.02	3.54	3.76	4.55	5.66	5.31	4.09	5.14

ETP PENMAN BAC FAAA (Rq mesure et Ea ajusté)\*\* 1980

6.90	5.36	5.53	4.55	4.31	3.87	3.74	4.22	4.88	4.62	6.04	6.48
6.75	6.10	6.52	5.01	3.69	3.79	3.92	4.46	6.58	5.45	6.51	6.00
4.46	6.23	4.89	3.08	3.81	3.61	4.25	4.94	5.66	5.56	5.60	6.98

ETP PENMAN BAC FAAA (Rq mesure et Ea ajusté)\*\* 1981

6.50	5.57	2.58	5.07	4.09	3.10	3.45	4.02	5.88	6.08	6.14	4.70
5.52	5.49	4.21	4.73	4.01	3.35	3.94	4.65	5.40	6.86	6.06	5.76
5.17	6.61	5.22	4.10	3.99	3.15	3.97	4.79	6.19	5.83	6.18	6.03

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR FAAA\*\* 1978

9.4	7.3	8.6	8.0	9.3	6.4	7.1	7.7	9.5	8.1	8.1	7.7
8.9	5.1	9.5	8.0	9.8	7.2	7.3	7.7	8.0	8.7	9.4	7.6
9.5	6.6	9.8	7.8	8.2	8.5	8.6	8.1	8.8	8.2	7.5	7.3

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR FAAA\*\* 1979

6.6	7.6	9.1	7.5	6.7	7.3	7.1	7.3	7.7	8.6	5.3	4.9
3.6	8.2	8.0	7.5	7.3	7.9	6.6	8.4	8.2	6.4	6.6	6.1
8.2	8.5	8.1	7.4	7.7	7.3	7.2	8.6	5.5	6.5	5.3	6.6

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR FAAA\*\* 1980

8.1	6.7	8.3	5.8	6.4	7.1	16.9	8.1	7.4	5.7	8.0	7.4
9.2	7.1	8.4	7.5	6.8	7.1	8.4	9.1	8.9	6.3	7.6	7.0
6.9	8.7	7.1	4.5	6.6	7.5	7.3	7.7	7.7	6.5	8.0	7.0

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR FAAA\*\* 1981

7.3	7.5	2.8	7.9	6.8	7.3	7.3	8.8	8.1	8.7	8.1	7.0
6.4	7.3	5.7	8.0	6.3	6.0	7.3	7.1	8.0	8.4	7.5	7.5
6.2	8.2	7.9	7.2	7.5	6.5	7.4	7.8	9.4	7.2	7.7	7.7

(SUITE)

HUMIDITE RELATIVE FAAA\*\* 1978

.74	.80	.76	.78	.74	.81	.76	.75	.72	.75	.77	.78
.75	.85	.74	.77	.71	.79	.76	.75	.74	.72	.71	.79
.74	.81	.74	.78	.76	.72	.71	.74	.73	.74	.77	.79

HUMIDITE RELATIVE FAAA\*\* 1979

.80	.79	.75	.79	.80	.78	.78	.77	.75	.73	.84	.85
.89	.77	.78	.80	.79	.76	.79	.73	.74	.80	.81	.83
.77	.77	.78	.80	.76	.77	.75	.70	.82	.80	.84	.81

HUMIDITE RELATIVE FAAA\*\* 1980

.78	.81	.77	.84	.82	.78	.47	.74	.77	.83	.76	.79
.75	.80	.78	.80	.80	.79	.72	.72	.72	.81	.78	.81
.80	.77	.81	.87	.81	.77	.77	.76	.75	.81	.76	.81

HUMIDITE RELATIVE FAAA\*\* 1981

.81	.79	.92	.77	.79	.77	.76	.69	.75	.73	.77	.79
.82	.79	.83	.77	.81	.81	.77	.77	.75	.76	.78	.79
.82	.78	.77	.79	.78	.79	.77	.75	.72	.79	.78	.78

VITESSE DU VENT FAAA\*\* 1978

3.66	2.54	2.22	2.22	2.54	2.46	3.02	2.07	4.05	3.58	2.86	1.91
4.21	5.64	3.18	2.62	2.30	3.02	2.62	1.75	2.15	4.21	2.62	2.70
5.09	4.53	2.30	2.94	1.75	2.15	1.99	2.15	3.66	3.50	2.15	2.70

VITESSE DU VENT FAAA\*\* 1979

2.94	1.99	1.59	1.75	1.59	1.91	2.94	2.86	2.30	1.83	2.46	2.30
5.32	1.51	1.75	2.46	1.35	1.91	2.15	3.18	2.62	2.54	2.22	2.70
2.70	1.59	1.67	1.99	1.27	2.07	3.02	2.15	2.22	1.91	1.83	2.54

VITESSE DU VENT FAAA\*\* 1980

2.46	1.67	2.07	2.22	2.46	2.38	1.51	1.67	1.59	2.30	2.78	2.70
2.30	2.62	1.91	1.83	2.54	3.02	2.70	1.83	2.30	2.30	2.94	2.46
3.50	1.43	1.99	2.22	2.07	1.99	3.02	3.18	1.67	3.10	1.83	1.75

VITESSE DU VENT FAAA\*\* 1981

3.02	1.83	4.37	1.67	1.83	1.59	1.83	2.15	2.70	2.22	2.62	2.46
3.66	2.30	3.42	1.43	2.07	1.75	2.07	2.62	2.30	3.58	2.15	1.83
3.26	3.73	2.15	2.07	1.83	2.22	4.05	2.62	2.15	2.15	2.46	3.10

(SUITE)

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR FAAA TAHITI\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
27.5	27.3	27.4	27.5	27.3	25.8	23.9	24.4	26.1	25.3	26.7	26.7
26.8	26.5	27.6	26.9	26.2	26.2	24.6	24.4	24.4	24.4	25.7	27.0
27.4	26.6	28.1	26.8	26.6	24.3	23.8	24.5	25.6	25.2	25.7	26.5

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR FAAA TAHITI\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
26.1	27.0	27.7	27.3	26.3	25.7	25.7	25.1	24.7	24.9	26.2	25.5
25.4	27.2	27.5	27.8	26.3	25.9	24.8	24.6	24.8	25.3	26.7	26.8
27.1	27.9	27.8	27.4	25.5	25.1	23.2	23.6	24.8	25.5	26.1	26.5

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR FAAA TAHITI\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
27.6	26.8	27.3	27.4	27.1	25.5	25.0	24.5	24.9	25.6	26.0	27.0
27.8	27.2	27.9	27.9	26.6	25.8	24.3	25.3	25.4	25.5	26.9	27.1
26.5	28.0	27.7	26.1	26.2	25.1	25.4	25.0	24.5	26.2	26.2	27.5

TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR FAAA TAHITI\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
28.0	27.1	26.1	26.8	25.8	25.3	24.6	23.3	25.2	25.3	26.8	26.1
26.6	26.9	26.4	26.8	25.9	25.3	24.8	24.7	25.2	26.6	26.0	26.7
26.8	27.7	26.7	26.2	26.2	24.3	24.9	24.7	25.8	26.3	26.4	26.8

PRECIPITATIONS FAAA TAHITI\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
56.8	94.2	2.9	55.8	0.0	134.4	45.2	2.9	2.2	6.2	16.2	11.5
46.8	477.3	9.9	16.0	2.3	12.2	34.0	2.1	11.9	32.7	.8	32.8
47.2	187.8	7.0	192.3	.7	4.3	0.0	1.9	23.9	0.0	30.1	81.6

PRECIPITATIONS FAAA TAHITI\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
148.4	16.3	4.3	14.2	46.3	0.0	16.9	.6	3.2	11.9	86.0	188.0
574.6	.9	64.6	20.2	3.7	0.0	3.0	36.8	2.1	63.6	10.1	120.8
145.8	3.4	21.5	15.3	.2	55.9	78.3	.3	0.0	.5	37.0	257.6

PRECIPITATIONS FAAA TAHITI\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
38.1	44.1	17.4	171.3	166.9	.8	1.8	.7	4.7	74.7	22.3	33.3
2.1	157.9	8.5	35.5	40.9	9.2	0.0	.5	3.8	3.7	12.8	48.3
333.8	1.2	189.0	99.9	50.7	.4	4.6	46.1	32.5	25.5	14.1	28.9

PRECIPITATIONS FAAA TAHITI\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
218.4	41.0	573.0	12.4	13.3	1.7	0.0	0.0	0.0	2.1	12.5	72.2
173.2	8.1	299.3	9.3	10.6	22.6	8.0	2.2	6.7	9.6	144.1	10.3
198.9	35.4	69.1	33.0	2.7	28.0	39.3	1.9	0.0	68.6	34.1	87.1

(SUITE)

RAYONNEMENT GLOBAL FAAA TAHITI (Joules par cm2)\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2701	2156	2463	2059	1826	1172	1665	1725	2149	2370	2610	2456
1873	1498	2162	1639	1543	1457	1434	1751	1747	1977	2388	2419
2288	1408	2296	1624	1727	1669	1572	2069	1908	2352	2106	1713

RAYONNEMENT GLOBAL FAAA TAHITI (Joules par cm2)\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
1686	2353	2383	2073	1459	1652	1513	1673	1859	2125	1799	1323
745	2427	1939	1779	1522	1600	1712	1835	1969	1817	2245	2050
2285	2437	1750	1802	1753	1433	1447	1882	2280	1987	1449	1783

RAYONNEMENT GLOBAL FAAA TAHITI (Joules par cm2)\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2509	1861	1990	1625	1622	1491	1548	1860	2008	1584	2156	2323
2387	2192	2408	1908	1348	1456	1647	1861	2032	2020	2293	2193
1374	2405	1742	1126	1534	1517	1674	1901	2255	1984	2044	2598

RAYONNEMENT GLOBAL FAAA TAHITI (Joules par cm2)\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2278	2009	822	1922	1591	1197	1458	1641	2302	2300	2212	1568
1891	1943	1402	1807	1549	1358	1730	1898	2043	2462	2244	2048
1766	2253	1900	1486	1665	1244	1448	1867	2378	2136	2227	2058

DUREE D'INSOLATION FAAA\*\* 1978

9.8	6.7	9.1	7.9	8.0	4.2	7.7	8.6	9.5	8.6	9.9	8.5
4.9	2.9	7.6	5.6	6.4	6.7	6.0	7.6	6.4	6.0	7.9	8.0
7.4	2.5	8.9	6.0	8.3	8.5	7.5	9.4	8.2	8.6	6.8	4.6

DUREE D'INSOLATION FAAA\*\* 1979

3.9	8.7	8.7	8.7	5.9	9.3	7.4	8.5	7.3	7.5	5.6	2.1
.5	9.3	6.7	7.8	6.8	8.7	9.6	8.6	7.4	5.3	7.1	4.8
8.6	10.0	6.2	8.4	9.6	7.3	6.2	8.6	9.0	6.5	3.8	5.1

DUREE D'INSOLATION FAAA\*\* 1980

9.9	4.1	7.4	5.7	7.7	6.8	8.6	10.0	8.9	2.9	7.0	8.1
6.5	7.6	9.7	9.5	6.2	7.6	9.2	9.7	8.0	6.4	7.3	8.6
2.3	11.8	6.5	4.1	8.2	8.3	8.5	8.5	8.3	6.5	6.9	10.0

DUREE D'INSOLATION FAAA\*\* 1981

8.5	6.9	.8	8.0	6.7	5.5	7.7	7.5	9.6	8.2	8.1	3.5
5.8	6.3	3.7	7.7	6.7	6.5	9.9	9.1	7.5	9.2	7.7	6.0
5.2	7.8	7.0	5.5	9.5	5.8	7.1	8.8	9.4	7.1	7.4	6.0

VALEURS MOYENNES DECAIDAIRES DE QUELQUES PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES MESURES A MURUROA, POUR LA PERIODE 1978 - 1981.

ETP Penman modifiee MURUROA\*\* 1978

6.58	5.04	6.15	5.45	3.97	3.45	2.88	3.10	4.45	4.62	5.22	5.79
5.42	5.99	6.43	4.78	4.45	2.50	2.75	4.00	3.61	4.49	5.85	5.42
7.18	5.13	5.24	4.38	3.25	3.00	3.31	3.51	5.21	5.65	5.11	4.74

ETP Penman modifiee MURUROA\*\* 1979

5.43	5.29	4.03	4.34	3.55	3.17	3.20	3.62	4.63	5.61	5.69	4.05
5.40	6.09	4.79	4.00	3.66	3.09	2.96	3.89	4.64	4.74	4.55	4.85
5.97	4.67	4.75	3.70	3.33	3.05	2.31	4.36	4.84	4.82	4.17	4.95

ETP Penman modifiee MURUROA\*\* 1980

5.36	3.92	5.39	4.13	3.74	2.43	2.54	3.15	4.19	3.08	5.48	4.72
6.73	5.51	4.52	4.29	2.80	2.81	2.82	3.81	4.36	4.40	5.47	6.79
6.01	5.40	4.62	3.13	3.13	2.74	3.20	3.91	3.75	4.54	5.08	5.73

ETP Penman modifiee MURUROA\*\* 1981

5.42	6.06	3.23	4.64	3.35	3.47	2.25	3.84	4.06	3.90	5.32	5.08
6.34	6.29	4.37	3.94	3.06	3.08	2.80	3.42	4.40	5.54	5.10	5.73
6.15	5.56	5.02	3.72	3.01	2.97	2.87	3.62	4.51	4.49	5.36	6.51

ETP Penman originale MURUROA\*\* 1978

6.78	5.34	6.45	6.09	4.31	4.08	3.25	3.47	4.84	4.96	5.67	6.12
5.64	6.28	7.00	5.37	5.47	2.70	3.18	4.63	3.96	4.86	6.51	5.61
7.68	5.43	5.68	4.72	3.66	3.31	3.93	3.79	5.61	6.13	5.60	4.99

ETP Penman originale MURUROA\*\* 1979

5.76	5.62	4.19	4.71	4.06	3.53	3.66	4.21	5.29	6.45	6.45	4.33
5.68	6.53	5.12	4.37	4.28	3.60	3.37	4.58	5.10	5.10	4.84	5.10
6.42	4.95	5.04	3.94	3.73	3.51	2.59	5.08	5.33	5.16	4.33	5.29

ETP Penman originale MURUROA\*\* 1980

5.65	4.21	5.88	4.49	4.15	2.69	2.74	3.50	4.69	3.34	5.97	5.08
7.14	5.78	4.89	4.71	3.05	3.13	3.20	4.30	4.79	4.73	5.77	7.47
6.47	5.77	4.97	3.55	3.57	3.08	3.61	4.30	4.11	4.94	5.53	6.10

ETP Penman originale MURUROA\*\* 1981

5.85	6.40	3.37	4.94	3.62	4.08	2.55	4.55	4.37	4.15	5.82	5.39
6.73	6.73	4.58	4.47	3.42	3.54	3.03	3.79	4.73	5.80	5.38	5.98
6.59	6.20	5.33	4.24	3.30	3.53	3.13	3.86	4.86	4.76	5.79	6.94



(SUITE)

ETP PENMAN BAC MURUROA (Rq mesure et Ea ajuste)\*\* 1978

8.07	6.06	7.47	6.49	4.84	4.04	3.54	3.77	5.39	5.60	6.25	7.00
6.59	7.27	7.69	5.68	5.06	3.05	3.29	4.81	4.35	5.40	6.95	6.59
8.64	6.17	6.31	5.31	3.90	3.73	3.95	4.29	6.35	6.82	6.09	5.74

ETP PENMAN BAC MURUROA (Rq mesure et Ea ajuste)\*\* 1979

6.55	6.38	4.92	5.24	4.19	3.88	3.88	4.22	5.51	6.59	6.63	4.82
6.50	7.32	5.78	4.78	4.27	3.66	3.59	4.62	5.63	5.71	5.54	5.89
7.14	5.65	5.75	4.52	4.02	3.65	2.81	5.21	5.83	5.82	5.07	5.92

ETP PENMAN BAC MURUROA (Rq mesure et Ea ajuste)\*\* 1980

6.48	4.65	6.43	4.95	4.50	2.98	3.14	3.84	5.02	3.65	6.62	5.66
8.14	6.66	5.39	5.13	3.39	3.48	3.46	4.60	5.31	5.36	6.65	8.02
7.18	6.53	5.54	3.66	3.74	3.34	3.89	4.75	4.48	5.43	6.07	6.90

ETP PENMAN BAC MURUROA (Rq mesure et Ea ajuste)\*\* 1981

6.48	7.33	3.91	5.64	4.09	4.13	2.76	4.57	4.98	4.73	6.34	6.12
7.61	7.58	5.30	4.63	3.68	3.72	3.52	4.19	5.38	6.76	6.19	6.95
7.38	6.50	6.10	4.40	3.70	3.50	3.54	4.48	5.48	5.46	6.46	7.84

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR MURUROA\*\* 1978

5.7	6.4	8.1	9.4	8.6	7.4	6.3	4.8	6.5	5.1	6.8	6.1
5.8	6.4	9.8	9.3	10.5	3.7	5.0	7.6	6.0	5.6	8.3	5.3
8.8	5.8	11.2	7.7	6.7	5.6	6.4	5.0	5.9	8.8	4.9	5.1

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR MURUROA\*\* 1979

6.5	6.3	2.6	6.4	8.2	7.3	6.5	8.0	8.1	9.8	13.9	5.4
5.6	9.0	5.8	6.6	8.0	6.2	7.1	7.8	6.2	6.0	5.0	6.2
7.6	5.1	6.6	5.7	8.0	6.9	4.5	8.6	7.2	6.9	3.2	6.0

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR MURUROA\*\* 1980

6.6	5.6	8.8	6.9	5.9	4.6	4.1	5.2	7.9	3.4	6.9	6.5
9.2	8.1	7.6	8.3	4.6	5.5	4.6	7.3	7.5	6.0	5.6	9.4
8.1	9.2	7.7	5.0	6.3	6.3	6.1	5.3	5.9	5.5	4.6	5.9

DEFICIT DE SATURATION DE L'AIR MURUROA\*\* 1981

4.8	5.4	3.1	5.4	6.5	9.2	3.4	7.3	6.5	3.4	7.4	5.6
6.7	8.0	4.7	8.3	7.0	6.7	4.9	7.8	7.3	6.1	5.3	6.4
6.0	10.0	7.0	7.1	6.3	6.0	4.5	4.7	6.8	5.4	6.7	9.2

(SUITE)

HUMIDITE RELATIVE MURUROA** 1978											
.84	.81	.79	.74	.75	.74	.79	.83	.78	.83	.78	.81
.83	.82	.75	.73	.64	.88	.82	.71	.77	.79	.71	.84
.77	.84	.69	.79	.79	.81	.75	.82	.81	.70	.83	.85
HUMIDITE RELATIVE MURUROA** 1979											
.80	.82	.92	.81	.73	.78	.79	.70	.70	.62	.54	.82
.84	.75	.84	.81	.74	.79	.76	.70	.77	.79	.83	.81
.79	.85	.82	.84	.74	.77	.84	.66	.74	.77	.90	.82
HUMIDITE RELATIVE MURUROA** 1980											
.81	.83	.76	.80	.83	.84	.86	.82	.72	.88	.76	.80
.76	.79	.79	.77	.86	.82	.84	.74	.72	.80	.81	.71
.78	.76	.79	.84	.80	.78	.79	.82	.78	.81	.85	.83
HUMIDITE RELATIVE MURUROA** 1981											
.85	.85	.91	.85	.81	.70	.88	.71	.78	.88	.77	.83
.82	.78	.87	.75	.77	.78	.84	.71	.75	.82	.83	.81
.83	.75	.81	.78	.81	.79	.85	.84	.77	.82	.78	.75
VITESSE DU VENT MURUROA** 1978											
3.02	4.13	3.42	6.04	3.42	6.67	4.69	5.88	4.69	5.24	5.40	4.45
3.34	4.13	5.56	5.48	7.55	4.53	6.52	6.12	4.29	4.85	6.20	3.10
5.32	4.77	3.50	3.97	5.01	4.37	6.91	4.21	5.40	4.29	7.79	4.13
VITESSE DU VENT MURUROA** 1979											
4.29	4.53	5.09	4.85	5.01	4.21	5.72	5.56	6.04	6.28	4.37	4.21
4.37	4.45	5.01	4.85	6.20	6.44	4.45	6.44	5.56	4.69	4.45	3.34
5.32	4.77	3.97	3.73	4.05	5.16	4.61	5.96	5.09	3.89	4.05	4.85
VITESSE DU VENT MURUROA** 1980											
3.81	4.45	5.01	4.45	6.04	4.37	4.05	5.24	4.85	5.72	5.40	4.61
4.13	3.10	4.37	4.53	4.53	4.61	6.28	5.16	4.21	4.29	4.37	6.04
5.16	3.73	4.13	6.91	5.72	4.21	5.09	5.72	4.53	5.72	7.79	5.48
VITESSE DU VENT MURUROA** 1981											
7.47	5.64	3.89	5.09	3.66	5.32	6.67	6.99	3.73	5.80	5.56	4.53
5.32	5.01	4.13	5.48	4.21	5.40	3.89	3.58	3.58	3.66	4.37	3.50
6.44	6.12	4.05	6.04	3.81	7.15	4.61	3.97	4.05	3.97	5.16	4.21

## (SUITE)

## TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR MURUROA\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
27.0	26.5	28.2	27.0	26.4	23.5	23.7	23.2	23.6	23.0	24.4	25.2
26.4	27.3	28.4	26.2	23.4	24.8	23.0	22.0	21.8	22.5	23.3	26.1
28.1	27.1	27.2	27.4	25.0	23.8	21.3	22.8	24.3	23.9	23.6	26.0

## TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR MURUROA\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
25.8	26.8	26.0	26.0	24.6	25.8	24.3	22.5	22.4	21.6	24.3	24.4
26.7	27.4	26.9	26.2	24.2	23.9	23.6	22.0	22.6	23.5	23.5	25.5
27.1	26.4	27.5	26.6	24.7	24.0	22.8	21.0	22.6	23.8	24.8	26.2

## TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR MURUROA\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
27.0	26.1	27.5	26.4	26.4	24.0	24.2	23.1	22.9	22.9	23.5	25.5
27.9	27.9	27.1	27.1	25.9	24.3	23.0	23.1	22.1	23.9	24.2	25.4
27.2	27.9	27.5	25.2	25.0	23.1	23.3	23.6	21.9	23.7	24.1	26.2

## TEMPERATURE MOYENNE DE L'AIR MURUROA\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
25.6	27.1	25.9	27.3	25.9	24.2	22.9	21.3	23.9	23.6	25.0	25.5
27.2	27.4	27.1	25.8	24.4	24.1	24.2	22.4	23.6	25.8	25.2	26.2
26.9	28.7	27.5	25.2	25.5	23.1	23.8	23.5	23.9	24.6	24.5	27.5

## PRECIPITATIONS MURUROA\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
6.6	139.1	9.2	5.7	3.5	18.2	24.9	14.0	11.2	48.5	3.1	21.1
88.9	25.5	6.9	8.3	5.5	18.1	55.9	6.0	26.9	81.6	8.9	41.4
5.8	55.3	21.3	20.3	21.2	8.8	16.9	70.4	2.1	.7	33.8	125.1

## PRECIPITATIONS MURUROA\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
11.9	75.1	153.9	14.1	10.8	16.7	9.4	5.6	5.2	2.7	70.5	22.8
27.4	33.1	55.0	90.5	29.8	15.0	5.3	16.2	17.2	159.3	80.0	47.2
12.3	149.9	21.4	23.7	2.7	41.1	136.7	7.0	12.6	22.9	79.8	101.9

## PRECIPITATIONS MURUROA\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
176.1	110.4	59.6	55.6	21.3	20.4	7.6	17.1	27.2	41.9	4.2	13.8
5.3	13.2	97.2	66.4	19.1	4.1	5.1	3.0	37.3	16.9	1.8	.1
28.4	52.0	171.2	60.0	70.5	7.3	8.3	6.5	106.9	17.0	88.5	40.8

## PRECIPITATIONS MURUROA\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
46.1	2.1	150.8	10.7	18.8	1.4	87.9	14.1	6.6	174.7	20.5	48.8
2.9	3.3	76.6	76.0	53.8	38.0	11.0	21.9	9.1	8.5	110.9	48.4
18.3	117.2	2.7	62.7	2.2	30.6	96.3	24.2	5.5	91.4	32.2	7.7

## (SUITE)

## RAYONNEMENT GLOBAL MURUROA (Joules par cm2)\*\* 1978

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
3013	2075	2652	2102	1774	1257	1405	1431	1997	2071	2170	2524
2382	2591	2525	1849	1296	1165	1141	1761	1608	1959	2353	2408
2923	2120	2155	1879	1347	1556	1408	1688	2391	2487	2086	2046

## RAYONNEMENT GLOBAL MURUROA (Joules par cm2)\*\* 1979

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2302	2210	1817	1851	1341	1466	1429	1306	1900	2163	1979	1607
2242	2491	2026	1609	1286	1211	1328	1578	2131	2057	2087	2137
2387	2009	2023	1674	1442	1259	1057	1885	2133	2110	1871	1977

## RAYONNEMENT GLOBAL MURUROA (Joules par cm2)\*\* 1980

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2264	1500	2091	1669	1558	1164	1279	1476	1780	1226	2419	1943
2826	2320	1771	1703	1208	1415	1378	1686	2056	2034	2493	2558
2375	2270	1864	1109	1257	1283	1466	1782	1590	1879	2077	2392

## RAYONNEMENT GLOBAL MURUROA (Joules par cm2)\*\* 1981

JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
2192	2571	1400	2028	1522	1404	1099	1618	1955	1780	2116	2143
2580	2614	1895	1436	1297	1337	1514	1668	2096	2523	2272	2521
2493	1878	2193	1416	1435	1128	1430	1824	2034	2025	2289	2674

## DUREE D'INSOLATION MURUROA\*\* 1978

11.5	6.2	10.5	8.7	8.4	5.7	8.0	6.7	7.3	6.9	6.9	7.9
7.8	9.5	10.2	7.6	5.2	5.1	5.2	8.4	5.5	5.6	7.7	7.4
11.1	6.9	8.4	8.5	6.1	8.6	7.1	6.6	9.2	8.9	6.0	6.7

## DUREE D'INSOLATION MURUROA\*\* 1979

7.3	7.5	5.7	7.4	5.5	8.5	7.8	4.7	7.3	7.3	5.6	3.1
6.3	9.1	7.9	5.9	5.1	5.7	6.8	7.3	8.2	6.2	7.1	7.2
8.0	7.3	8.1	7.7	6.8	6.0	4.8	8.4	7.5	6.6	4.8	5.3

## DUREE D'INSOLATION MURUROA\*\* 1980

7.8	3.4	7.6	6.0	7.5	5.9	6.4	6.8	6.9	1.9	8.7	6.4
11.0	8.4	6.0	7.0	5.2	8.2	7.5	7.5	8.2	8.1	8.2	6.7
7.8	9.8	7.0	3.4	5.9	6.4	7.0	7.4	4.6	5.4	5.8	7.8

## DUREE D'INSOLATION MURUROA\*\* 1981

6.4	9.0	3.8	9.1	7.4	7.6	5.9	7.9	8.4	5.7	6.5	6.2
8.0	10.0	7.0	5.7	5.8	7.0	8.8	7.8	8.5	9.1	7.8	8.5
8.1	6.0	9.7	6.0	7.9	5.4	7.1	7.9	7.4	7.0	7.8	9.5

TABLEAUX DE DONNEES SE RAPPORTANT A L'ETUDE DE L'ADVECTION SUR DEUX SITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE.

VALEURS MOYENNES JOURNALIERES DE ETP, Rn, U, De, Ea ET f.Rn POUR QUELQUES JOURNEES D'AOUT 1978 A JUILLET 1979 (MODELE DE PENMAN A PARTIR DES DONNEES HORAIRES).

AOUT 1978								NOVEMBRE 1978							
Jo	Ea	ETP	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$		Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$	
1	1.55	3.73	1.71	2.18	4.1	10.1		1	1.55	3.66	1.73	2.11	7.8	7.1	
2	1.31	4.36	1.77	2.46	5.4	9.6		2	1.46	3.84	1.61	2.38	5.8	8.5	
3	1.66	3.82	1.77	2.16	6.1	9.1		3	2.87	6.88	1.71	4.01	7.1	15.5	
4	.46	1.21	1.62	.74	6.9	2.4		4	2.21	6.35	1.53	4.13	7.1	12.2	
5	.87	2.54	1.52	1.67	6.6	5.1		5	1.71	5.98	1.41	4.19	3.5	15.7	
16	1.15	3.71	1.46	2.54	3.3	9.3		6	2.14	5.40	1.66	3.26	6.6	13.8	
17	1.23	2.45	2.00	1.22	5.3	7.4		7	2.76	7.39	1.60	4.53	6.3	17.6	
18	.89	3.31	1.37	2.42	5.0	5.7		8	1.09	3.75	1.41	2.65	4.3	8.9	
19	1.09	4.13	1.36	3.04	4.5	8.0		9	1.17	6.25	1.23	5.08	2.8	12.7	
								10	1.79	6.87	1.35	5.08	5.4	13.2	
SEPTEMBRE 1978								DECEMBRE 1978							
Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$		Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$	
8	2.73	6.26	1.77	3.53	6.6	14.4		3	1.77	6.09	1.41	4.32	5.1	10.6	
9	1.38	4.58	1.48	3.28	3.7	11.0		4	1.62	5.02	1.48	3.40	4.4	11.1	
10	.99	4.53	1.28	3.54	3.1	9.6		5	1.74	6.95	1.33	5.21	5.8	10.9	
11	.89	3.82	1.42	2.14	5.3	5.6		10	1.47	5.35	1.38	3.89	7.4	8.1	
12	1.73	5.00	1.53	3.27	5.1	10.5		11	.93	4.51	1.26	3.58	3.4	9.6	
16	2.83	5.41	1.60	3.39	5.5	11.1		12	1.20	5.59	1.27	4.39	4.4	11.0	
17	1.91	5.23	1.53	3.42	3.6	12.9		25	2.62	6.74	1.64	4.12	6.4	15.8	
18	1.45	4.29	1.51	2.84	4.0	10.1		26	1.67	4.93	1.51	3.26	6.4	10.6	
19	2.89	5.67	1.58	3.58	6.5	11.1		27	1.62	4.61	1.54	2.99	6.8	9.5	
20	1.98	4.95	1.67	2.97	6.3	11.2		28	1.09	3.99	1.37	2.90	7.3	5.4	
OCTOBRE 1978								JANVIER 1979							
Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$		Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$	
1	.95	4.10	1.30	3.14	3.9	7.2		16	1.25	6.47	1.24	5.22	4.5	9.6	
2	1.74	3.11	2.27	1.37	7.2	7.7		17	1.94	7.01	1.38	5.07	7.1	10.6	
3	2.55	6.38	1.67	3.83	7.2	11.0		18	1.48	5.24	1.39	3.76	5.8	9.2	
4	1.99	5.24	1.61	3.25	5.5	10.7		20	2.33	6.66	1.54	4.32	3.8	19.0	
10	2.18	4.34	2.01	2.16	7.5	10.0		21	3.61	8.69	1.71	5.08	6.9	20.6	
11	2.47	5.82	1.97	2.55	7.6	10.9		22	2.62	6.41	1.69	3.80	6.0	17.1	
12	2.15	4.72	1.84	2.57	6.8	11.0		23	.29	1.31	1.29	1.01	5.6	1.9	
13	.96	3.03	1.48	3.05	3.7	7.6		24	1.16	3.01	1.63	1.85	8.8	5.5	
17	1.79	5.13	1.54	3.34	6.6	9.1		25	1.35	4.78	1.39	3.43	9.8	6.1	
18	3.85	7.72	1.65	4.67	7.1	15.5		26	1.42	3.10	1.84	1.69	8.1	7.0	

SUITE.

FEVRIER 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
18	.58	1.30	1.81	.72	2.8	5.8
19	1.53	4.00	1.62	2.46	5.3	10.4
20	1.36	4.37	1.45	3.01	7.0	7.6
21	.22	1.04	1.27	.82	3.8	1.9
22	1.38	5.77	1.29	4.47	5.4	8.3
23	1.23	5.36	1.30	4.13	6.2	7.3
24	1.60	5.34	1.43	3.74	5.4	10.2
25	2.09	6.23	1.50	4.14	7.3	10.6
26	1.98	6.41	1.45	4.42	7.9	10.1
27	1.61	5.18	1.45	3.57	5.8	10.8

MARS 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
5	2.48	7.08	1.54	4.60	7.4	14.1
6	2.19	6.63	1.49	4.44	6.2	14.2
7	1.94	6.38	1.44	4.44	5.4	14.1
8	.91	3.55	1.34	2.64	4.3	7.4
22	1.47	4.98	1.42	3.51	3.3	12.9
23	2.16	5.95	1.57	3.79	4.6	14.5
24	2.17	6.20	1.54	4.03	6.1	12.9
25	1.78	5.87	1.43	4.09	5.3	12.5
26	1.56	4.19	1.59	2.63	5.3	11.0

AVRIL 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
21	.95	3.72	1.34	2.78	5.1	6.5
22	1.26	4.53	1.38	3.27	4.2	10.0
23	1.50	4.26	1.54	2.76	4.5	11.2
24	1.94	5.20	1.59	3.26	5.5	13.1
25	1.64	4.75	1.53	3.11	6.3	10.1
26	1.69	4.85	1.54	3.15	7.5	9.2
27	1.70	4.88	1.54	3.18	6.5	10.7
28	.69	2.55	1.37	1.86	7.3	4.1
29	1.71	4.31	1.66	2.60	6.4	11.4
30	1.61	4.78	1.51	3.18	7.4	9.1

MAI 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
1	1.49	4.52	1.49	3.03	6.5	9.0
2	.57	2.46	1.30	1.89	7.4	3.3
3	1.06	2.93	1.66	1.87	6.0	7.1
4	1.53	3.33	1.85	1.80	6.1	9.8
5	1.11	3.46	1.47	2.36	5.4	7.6
15	.79	2.56	1.45	1.77	2.7	7.9
16	.44	1.75	1.34	1.31	3.9	3.1
17	1.51	2.17	3.28	.66	6.5	8.2
18	1.77	4.06	1.78	2.29	5.7	9.8
19	1.43	3.30	1.76	1.87	5.5	8.6

JUIN 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
5	1.13	3.06	1.58	1.94	4.1	8.0
6	1.32	2.94	1.81	1.62	6.4	7.1
7	1.44	3.67	1.64	2.24	5.5	8.9
8	.81	2.66	1.44	1.85	6.3	4.8
9	.80	3.07	1.35	2.27	5.7	5.4
19	1.65	3.72	1.80	2.07	7.9	7.6
20	1.60	3.08	2.07	1.49	7.2	7.9
21	1.44	3.57	1.68	2.12	6.0	8.6
22	1.67	4.15	1.67	2.49	5.6	10.7
23	.85	2.91	1.43	2.04	2.5	8.6

JUILLET 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
12	1.54	3.67	1.73	2.13	4.6	9.8
13	1.70	3.26	2.09	1.56	4.8	10.4
14	.99	3.07	1.48	2.07	3.9	6.8
15	1.10	2.91	1.61	1.80	3.1	8.9
22	.77	2.06	1.60	1.29	6.8	4.3
23	1.43	3.94	1.57	2.52	7.4	7.7
24	.15	.99	1.18	.84	1.1	2.1
25	.69	2.71	1.34	2.02	5.8	4.0
26	.48	2.41	1.25	1.92	5.9	3.0

**VALEURS MOYENNES JOURNALIERES DE ETP, Rn, U, DT POUR QUELQUES  
JOURNEES D'AOUT 1978 A JUILLET 1979 (METHODE COMBINEE DE Mc ILROY -  
A PARTIR DES DONNEES HORAIRES).**

**AOUT 1978**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
1	1.35	3.53	3.53	2.18	4.1	5.2
2	1.81	4.37	3.93	2.46	6.4	4.8
3	1.56	3.72	3.39	2.16	6.1	4.5
4	.47	1.21	1.17	.74	6.9	1.2
5	.86	2.54	2.45	1.67	6.6	2.3
16	.98	3.52	3.95	2.54	3.3	4.5
17	1.15	2.37	1.90	1.22	5.3	3.7
18	.85	3.37	3.70	2.42	5.0	2.8
19	.98	4.02	4.55	3.04	4.5	3.7

**NOVEMBRE 1978**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
1	1.61	3.75	3.24	2.14	7.6	3.3
2	1.41	3.81	3.61	2.40	5.6	3.8
3	2.72	6.79	6.03	4.06	6.8	6.4
4	2.20	6.39	6.08	4.18	7.0	5.0
5	1.42	5.66	5.99	4.24	3.3	5.9
6	2.03	5.32	4.73	3.29	6.3	5.2
7	2.54	7.22	6.62	4.68	5.8	6.7
8	.99	3.67	3.79	2.68	4.0	3.4
9	.95	6.08	7.11	5.13	3.7	4.6
10	1.65	6.77	7.17	5.13	5.0	4.9

**SEPTEMBRE 1978**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
8	2.51	6.04	5.44	3.53	6.6	6.7
9	1.11	4.39	4.79	3.28	3.7	4.7
10	.82	4.36	5.08	3.54	3.1	4.1
11	.86	2.99	3.16	2.14	5.3	2.6
12	1.56	4.83	5.10	3.27	5.1	5.2
16	1.85	5.23	5.45	3.39	5.5	5.7
17	1.49	4.91	5.56	3.42	3.6	6.6
18	1.27	4.10	4.38	2.84	4.0	4.9
19	1.97	5.65	5.51	3.58	6.5	5.3
20	1.85	4.82	4.46	2.97	6.3	5.2

**DECEMBRE 1978**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
3	1.62	5.94	6.38	4.32	5.1	4.7
4	1.43	4.83	4.99	3.40	4.4	4.9
5	1.63	6.84	7.39	5.21	5.8	4.5
10	1.55	5.51	5.60	3.96	7.3	3.3
11	.88	4.44	5.02	3.63	3.2	3.5
12	1.07	5.94	6.16	4.47	4.2	4.0
25	2.41	6.82	5.76	4.12	6.4	6.1
26	1.59	4.85	4.47	3.26	6.4	4.0
27	1.58	4.57	4.16	3.99	6.8	3.8
28	1.08	3.98	4.01	2.98	7.3	2.5

**OCTOBRE 1978**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
1	.84	3.99	4.56	3.14	3.9	3.2
2	1.70	3.07	2.19	1.37	7.2	4.0
3	2.44	6.26	5.98	3.83	7.2	5.9
4	1.82	5.08	5.08	3.25	5.5	5.2
10	2.21	4.39	3.43	2.18	7.3	4.9
11	2.43	5.00	4.07	2.57	7.3	5.2
12	2.13	4.70	3.92	2.57	6.7	5.1
13	.90	2.98	3.10	2.08	3.6	3.5
17	1.74	5.08	4.85	3.34	6.8	4.0
18	2.83	7.50	6.76	4.67	7.1	6.3

**JANVIER 1979**

JO	E2	ETP	Rn	f. Rn	U	ΔT
16	1.14	6.36	7.14	5.22	4.6	3.7
17	1.89	6.95	7.17	5.07	7.1	4.3
18	1.40	5.16	5.36	3.76	5.8	3.9
20	1.91	6.23	6.82	4.32	6.8	7.0
21	3.26	8.34	7.05	5.08	6.9	7.5
22	2.35	6.16	5.21	3.80	6.0	6.2
23	.29	1.38	1.41	1.01	9.6	.6
24	1.19	3.04	2.63	1.85	8.8	3.3
25	1.41	4.84	4.75	3.43	9.8	2.4
26	1.44	3.12	2.36	1.69	8.1	3.0

SUITE.

FEVRIER 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
18	.48	1.26	1.01	.72	2.8	2.4
19	1.42	3.88	3.44	2.46	5.3	4.1
20	1.35	4.37	4.14	3.01	7.0	3.0
21	.29	1.02	1.16	.82	3.8	3.9
22	1.23	5.71	6.30	4.47	5.4	3.4
23	1.20	5.33	5.80	4.13	6.2	3.0
24	1.49	5.23	5.28	3.74	5.4	4.2
25	2.04	6.18	5.94	4.14	7.3	4.5
26	1.96	6.39	6.21	4.42	7.9	4.1
27	1.51	5.08	4.93	3.57	5.8	4.2

MAI 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
1	1.47	4.51	4.31	3.03	6.3	3.5
2	.62	2.50	2.67	1.89	7.8	1.4
3	1.05	2.90	2.68	1.85	5.8	2.7
4	1.52	3.30	2.67	1.78	6.1	4.2
5	1.06	3.40	3.36	2.33	5.2	3.0
15	.67	2.42	2.60	1.72	2.7	3.3
16	.43	1.74	1.96	1.31	3.8	1.4
17	1.48	2.14	.99	.66	6.2	3.6
18	1.67	3.94	3.55	2.26	5.5	4.5
19	1.38	3.25	2.87	1.87	5.5	3.9

MARS 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
5	2.37	6.96	6.26	4.60	7.4	5.1
6	2.03	6.48	6.11	4.44	6.2	5.2
7	1.75	6.19	6.13	4.44	5.4	5.2
8	.83	3.47	3.64	2.64	4.3	2.9
22	1.22	4.73	4.93	3.51	3.3	3.1
23	1.89	5.58	5.48	3.79	4.6	6.0
24	2.02	6.05	5.82	4.03	6.1	5.3
25	1.62	5.71	5.69	4.09	5.3	4.8
26	1.43	4.06	3.68	2.63	5.3	4.2

JUIN 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
5	1.00	2.94	2.98	1.94	4.1	3.8
6	1.28	2.90	2.49	1.62	6.4	3.5
7	1.35	3.59	3.38	2.24	5.5	4.1
8	.80	2.66	2.74	1.85	6.3	2.2
9	.77	3.04	3.27	2.27	5.7	2.4
19	1.65	3.72	3.20	2.07	7.9	3.7
20	1.57	3.06	2.29	1.49	7.2	3.8
21	1.38	3.50	3.20	2.12	6.0	3.9
22	1.55	4.04	3.69	2.49	5.6	4.7
23	.68	2.75	3.03	2.04	2.5	3.7

AVRIL 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
21	.91	3.69	3.90	2.75	4.7	2.5
22	1.13	4.39	4.72	3.22	3.9	4.0
23	1.37	4.13	4.11	2.76	4.3	4.7
24	1.78	5.04	4.63	3.24	5.3	4.8
25	1.62	4.70	4.54	3.00	6.1	4.1
26	1.69	4.82	4.58	3.13	7.1	3.7
27	1.66	4.81	4.54	3.15	6.2	4.2
28	.75	2.59	2.62	1.84	7.2	1.8
29	1.70	4.27	3.69	2.57	6.4	4.3
30	1.61	4.76	4.56	3.15	7.1	3.6

JUILLET 1979

J0	E2	ETR	Rn	f. Rn	U	ΔT
12	1.38	3.50	3.41	2.13	4.6	5.0
13	1.52	3.07	2.49	1.56	4.8	5.4
14	.89	2.96	3.23	2.07	3.9	3.5
15	.91	2.73	2.88	1.80	3.1	4.4
22	.78	2.07	1.94	1.29	6.8	2.0
23	1.42	3.93	3.71	2.52	7.4	3.4
24	.11	.95	1.21	.84	1.1	1.0
25	.69	2.71	2.96	2.02	5.8	1.9
26	.48	2.40	2.83	1.93	5.9	1.4



VALEURS MOYENNES JOURNALIERES DU COEFFICIENT  $\alpha$  DE PRIESTLEY  
 CALCULE A PARTIR DU MODELE DE PENMAN UTILISANT Rn MESURE ET E<sub>a</sub>  
 AJUSTEE. (A PARTIR DES DONNEES HORAIRES).

AOÛT 1978

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
1	1.55	3.73	1.71	2.18	4.1	10.1
2	1.91	4.36	1.77	2.46	6.4	9.6
3	1.66	3.82	1.77	2.16	6.1	9.1
4	.46	1.21	1.62	.74	6.9	2.4
5	.87	2.54	1.52	1.67	6.6	5.1
16	1.16	3.71	1.46	2.54	3.3	9.3
17	1.23	2.45	2.00	1.22	5.3	7.4
18	.89	3.31	1.37	2.42	5.0	5.7
19	1.09	4.13	1.36	3.04	4.5	8.0

NOVEMBRE 1978

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
1	1.55	3.66	1.73	2.11	7.8	7.1
2	1.46	3.84	1.61	2.38	5.8	8.5
3	2.87	6.88	1.71	4.01	7.1	15.5
4	2.21	6.35	1.53	4.13	7.1	12.2
5	1.71	5.90	1.41	4.19	3.5	15.7
6	2.14	5.40	1.66	3.26	6.6	13.0
7	2.76	7.39	1.60	4.63	6.3	17.6
8	1.09	3.75	1.41	2.65	4.3	8.9
9	1.17	6.25	1.23	5.08	2.8	12.7
10	1.79	6.87	1.35	5.08	5.4	13.2

SEPTEMBRE 1978

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
8	2.73	6.26	1.77	3.53	6.6	14.4
9	1.30	4.58	1.40	3.28	3.7	11.0
10	.99	4.53	1.28	3.54	3.1	9.6
11	.89	3.02	1.42	2.14	5.3	5.6
12	1.73	5.00	1.53	3.27	5.1	10.5
16	2.03	5.41	1.60	3.39	5.5	11.1
17	1.81	5.23	1.53	3.42	3.6	12.9
18	1.45	4.29	1.51	2.84	4.0	10.1
19	2.09	5.67	1.58	3.58	6.5	11.1
20	1.98	4.95	1.67	2.97	6.3	11.2

DECEMBRE 1978

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
3	1.77	6.09	1.41	4.32	5.1	10.6
4	1.62	5.02	1.48	3.40	4.4	11.1
5	1.74	6.95	1.33	5.21	5.8	10.9
10	1.47	5.35	1.38	3.89	7.4	8.1
11	.93	4.51	1.26	3.58	3.4	9.6
12	1.20	5.59	1.27	4.39	4.4	11.0
25	2.62	6.74	1.64	4.12	6.4	15.0
26	1.67	4.93	1.51	3.26	6.4	10.6
27	1.62	4.61	1.54	2.99	6.8	9.5
28	1.09	3.99	1.37	2.90	7.3	6.4

OCTOBRE 1978

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
1	.95	4.10	1.30	3.14	3.9	7.2
2	1.74	3.11	2.27	1.37	7.2	7.7
3	2.55	6.38	1.67	3.83	7.2	11.0
4	1.99	5.24	1.61	3.25	5.5	10.7
10	2.18	4.34	2.01	2.16	7.5	10.0
11	2.47	5.02	1.97	2.55	7.6	10.9
12	2.15	4.72	1.84	2.57	6.8	11.0
13	.98	3.03	1.48	2.05	3.7	7.6
17	1.79	5.13	1.54	3.34	6.8	9.1
18	3.05	7.72	1.65	4.67	7.1	15.5

JANVIER 1979

Jo	E <sub>a</sub>	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
16	1.25	6.47	1.24	5.22	4.6	9.6
17	1.94	7.01	1.38	5.07	7.1	10.6
18	1.48	5.24	1.39	3.76	5.8	9.2
20	2.33	6.66	1.54	4.32	3.8	19.0
21	3.61	8.69	1.71	5.08	6.9	20.6
22	2.62	6.41	1.69	3.80	6.0	17.1
23	.29	1.31	1.29	1.01	5.6	1.9
24	1.16	3.01	1.63	1.85	8.8	5.5
25	1.35	4.78	1.39	3.43	9.8	6.1
26	1.42	3.10	1.24	1.69	8.1	7.2

SUITE.

FEVRIER 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
18	.58	1.30	1.81	.72	2.8	5.8
19	1.53	4.00	1.62	2.46	5.3	10.4
20	1.36	4.37	1.45	3.01	7.0	7.6
21	.22	1.04	1.27	.82	3.8	1.9
22	1.30	5.77	1.29	4.47	5.4	8.3
23	1.23	5.36	1.30	4.13	6.2	7.3
24	1.60	5.34	1.43	3.74	5.4	10.2
25	2.09	6.23	1.50	4.14	7.3	10.6
26	1.98	6.41	1.45	4.42	7.9	10.1
27	1.61	5.18	1.45	3.57	5.8	10.8

MARS 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
5	2.48	7.08	1.54	4.60	7.4	14.1
6	2.19	6.63	1.49	4.44	6.2	14.2
7	1.94	6.38	1.44	4.44	5.4	14.1
8	.91	3.55	1.34	2.64	4.3	7.4
22	1.47	4.98	1.42	3.51	3.3	12.9
23	2.16	5.95	1.57	3.79	4.6	14.5
24	2.17	6.20	1.54	4.03	6.1	12.9
25	1.78	5.87	1.43	4.09	5.3	12.5
26	1.56	4.19	1.59	2.63	5.3	11.0

AVRIL 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
21	.95	3.72	1.34	2.78	5.1	6.5
22	1.26	4.53	1.38	3.27	4.2	10.0
23	1.50	4.26	1.54	2.76	4.5	11.2
24	1.94	5.20	1.59	3.26	5.5	13.1
25	1.64	4.75	1.53	3.11	6.3	10.1
26	1.69	4.85	1.54	3.15	7.5	9.2
27	1.70	4.88	1.54	3.18	6.5	10.7
28	.69	2.55	1.37	1.86	7.3	4.1
29	1.71	4.31	1.66	2.60	6.4	11.4
30	1.61	4.78	1.51	3.18	7.4	9.1

MAI 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
1	1.49	4.52	1.49	3.03	6.5	9.0
2	.57	2.46	1.30	1.89	7.4	3.3
3	1.06	2.93	1.56	1.87	6.0	7.1
4	1.53	3.33	1.85	1.80	6.1	9.8
5	1.11	3.46	1.47	2.36	5.4	7.6
15	.79	2.56	1.45	1.77	2.7	7.9
16	.44	1.75	1.34	1.31	3.9	3.1
17	1.51	2.17	3.28	.66	6.5	8.2
18	1.77	4.06	1.78	2.29	5.7	9.8
19	1.43	3.30	1.76	1.87	5.5	8.6

JUIN 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
5	1.13	3.06	1.58	1.94	4.1	8.0
6	1.32	2.94	1.81	1.62	6.4	7.1
7	1.44	3.67	1.64	2.24	5.5	8.9
8	.81	2.66	1.44	1.85	6.3	4.3
9	.80	3.07	1.35	2.27	5.7	5.4
19	1.65	3.72	1.80	2.07	7.9	7.6
20	1.60	3.08	2.07	1.49	7.2	7.9
21	1.44	3.57	1.68	2.12	6.0	8.5
22	1.67	4.15	1.67	2.49	5.6	10.7
23	.85	2.91	1.43	2.04	2.5	8.6

JUILLET 1979

Jo	Ea	ETR	$\alpha$	f.Rn	U	$\Delta e$
12	1.54	3.67	1.73	2.13	4.6	9.8
13	1.70	3.26	2.09	1.56	4.8	10.4
14	.99	3.07	1.48	2.07	3.9	6.8
15	1.10	2.91	1.61	1.80	3.1	8.9
22	.77	2.06	1.60	1.29	6.8	4.3
23	1.43	3.94	1.57	2.52	7.4	7.7
24	.15	.99	1.18	.84	1.1	2.1
25	.69	2.71	1.34	2.02	5.8	4.0
26	.48	2.41	1.25	1.92	5.9	3.0

**COEFFICIENT  $\alpha$  NOUMEA :  $\alpha = \text{ETP mesurée} / \text{f.Rn mesuré}$**

COEFFICIENT ALPHA NOUMEA\*\* 1978

1.18	1.65	1.77	1.77	2.09	1.93	1.88	1.86	1.68	1.47	1.45	1.67
1.58	1.51	1.95	1.79	2.48	1.22	2.80	1.91	1.65	1.50	1.38	1.42
1.56	1.66	1.34	1.83	2.21	2.54	2.00	1.78	1.63	1.61	1.37	1.40

COEFFICIENT ALPHA NOUMEA\*\* 1979

2.01	1.51	1.67	1.64	1.51	1.60	1.70	2.30	1.80	1.45	1.51	1.49
1.26	1.52	1.27	1.99	1.93	1.34	2.28	1.84	1.89	1.45	1.40	1.57
1.53	1.33	1.72	1.58	1.71	2.04	1.72	1.83	1.66	1.79	1.67	1.52

COEFFICIENT ALPHA NOUMEA\*\* 1980

1.55	1.48	1.51	1.70	2.11	1.97	1.97	1.72	1.49	1.47	1.47	1.47
1.44	1.68	2.12	1.87	1.73	2.30	1.88	1.69	1.65	1.46	1.52	1.53
1.53	1.51	1.73	1.99	2.06	2.15	1.59	1.38	1.72	1.31	1.46	1.80

COEFFICIENT ALPHA NOUMEA\*\* 1981

1.22	1.15	1.57	1.59	1.51	1.92	1.83	1.37	1.69	1.27	1.32	1.28
1.33	1.61	1.46	1.82	2.25	1.85	2.00	1.50	1.41	1.37	1.33	1.24
1.58	1.39	1.35	1.57	2.23	1.73	1.92	1.59	1.20	1.40	1.42	1.51

**COEFFICIENT  $\alpha$  NOUMEA :  $\alpha = \text{ETP "PENMAN" modifié} / \text{f.Rn calculé}$**

COEFFICIENT Alpha NOUMEA\*\* 1978

1.28	1.50	1.80	1.78	2.07	1.56	2.00	2.26	1.59	1.82	1.62	1.40
1.36	1.71	1.66	1.67	1.90	2.13	1.97	1.81	1.75	1.65	1.48	1.32
1.46	1.52	1.51	1.80	2.09	2.36	2.01	1.84	1.72	2.09	1.54	1.51

COEFFICIENT Alpha NOUMEA\*\* 1979

1.87	1.36	1.52	1.73	1.55	1.79	1.96	2.00	1.78	1.52	1.53	1.55
1.49	1.38	1.32	1.81	1.68	1.81	2.77	1.96	1.91	1.47	1.34	1.57
1.62	1.46	1.72	1.62	1.85	1.59	1.75	1.77	1.77	1.75	1.52	1.56

COEFFICIENT Alpha NOUMEA\*\* 1980

1.41	1.31	1.52	1.73	2.07	1.71	2.03	2.15	1.77	1.59	1.49	1.70
1.29	1.32	1.53	1.77	1.74	2.14	2.25	2.22	1.75	1.60	1.88	1.68
1.35	1.41	1.72	1.61	2.13	1.97	1.77	1.85	1.80	1.35	1.62	1.48

COEFFICIENT Alpha NOUMEA\*\* 1981

1.43	1.33	1.56	1.49	1.53	1.79	1.87	2.00	1.90	1.76	1.70	1.48
1.33	1.38	1.27	1.77	2.04	2.03	2.69	1.95	1.83	1.74	1.52	1.48
1.29	1.44	1.40	1.69	1.81	1.88	1.86	1.57	1.57	1.74	1.51	1.27

### COEFFICIENT $\alpha$ NOUMEA : $\alpha = E. bac / f.Rn$ calculé

COEFFICIENT Alpha NOUMEA (Bac pelouse)\*\* 1970

.99	1.13	1.48	1.49	1.72	1.37	1.70	1.59	1.13	1.52	1.06	1.07
1.11	1.39	1.38	1.39	1.70	1.99	1.82	1.34	1.42	1.19	1.09	.97
1.21	1.24	1.39	1.53	1.82	1.87	1.46	1.59	1.23	1.57	1.11	1.20

COEFFICIENT Alpha NOUMEA (Bac pelouse)\*\* 1979

1.51	1.08	1.18	1.33	1.20	1.30	1.59	1.73	1.41	1.15	1.39	1.38
1.23	1.16	.96	1.48	1.51	1.64	2.10	1.51	1.61	1.15	1.12	1.32
1.32	1.23	1.50	1.40	1.49	1.14	1.28	1.36	1.51	1.53	1.36	1.39

COEFFICIENT Alpha NOUMEA (Bac pelouse)\*\* 1980

1.13	1.09	1.26	1.53	1.60	1.50	1.98	1.74	1.47	1.27	1.29	1.53
1.14	1.03	1.42	1.40	1.35	1.65	1.87	1.64	1.48	1.32	1.64	1.40
1.07	1.24	1.44	1.35	1.70	1.69	1.40	1.49	1.66	1.07	1.41	1.03

COEFFICIENT Alpha NOUMEA (Bac pelouse)\*\* 1981

1.20	1.16	1.26	1.41	1.54	1.81	2.16	2.15	1.87	1.58	1.62	1.39
1.07	1.06	.97	1.66	2.22	2.12	2.87	1.93	1.90	1.71	1.52	1.47
.93	1.29	1.29	1.59	1.89	1.74	1.81	1.31	1.45	1.79	1.41	.94

### COEFFICIENT $\alpha$ NESSADIU : $\alpha = ETP$ mesurée / $f.Rn$ calculé

COEFFICIENT Alpha NESSADIU\*\* 1980

1.08	1.07	1.07	1.44	1.65	1.29	1.32	1.41	1.07	.96	1.17	1.09
1.13	1.08	1.28	1.36	1.52	1.43	1.36	1.19	1.06	1.07	1.06	1.03
1.27	1.15	1.27	1.19	1.42	1.16	1.87	1.16	1.00	1.19	1.21	1.01

COEFFICIENT Alpha NESSADIU\*\* 1981

1.07	.78	1.30	.84	1.06	1.28	1.41	1.30	1.40	1.16	1.07	1.13
1.10	1.11	.95	1.16	1.35	1.57	1.51	1.47	1.15	1.18	1.04	1.27
1.24	.87	1.20	1.18	1.25	1.37	1.47	1.54	1.19	1.00	1.11	.97

### COEFFICIENT $\alpha$ NESSADIU : $\alpha = ETP$ "PENMAN" / $f.Rn$ calculé

COEFFICIENTS Alpha - NESSADIU -\*\* 1980

1.17	1.11	1.10	1.15	1.27	1.29	1.40	1.34	1.23	1.16	1.12	1.14
1.16	1.14	1.17	1.19	1.17	1.31	1.46	1.27	1.17	1.15	1.17	1.22
1.12	1.11	1.15	1.21	1.29	1.29	1.36	1.24	1.15	1.10	1.12	1.15

COEFFICIENTS Alpha - NESSADIU -\*\* 1981

1.10	1.08	1.15	1.14	1.14	1.40	1.27	1.26	1.26	1.21	1.18	1.12
1.10	1.13	1.06	1.16	1.32	1.32	1.49	1.29	1.27	1.18	1.17	1.14
1.13	1.10	1.10	1.15	1.27	1.40	1.27	1.20	1.18	1.20	1.16	1.14

## FRACTION RADIATIVE MESUREE - NOUMEA

### FRACTION RADIATIVE NOUMEA\*\* 1978

3.87	4.29	3.29	2.49	1.70	1.41	1.35	1.82	2.54	3.28	3.94	4.52
3.96	3.38	2.52	2.28	1.88	1.35	1.61	2.00	2.81	3.83	4.17	3.90
3.66	4.00	3.27	1.76	1.49	1.30	1.54	2.19	2.82	3.50	4.43	2.77

### FRACTION RADIATIVE NOUMEA\*\* 1979

4.35	4.78	2.91	3.08	1.87	1.31	1.35	1.90	2.15	3.14	3.37	4.12
3.78	3.10	3.13	2.59	1.50	1.43	1.41	2.18	2.59	3.11	3.18	4.33
2.41	4.56	3.59	2.48	1.38	1.32	1.50	1.84	3.09	2.98	3.73	2.40

### FRACTION RADIATIVE NOUMEA\*\* 1980

3.87	4.29	3.29	2.49	1.70	1.41	1.35	1.82	2.54	3.28	3.94	4.52
3.96	3.38	2.52	2.28	1.88	1.35	1.61	2.00	2.81	3.83	4.17	3.90
3.66	4.00	3.27	1.76	1.49	1.30	1.54	2.19	2.82	3.50	4.43	2.77

### FRACTION RADIATIVE NOUMEA\*\* 1981

4.35	4.78	2.91	3.08	1.87	1.31	1.35	1.90	2.15	3.14	3.37	4.12
3.78	3.10	3.13	2.59	1.50	1.43	1.41	2.18	2.59	3.11	3.18	4.33
2.41	4.56	3.59	2.48	1.38	1.32	1.50	1.84	3.09	2.98	3.73	2.40

## FRACTION ADVECTIVE - NOUMEA (ETP mesurée - f.Rn mesuré)

### ETP MESUREE - PHIRN(Rn mesure)\*\* 1978

.59	2.56	2.54	2.11	2.13	1.39	1.44	1.43	1.96	1.43	1.57	2.68
2.47	2.41	2.58	2.03	2.09	.35	2.02	1.84	1.76	1.52	1.44	1.49
2.38	2.88	1.21	2.02	1.89	2.59	1.92	1.61	1.91	1.84	1.57	1.62

### ETP MESUREE - PHIRN(Rn mesure)\*\* 1979

3.01	1.76	2.30	1.72	1.00	.83	.92	2.34	1.79	1.52	1.82	2.27
1.14	1.92	.83	1.74	1.42	.39	2.02	1.46	2.34	1.52	1.73	2.62
1.68	1.15	2.01	1.45	1.20	1.63	1.10	1.79	1.89	2.90	2.92	2.26

### ETP MESUREE - PHIRN(Rn mesure)\*\* 1980

2.13	2.06	1.67	1.74	1.89	1.37	1.31	1.31	1.25	1.53	1.85	2.11
1.73	2.29	2.83	1.98	1.37	1.75	1.40	1.39	1.83	1.75	2.18	2.07
1.96	2.04	2.38	1.74	1.58	1.49	.91	.83	2.03	1.09	2.02	2.22

### ETP MESUREE - PHIRN(Rn mesure)\*\* 1981

.94	.74	1.66	1.83	.96	1.20	1.12	.71	1.49	.85	1.09	1.14
1.23	1.90	1.45	2.14	1.88	1.21	1.40	1.09	1.06	1.15	1.05	1.03
1.40	1.77	1.25	1.42	1.70	.96	1.38	1.09	.62	1.19	1.57	1.23

## RAPPORTS ETP mesurée / f. Rn NOUMEA

### ETPmes/f.Rn\*\* 1978

1.18	1.65	1.77	1.77	2.09	1.93	1.88	1.86	1.68	1.47	1.45	1.67
1.58	1.51	1.95	1.79	2.48	1.22	2.80	1.91	1.65	1.50	1.38	1.42
1.56	1.66	1.34	1.83	2.21	2.54	2.00	1.78	1.63	1.61	1.37	1.40

### ETPmes/f.Rn\*\* 1979

2.01	1.51	1.67	1.64	1.51	1.60	1.70	2.30	1.80	1.45	1.51	1.49
1.26	1.52	1.27	1.99	1.93	1.34	2.28	1.84	1.89	1.45	1.40	1.57
1.53	1.33	1.72	1.58	1.71	2.04	1.72	1.83	1.66	1.79	1.67	1.52

### ETPmes/f.Rn\*\* 1980

1.55	1.48	1.51	1.70	2.11	1.97	1.97	1.72	1.49	1.47	1.47	1.47
1.44	1.68	2.12	1.87	1.73	2.30	1.88	1.69	1.65	1.46	1.52	1.53
1.53	1.51	1.73	1.99	2.06	2.15	1.59	1.38	1.72	1.31	1.46	1.80

### ETPmes/f.Rn\*\* 1981

1.22	1.15	1.57	1.59	1.51	1.92	1.83	1.37	1.69	1.27	1.32	1.28
1.33	1.61	1.46	1.82	2.25	1.85	2.00	1.50	1.41	1.37	1.33	1.24
1.58	1.39	1.35	1.57	2.23	1.73	1.92	1.59	1.20	1.40	1.42	1.51

## RAPPORTS ETP mesurée / f. Rn+ NOUMEA

### ETPmes/f.Rn+\*\* 1978

1.06	1.50	1.60	1.50	1.64	1.50	1.44	1.42	1.42	1.31	1.27	1.47
1.44	1.36	1.79	1.54	1.81	.85	2.26	1.61	1.38	1.32	1.25	1.29
1.41	1.51	1.15	1.49	1.57	1.96	1.58	1.47	1.39	1.43	1.20	1.25

### ETPmes/f.Rn+\*\* 1979

1.79	1.39	1.44	1.43	1.25	1.25	1.25	1.65	1.39	1.25	1.31	1.34
1.13	1.34	1.16	1.70	1.62	1.04	1.77	1.35	1.56	1.27	1.24	1.37
1.43	1.19	1.49	1.28	1.31	1.62	1.37	1.40	1.40	1.58	1.45	1.38

### ETPmes/f.Rn+\*\* 1980

1.41	1.34	1.35	1.40	1.63	1.39	1.29	1.36	1.17	1.26	1.29	1.30
1.28	1.53	1.88	1.52	1.31	1.51	1.33	1.33	1.29	1.26	1.35	1.38
1.39	1.31	1.49	1.62	1.49	1.51	1.26	1.10	1.46	1.15	1.28	1.62

### ETPmes/f.Rn+\*\* 1981

1.12	1.06	1.39	1.34	1.17	1.33	1.23	1.00	1.32	1.07	1.13	1.12
1.20	1.51	1.28	1.51	1.73	1.37	1.43	1.11	1.14	1.14	1.14	1.10
1.41	1.24	1.17	1.27	1.65	1.20	1.36	1.13	.97	1.17	1.24	1.34

## RAPPORTS ETP mesurée / f° Ea NOUMEA

### ETPmes/f°.Ea\*\* 1978

4.67	4.02	2.94	2.94	2.48	3.62	2.69	1.94	4.07	2.53	3.04	4.37
5.39	2.93	3.86	3.39	2.86	1.50	3.12	3.41	3.02	3.00	3.74	5.11
4.17	4.31	3.35	2.98	2.42	3.11	3.16	2.86	3.11	2.12	3.38	3.51

### ETPmes/f°.Ea\*\* 1979

2.77	4.95	3.76	2.81	3.12	2.43	2.23	3.11	2.88	3.77	3.58	3.48
3.20	4.40	4.44	2.67	3.27	1.76	2.09	2.47	2.90	3.74	4.84	3.40
2.97	3.54	2.87	3.11	2.67	4.39	2.86	3.08	2.90	3.29	3.84	3.37

### ETPmes/f°.Ea\*\* 1980

4.53	5.87	3.47	2.66	2.25	3.08	2.34	2.17	2.59	3.39	3.71	2.71
5.03	5.54	4.39	2.87	2.81	2.52	2.27	2.04	2.80	3.20	2.41	2.80
5.18	3.26	3.14	3.48	2.20	2.75	2.63	2.14	2.83	4.35	3.04	4.16

### ETPmes/f°.Ea\*\* 1981

3.63	4.33	3.00	3.74	3.10	2.48	2.49	1.93	2.33	2.22	2.28	3.05
4.52	5.12	5.99	2.91	2.39	2.27	1.68	2.22	2.26	2.37	2.71	3.12
4.98	3.88	4.00	2.73	3.00	2.27	2.64	2.84	2.74	2.19	3.17	5.06

## ETP "PRIESTLEY" NOUMEA ETP = 1,26 f. Rn

### ETP PRIESTLEY\*\* 1978

4.14	4.96	4.16	3.43	2.45	1.87	2.06	2.10	3.64	3.80	4.45	5.02
5.38	5.92	3.43	3.24	1.78	1.98	1.42	2.55	3.39	3.85	4.78	4.43
5.31	5.51	4.47	3.06	1.96	2.13	2.42	2.61	3.85	3.80	5.37	5.13

### ETP PRIESTLEY\*\* 1979

3.78	4.33	4.35	3.36	2.47	1.73	1.64	2.26	2.83	4.26	4.51	5.83
5.63	4.60	3.80	2.22	1.92	1.44	1.98	2.19	3.31	4.23	5.42	5.78
3.98	4.40	3.53	3.17	2.11	1.98	1.94	2.70	3.61	4.61	5.49	5.43

### ETP PRIESTLEY\*\* 1980

4.87	5.40	4.15	3.13	2.14	1.77	1.70	2.29	3.20	4.13	4.96	5.70
4.99	4.26	3.18	2.88	2.37	1.70	2.02	2.52	3.54	4.82	5.25	4.91
4.62	5.04	4.12	2.21	1.88	1.63	1.94	2.76	3.56	4.41	5.58	3.49

### ETP PRIESTLEY\*\* 1981

5.48	6.02	3.67	3.88	2.36	1.65	1.70	2.40	2.71	3.95	4.25	5.19
4.76	3.90	3.94	3.27	1.89	1.80	1.77	2.74	3.27	3.92	4.00	5.46
3.04	5.74	4.53	3.13	1.74	1.66	1.89	2.32	3.90	3.75	4.69	3.03

QUELQUES VALEURS D'ALBEDO RELEVÉES DANS LA LITTÉRATURE

albedo	$\theta$	Reference
Grassland		
0.24-0.26	average	Monteith, 1959
0.25-0.27	average	Monteith and Szeicz, 1961
0.23-0.25	60°	Monteith and Szeicz, 1961
0.20-0.22	average	Rauner, 1961
0.17	90°	Ekern, 1965
0.25-0.26	average	Barry and Chambers, 1966
0.23	average	Baumgartner, 1967
0.18-0.20	50° -80°	Chia, 1967
0.18-0.22	18° -70°	Federer, 1968
0.23	average	Davies and Buttamor, 1969
0.26	average	Idso, et. al., 1969
0.20	40°	Mukammal, 1971
0.21-0.29	average	Nkemdirim, 1972b
Forest		
0.10-0.15	average	Budyko, 1956
0.12-0.16	average	Rauner, 1961
0.15-0.17	average	Barry and Chambers, 1966
0.12-0.13	average	Stanhill et. al., 1966
0.11	average	Baumgartner, 1967
0.14-0.23	16° -28°	Federer, 1968
0.16-0.21	18° -39°	Federer, 1968
0.15	24° -45°	Federer, 1968
0.13	42° -70°	Federer, 1968
0.11	average	Gay and Knoerr, 1970
0.10-0.13	average	Perttu, 1970
0.13	average	Gay, 1971
0.10-0.11	40°	Mukammal, 1971
0.08-0.11	40° -70°	Mukammal, 1971
0.12-0.17	1° -15°	Stewart, 1971
0.09-0.12	15° -35°	Stewart, 1971
0.08-0.09	35° -65°	Stewart, 1971
0.09-0.14	average	Stewart, 1971
0.06-0.10	average	Berglund and Mace, 1972



QUELQUES VALEURS DE RESISTANCES STOMATIQUES RELEVÉES DANS LA LITTÉRATURE  
 POUR DEUX TYPES DE VÉGÉTATION EN CONDITIONS HYDRIQUES NON LIMITANTES  
 (d'après Moore, 1974)

Grass		
$r_s$ sec/m	$r_{ST}$ sec/m	Reference
40-90		Monteith, 1963
28-85		Szeicz and Long, 1969
50-100		Szeicz and Long, 1969
25	9	Monteith, 1965; Thom, 1972
38	25	Monteith, 1965; Thom, 1972
76	70	Monteith, 1965; Thom, 1972
Pine Forest		
108	112	Stewart and Thom, 1973
135	153	Stewart and Thom, 1973
151	162	Stewart and Thom, 1973
98-150		Szeicz et. al., 1969
88-145		Millar and Gates, 1967
88-145		Millar and Gates, 1967
55-167		Millar and Gates, 1967
55	(summer)	Rutter, 1967
200	(winter)	Rutter, 1967

VALEURS MOYENNES MENSUELLES DE Rn, ETP, Rn<sup>+</sup>, Rn/ETP, Rn<sup>+</sup>/ETP

ETP et rayonnement net (mm d'eau) (1978 - 1980)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
Rn	5.02	5.19	4.15	3.22	2.36	2.05	2.21	2.86	3.94	4.72	5.53	5.44	3.88
Rn <sup>+</sup>	5.55	5.77	4.71	3.87	3.08	2.78	2.92	3.66	4.79	5.38	6.29	6.09	4.56
ETP	5.61	6.00	5.13	4.19	3.30	2.74	2.97	3.49	4.59	5.03	5.94	6.20	4.59
ETP/Rn	1.12	1.15	1.23	1.30	1.39	1.33	1.35	1.22	1.16	1.06	1.08	1.14	1.18
Rn/ETP	0.89	0.87	0.81	0.77	0.72	0.75	0.74	0.82	0.86	0.94	0.93	0.88	0.85
Rn <sup>+</sup> /ETP	0.99	0.96	0.92	0.92	0.93	1.01	0.98	1.05	1.04	1.07	1.06	0.98	0.99
Rn <sup>+</sup> /ETP*	0.97	1.01	0.98	0.99	0.99	0.99	0.93	0.95	1.01	1.00	1.04	1.01	0.99

Bilan radiatif moyen journalier au sol (J.cm<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
Rn	1230	1299	1037	831	572	501	539	703	958	1139	1321	1299	950
Rn <sup>+</sup>	1357	1438	1177	1000	747	681	727	916	1174	1312	1510	1458	1122
Rn <sup>-</sup>	-127	-139	-140	-169	-175	-181	-188	-213	-216	-174	-189	-159	-173
(Ra - Rt) *	-376	-399	-334	-336	-268	-258	-256	-329	-379	-394	-485	-437	-354
(1 - a) Rg	1733	1837	1511	1336	1015	939	983	1245	1553	1706	1995	1895	1476
Rn <sup>+</sup> /Rn <sup>+</sup>	0.09	0.10	0.12	0.17	0.23	0.27	0.26	0.23	0.18	0.13	0.13	0.11	0.15
$\frac{(Ra - Rt) *}{Rn}$	0.28	0.28	0.28	0.34	0.36	0.38	0.35	0.36	0.32	0.30	0.32	0.30	0.32
Qr	0.45	0.46	0.47	0.52	0.57	0.59	0.58	0.57	0.53	0.49	0.49	0.47	0.50

(Ra - Rt)\* :: bilan du rayonnement thermique diurne

$$Qr = \frac{aRg + (Ra - Rt) * - Rn^-}{Rg}$$

## ETP MESUREES ET DIFEERENTES ETP CALCULEES

ETP mesurée et ETP calculée par la formule de PENMAN originale

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
1978	Mesurée	5.76	6.93	5.28	4.62	3.67	3.02	3.40	3.55	4.76	4.63	5.39	5.78	4.72
	calculée	5.82	6.80	4.98	4.30	3.42	2.80	2.76	3.27	4.32	4.96	5.66	5.48	4.53
1979	Mesurée	5.32	5.17	4.80	3.95	2.92	2.31	2.81	3.76	4.59	5.48	6.24	6.88	4.53
	calculée	5.92	5.24	4.77	4.10	2.86	2.25	2.65	3.32	4.33	5.18	6.39	7.36	4.53
1980	Mesurée	5.76	6.02	5.33	4.00	3.30	2.89	2.70	3.17	4.43	4.98	6.20	5.84	4.54
	calculée	5.55	5.95	4.93	3.98	3.42	2.61	2.73	3.58	4.79	5.15	6.89	6.20	4.64
MOY.	Mesurée	5.66	6.11	5.14	4.19	3.30	2.74	2.97	3.49	4.59	5.03	5.94	6.17	4.60
	calculée	5.76	6.00	4.90	4.13	3.23	2.55	2.71	3.39	4.48	5.10	6.31	6.35	4.57
	M/C	0.98	1.02	1.05	1.01	1.02	1.07	1.10	1.03	1.02	0.99	0.94	0.97	1.007

ETP mesurée et ETP calculée (3)

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
1978	Mesurée	5.76	6.93	5.28	4.62	3.67	3.02	3.40	3.55	4.76	4.63	5.39	5.78	1722
	calculée	5.50	6.71	5.13	4.43	3.37	2.97	3.01	3.56	4.62	5.34	5.83	5.53	1698
1979	Mesurée	5.32	5.17	4.80	3.95	2.92	2.31	2.81	3.76	4.59	5.48	6.24	6.88	1653
	calculée	5.85	5.03	4.71	4.01	2.91	2.36	2.88	3.47	4.49	5.30	5.98	7.00	1642
1980	Mesurée	5.76	6.02	5.33	4.00	3.30	2.89	2.70	3.17	4.43	4.98	6.20	5.84	1662
	calculée	5.30	5.47	4.82	3.83	3.36	2.63	2.89	3.83	4.75	5.18	6.73	6.04	1665
MOY.	Mesurée	5.66	6.11	5.14	4.19	3.30	2.74	2.97	3.49	4.59	5.03	5.94	6.17	1679
	calculée	5.55	5.74	4.89	4.09	3.21	2.65	2.93	3.62	4.62	5.27	6.18	6.19	1672
	M/C	1.02	1.06	1.05	1.02	1.03	1.03	1.01	0.96	0.99	0.95	0.96	1.01	1.00

$$(3) \text{ ETP calculée par l'expression } ETP = R_n \frac{F'(T_a)}{\gamma} / 1 + \frac{F'(T_a)}{\gamma} + ((a' + b'u(e_v - e_a)) / 1 + \frac{F'(T_a)}{\gamma})$$

$R_n$  = Rayonnement net mesuré

$T_a$  = Température de l'air mesurée sous abri

$e_v$  = Tension de vapeur saturante à la température de l'air sous abri

$e_a$  = Tension de vapeur de l'air

$\gamma = 0,65 \gamma$

$F'(T_a)$  = dérivée de la courbe de tension de vapeur saturante pour la température  $T_a$

Comparaison entre les valeurs de l'ETP calculée par différents ajustements

de la formule de Penman et de l'ETP mesurée

Moyennes inter-annuelles

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	MOY.
P(0)	5.66	6.11	5.14	4.19	3.30	2.74	2.97	3.49	4.59	5.03	5.94	6.17	1679
P(1)	5.76	6.00	4.90	4.13	3.23	2.55	2.71	3.39	4.48	5.10	6.31	6.35	1668
P(2)	5.40	5.63	4.83	3.96	3.09	2.68	2.88	3.52	4.55	5.14	6.04	6.01	1632
P(3)	5.55	5.74	4.89	4.09	3.21	2.65	2.93	3.62	4.62	5.27	6.18	6.19	1672
P(4)	5.67	5.78	4.82	4.10	3.24	2.61	2.83	3.58	4.64	5.21	6.25	6.30	1671

(0) ETP mesurée au lysimètre

(1) ETP calculée par la formule de Penman originale.

(2) ETP calculée à partir du Rayonnement net mesuré et  $E_a$  (Piche)

(3) ETP calculée à partir du Rayonnement net mesuré et  $E_a$  (bae)

(4) ETP calculée à partir du Rayonnement net calculé et  $E_a$  (bae)

CARACTERISTIQUES DES CAPTEURS AEROPORTES ( d'après Hacker et Schwerdtfeger, 1988)

• high-res. static pressure transducer	Rosemount 1201F1
• barometric altitude transducer	Rosemount 1241M
• indicated airspeed transducer	Rosemount 1221D
• 2 fast temperature sensors	Pt100 (DFVLR) thermocouple (meteolab)
• relative humidity sensor	Vaisala Humicap
• 2 Lyman- $\alpha$ humidity sensors	AIR LA-1A ERC BLR
• dew-point mirror system	meteolab TP-3S
• infrared radiometer for surface temperature	Heimann KT-15
• additional radiometric equipment	(under development)
• radar altimeter	King KRA-10A
• 5-hole probe for angle of attack and sideslip	DFVLR
• 2 differential pressure transducers for 5-hole probe	Rosemount 1221F2VL
• air data computer providing: > true air speed	F.I.A.M.S.
• attitude and heading reference system providing: > aircraft attitude angles (pitch, roll, heading), > 3-dim. body accelerations and rates	Collins AHS 85
• $\Omega$ /VLF navigation system providing: > aircraft position (latitude, longitude), > mean horizontal wind vector > aircraft ground speed > real time	Litton LTN 3000
• video-system consisting of: > CCD video camera > remote control unit with viewfinder > portable video recorder	National F10 National WV-RC35 National NV-180
Table 3: Scientific sensors and subsystems.	

# TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	5
INTRODUCTION	11
<b>I LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES DU SUD-OUEST PACIFIQUE ET LES CLIMATS LOCAUX DES REGIONS ETUDIEES</b>	
1.1 LES GRANDES ZONES CLIMATIQUES	15
1.1.1 DYNAMIQUE GENERALE DES MASSES D'AIR	15
1.1.1.1 Les zones intertropicales de convergence	15
1.1.1.2 La ceinture anticyclonique sub-tropicale et les anticyclones "migrateurs"	16
1.1.1.3 Les alizés et les cyclones tropicaux	19
1.1.1.4 Les régimes d'ouest	22
1.1.2 CARACTERISATION DES CLIMATS	23
1.1.2.1 Les précipitations	23
1.1.2.2 Le bilan d'énergie	27
1.2. LES REGIONS ETUDIEES : CLIMATS LOCAUX	30
1.2.1 L'AUSTRALIE	32
1.2.1.1 L'Australie du Sud	32
1.2.1.2 La côte Nord-Est de l'Australie	36
1.2.2 LES ELEMENTS PRINCIPAUX DU CLIMAT DE LA NOUVELLE-CALEDONIE	38
1.2.2.1 Le site de mesures	41
1.2.2.2 Les précipitations	42
1.2.2.3 Les températures	55
1.2.2.4 Le vent	58
1.2.2.5 La durée d'insolation et le rayonnement solaire	61
1.2.2.6 L'humidité relative de l'air	69
1.2.3 LES ILES FIJI	69
1.2.3.1 Les éléments du climat de la région de Nandi	70
1.2.3.2 L'évapotranspiration	75
1.2.4 TAHITI ET MURUROA (POLYNESIE)	75
1.2.4.1 Situations météorologiques	76
1.2.4.2 Les éléments du climat à Faaa et Mururoa	80
1.2.4.3 L'évapotranspiration	83
<b>2 LES METHODES CLIMATOLOGIQUES ET MICROMETEO- ROLOGIQUES UTILISEES POUR LA MESURE ET L'ETUDE DE L'EVAPORATION : DESCRIPTION ET RESULTATS</b>	
2.1. QUELQUES RAPPELS THEORIQUES SUR LES ECHANGES SOL /VEGETATION - ATMOSPHERE DANS LA COUCHE LIMITE	85
2.1.1 LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE	85
2.1.2 L'AIR HUMIDE, QUELQUES DEFINITIONS	86
2.1.2.1 L'air atmosphérique, un mélange de gaz parfaits	86
2.1.2.2 La pression partielle de vapeur saturante	87
2.1.2.3 L'humidité	87
2.1.2.4 La température potentielle	88

2.1.3 LES ECHANGES RADIATIFS : COMPOSANTS DU BILAN RADIATIF	88
2.1.3.1 Les rayonnements de courtes longueurs d'ondes	89
2.1.3.2 L'albedo	90
2.1.3.3 Les rayonnements de grandes longueurs d'ondes	91
2.1.4 LES FLUX ET LE BILAN D'ENERGIE	94
2.1.4.1 Le rayonnement net	95
2.1.4.2 Le flux de chaleur par conduction dans le sol	95
2.1.4.3 Le flux de chaleur par convection dans l'air, rappels sur la stabilité atmosphérique	98
2.1.4.4 La relation flux-profil	101
2.1.4.5 Les paramètres de surface, hauteur de rugosité et hauteur de déplacement du plan de référence	103
2.1.4.6 La résistance aérodynamique, définition et estimation	107
2.1.4.7 La résistance physiologique	109
2.2. LES METHODES BASEES SUR LA MESURE DIRECTE DE L'EVAPORATION OU UTILISANT LES DONNEES DU CLIMAT	112
2.2.1 LES RELATIONS EVAPORATION, CLIMAT ET TYPES DE TEMPS A NOUMEA (NOUVELLE CALEDONIE)	112
2.2.1.1 Dispositif et méthodes de mesures	112
2.2.1.2 Les résultats des mesures d'ETP	116
2.2.1.3 L'ETP et les autres éléments du climat	118
2.2.1.4 Le modèle de Penman et la détermination de l'ETP	138
2.2.1.5 L'évaporation et les types de temps à Nouméa	160
2.2.1.6 L'évaporation en Nouvelle-Calédonie : est-on en état d'advection permanente ?	188
2.2.1.7 Approche simplifiée de l'ETR régionale	209
2.3 ESSAI DE SYNTHESE REGIONALE	217
2.3.1 HOMOGENEITE A GRANDE ECHELLE DE L'EVAPORATION LE LONG DU TROPIQUE SUD ENTRE 155 ° EST ET 145° OUEST	217
2.3.2 HOMOGENEITE A GRANDE ECHELLE DES AUTRES FACTEURS DU CLIMAT	218
2.3.2.1 La température et l'humidité relative de l'air	218
2.3.2.2 Le rayonnement solaire global	219
2.3.2.3 Les précipitations	219
2.3.3 LES FACTEURS D'ARIDITE	221
2.3.4 BILANS HYDROLOGIQUES REGIONAUX	221
2.3.4.1 Le bilan P - ETR - Ru	221
2.3.4.2 Interprétation climatique	222
2.3.4.3 Interprétation hydrologique	223
2.4. LES METHODES MICROMETEOROLOGIQUES OU BASEES SUR LA CONNAISSANCE DU BILAN D'ENERGIE	229
2.4.1 OBJECTIFS	229
2.4.2 LA METHODE DU RAPPORT DE BOWEN	
2.4.2.1 Définition et approximation du rapport de Bowen	230
2.4.2.2 Conditions de l'expérience	232
2.4.2.3 Résultats	233
2.4.3 LA METHODE AERODYNAMIQUE SIMPLIFIEE ET L'UTILISATION DE LA THERMOGRAPHIE INFRA-ROUGE	238
2.4.3.1 La méthode	238
2.4.3.2 L'équipement et le protocole de mesures	238
2.4.3.3 Résultats	239

2.4.4 LA METHODE DES FLUCTUATIONS	250
2.4.4.1 Les équations	250
2.4.4.2 Instrumentation et protocole de mesures	251
2.4.4.3 Résultats	252
2.4.5 TRANSFERT D'ECHELLE : COMPARAISON AVEC LES RESULTATS OBTENUS A PARTIR DE L'EQUIPEMENT AEROPORTE	267
2.4.5.1 L'équipement et la méthode	267
2.4.5.2 Les résultats	268
2.5. AUTRE METHODE : LA METHODE DES DEBITS DE SEVE	269
2.5.1 LA METHODE	270
2.5.2 EQUIPEMENT ET TYPE DE VEGETATION ETUDIEE	272
2.5.3 RESULTATS ET INTEGRATION SPATIALE	272
2.6. DISCUSSIONS	
<b>3. APPROCHE ISOTOPIQUE</b>	
3.1. POURQUOI UTILISER LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU DANS L'ETUDE DES TRANSFERTS SOL - VEGETATION - ATMOSPHERE	281
3.2. UNE PROPRIETE INTERESSANTE DES ISOTOPES STABLES DE L'EAU : LE FRACTIONNEMENT	281
3.2.1 RAPPELS THEORIQUES	
3.2.2 APPLICATIONS	283
3.3. LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS	284
3.4. LES RELATIONS SOL - ATMOSPHERE	286
3.4.1 L'évaporation des sols saturés	287
3.4.2 L'évaporation des sols non saturés	288
3.4.3 Quelques résultats	290
3.5. RELATIONS SOL - VEGETATION	293
3.5.1 Méthodologie	293
3.5.2 Description du site et méthodes	293
3.5.3 Quelques résultats	295
3.5.3.1 Comparaison des compositions isotopiques le long du trajet de la sève et à l'intérieur des tissus végétaux	295
3.5.3.2 Relations $^{18}\text{O}$ - $^2\text{H}$	297
3.5.3.3 Comparaison avec les données physiques du sol : vérification de l'interprétation isotopique	300
3.5.3.4 Discussions	307
3.6. RELATIONS VEGETATION - ATMOSPHERE	307
3.6.1 LA VARIATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'EAU CONTENUE DANS LES FEUILLES ET SON INTERPRETATION	308
3.6.1.1 Les études de base	308

3.6.1.2 Modifications du modèle de Craig et Gordon	310
3.6.1.3 Exemples de cycles journaliers de variation de la composition isotopique de l'eau du feuillage	315
3.6.1.4 Relations $^{18}\text{O}$ - $^2\text{H}$ dans l'eau contenue dans les feuilles soumises à la transpiration	319

#### **4. COUPLAGES METHODES ISOTOPIQUE ET MICROMETEOROLOGIQUE**

<b>4.1. CONDITIONS DE L'EXPERIENCE</b>	<b>329</b>
4.1.1 LE SITE ET LE PERIODE DE MESURES	329
4.1.2 METHODE DE PRELEVEMENT ET INSTRUMENTATION	330
<b>4.2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'EAU D'IRRIGATION ET DE LA VAPEUR D'EAU</b>	<b>331</b>
4.2.1 COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'EAU DE SURFACE	331
4.2.2 COMPOSITION ISOTOPIQUE DE LA VAPEUR D'EAU PRELEVEE	333
<b>4.3. TRANSPORT ATMOSPHERIQUE A L'ECHELLE REGIONALE : INFLUENCE DES CONDITIONS METEOROLOGIQUES A GRANDE ECHELLE SUR LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE LA VAPEUR D'EAU DANS LA COUCHE LIMITE</b>	<b>336</b>
<b>4.4. UTILISATION DES GRADIENTS VERTICAUX DE CONCENTRATION EN ISOTOPES STABLES DE LA VAPEUR D'EAU POUR ESTIMER LA TRANSPIRATION DE LA VEGETATION</b>	<b>340</b>
4.4.1 FORMULATION DE LA RESISTANCE AERODYNAMIQUE DU COUVERT	340
4.4.2 DEPENDANCE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE AVEC LE LOGARITHME DE LA HAUTEUR	341
4.4.3 ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION	342
4.4.4 RESULTATS	344

#### **5. CONCLUSIONS GENERALES**

5.1. LES APPORTS A LA CONNAISSANCE DES CLIMATS	351
5.2. CONTRIBUTIONS METHODOLOGIQUES	352
5.3. QUELS ENSEIGNEMENTS, QUELLES PERSPECTIVES ?	355
BIBLIOGRAPHIE	357
ANNEXES	377
TABLE DES MATIERES	423



ORSTOM Éditeur  
Dépôt légal : mai 1994  
Impression  
ORSTOM BONDY

**L**E TRAVAIL présenté s'intéresse d'abord à l'étude climatique de l'évapotranspiration dans une région située le long du Tropic Sud, de la Polynésie à la côte Est Australienne, centrée sur la Nouvelle-Calédonie. Il est suivi d'une étude méthodologique de l'évaporation en régions semi-arides de l'Australie du Sud.

**L**ES GRANDES ZONES climatiques de l'ensemble de la région étudiée sont déterminées par deux structures atmosphériques dynamiques, la Zone de Convergence Inter Tropicale au Nord et la Ceinture anticyclonique Sub-Tropicale, au Sud. Leurs déplacements périodiques en latitude définissent les climats locaux.

**L'**ÉTUDE CLIMATOLOGIQUE de l'évapotranspiration montre les interactions entre l'évapotranspiration, les bilans énergétiques, les autres éléments du climat et les types de temps rattachés à des situations météorologiques identifiées. Elle met en évidence le rôle de l'advection.

**L'**ÉTUDE MÉTÉOROLOGIQUE réalisée pour différents couverts végétaux, prairie sèche, association forêt claire à eucalyptus - buissons - sol nu, rizière, tente d'effectuer une comparaison entre des méthodes micrométéorologiques classiques et l'utilisation des isotopes naturels stables de l'eau pour suivre les mouvements de l'eau dans le continuum sol - plante - atmosphère.

**U**N ESSAI de synthèse régionale à partir de bilans est proposé.

*Mots-clés*

*Évapotranspiration - Climats du sud-ouest pacifique - Bilans d'énergie - Traçage naturel de l'eau liquide et vapeur - Isotopes stables oxygène 18 et deuterium - Méthodes micrométéorologiques - Débits de sève - Bilans hydrologiques*

**T**HE WORK which is presented here first deals with climatic studies of evapotranspiration along the South Tropic, from Polynesia to the East coast of Australia. It focuses mainly on New-Caledonia. This study is followed by a methodological study of evapotranspiration in semi-arid areas of South Australia.

**C**LIMATES of the whole region of our interest are governed both by the Inter Tropical Convergence Zone to the North and the Anticyclonic Belt to the South. Their periodic latitudinal movements determine the local climates.

**C**LIMATIC STUDIES of evapotranspiration have shown interactions between evapotranspiration, other climatic parameters and types of weather described by some typical meteorological situations, they have shown also evidence of strong advection.

**M**ETHODOLOGICAL STUDIES were carried out for various types of vegetation, dry grasslands, Eucalyptus - bush - bare soils associations, rice fields. They have made an attempt to compare classical micrometeorological methods with the use of natural stable isotopes of water to trace water movements in the soil - plant - atmosphere continuum.

**A**REGIONAL SYNTHESIS has been proposed based on hydrological budgets.

*Key words*

*Evapotranspiration - Climates of South-west Pacific - Energy budgets - Trace analysis of liquid water and vapour - Oxygen 18 and deuterium stable isotopes - Micrometeorological methods - Sap yields - Hydrological budgets*

140F00

ORSTOM Éditions  
213, rue La Fayette  
F-75480 Paris Cedex 10

Diffusion  
72, route d'Aulnay  
F-93143 Bondy Cedex

ISSN : 0767-2888  
ISBN : 2-7099-1192-2

*Photos de couverture :*  
*En haut : îlot coralien dans le sud*  
*de la Nouvelle-Calédonie.*  
*En bas : Ayer's rock en Australie centrale.*

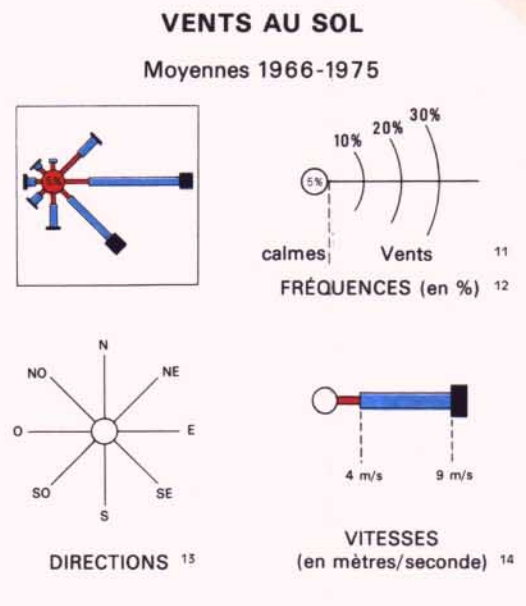
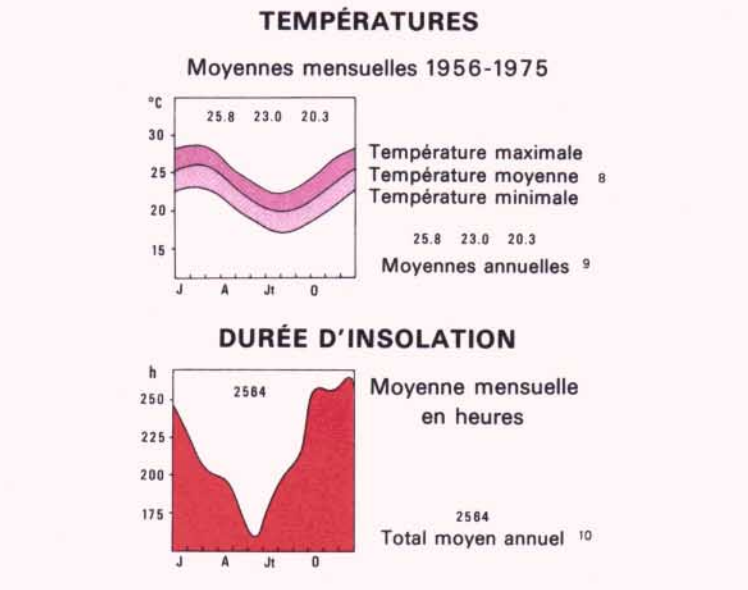
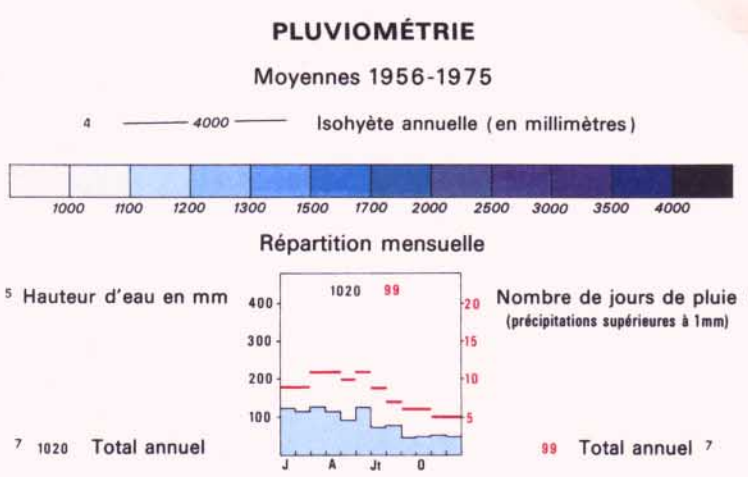
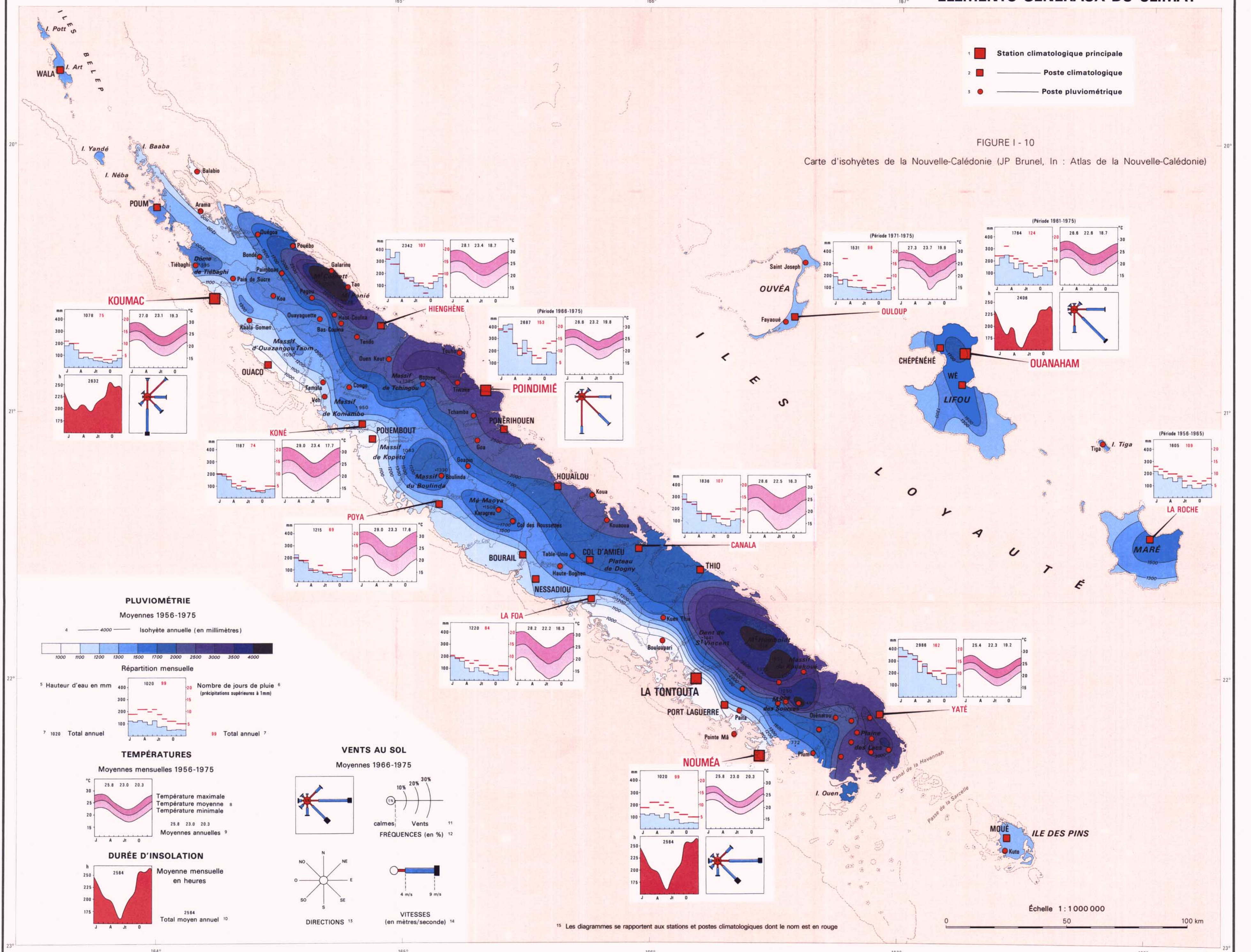
*Clichés : Jean-Pierre Brunel*



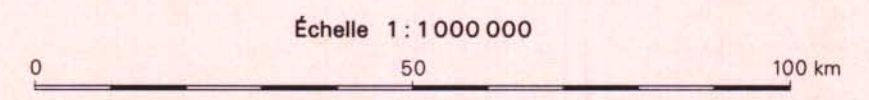
- 1 ■ Station climatologique principale
- 2 ■ Poste climatologique
- 3 ● Poste pluviométrique

FIGURE I - 10

Carte d'isohyètes de la Nouvelle-Calédonie (JP Brunel, In : Atlas de la Nouvelle-Calédonie)



15 Les diagrammes se rapportent aux stations et postes climatologiques dont le nom est en rouge





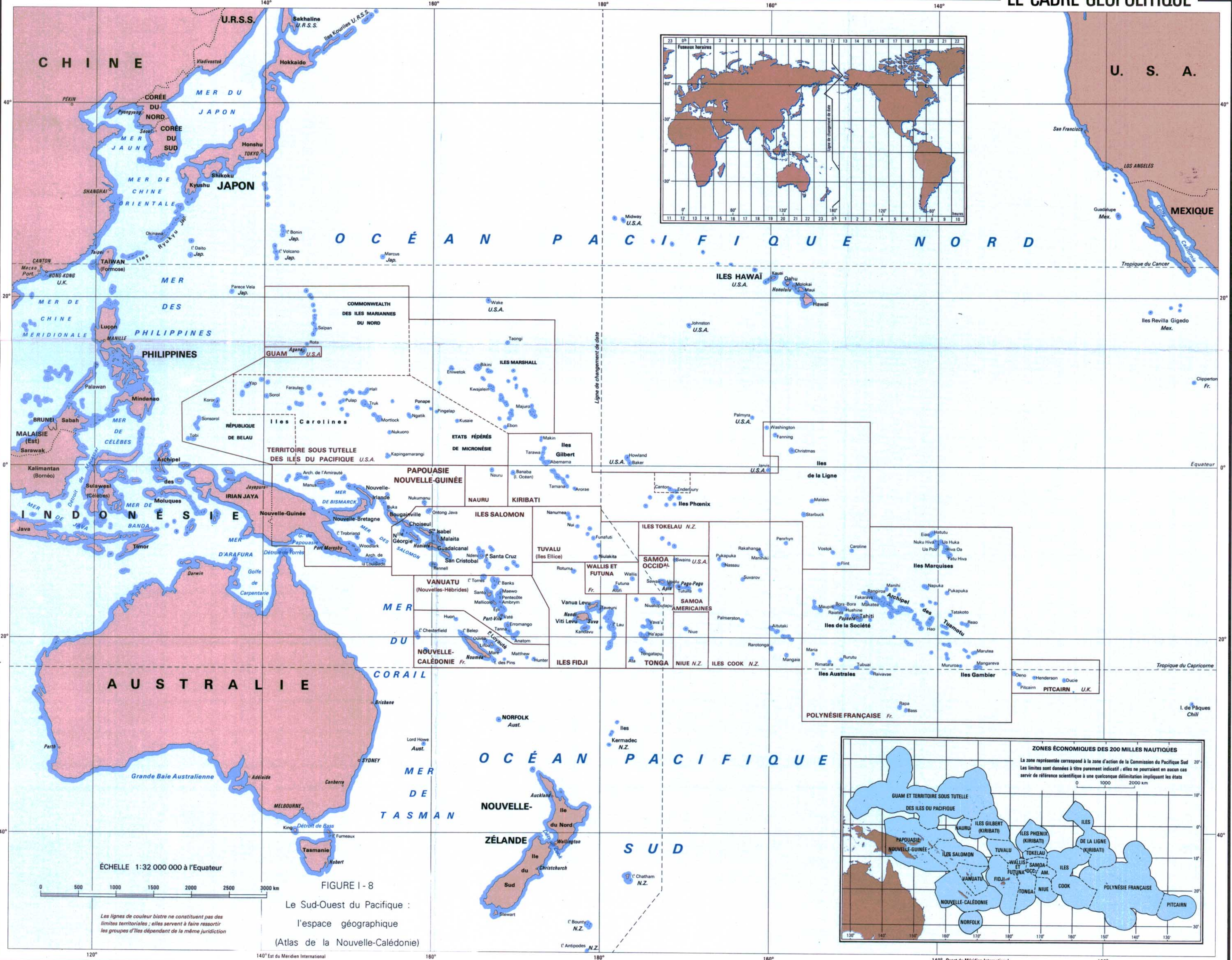


FIGURE I - 8  
 Le Sud-Ouest du Pacifique :  
 l'espace géographique  
 (Atlas de la Nouvelle-Calédonie)

