

**Centre de
Recherches sur les
Communications**

STATISTIQUES SUR LES PLUIES DE FORTE INTENSITÉ AU CANADA

par

B. SEGAL

TK
5102.5
C673F
#1329

IC

Department of
Communications

Ministère des
Communications

RAPPORT DU CRC N° 1329-F

OTTAWA, NOVEMBRE 1979

STATISTIQUES SUR LES PLUIES DE FORTE INTENSITÉ AU CANADA

Industry Canada
Library - Queen
AOUT 27 2012
AUG 27 2012
Industrie Canada
Bibliothèque - Queen

COMMUNICATIONS CANADA
~~C. R. C.~~
LIBRARY - BIBLIOTHÈQUE



Examen du mécanisme des augets basculeurs d'un pluviomètre enregistreur. La surface collectrice de la pluie est déterminée par l'ouverture d'un entonnoir cylindrique que l'on peut voir posé au premier plan. Les données analysées dans ce rapport sont tirées de relevés faits au Canada à l'aide d'un réseau d'instruments de ce type. (La photo est fournie à titre gracieux par le ministère des Pêches et Environnement Canada).

CENTRE DE RECHERCHES SUR LES COMMUNICATIONS

MINISTÈRE DES COMMUNICATIONS
CANADA

STATISTIQUES SUR LES PLUIES DE FORTE INTENSITÉ AU CANADA

par

B. Segal

(Direction de recherche radio et radar)

RAPPORT DU CRC N° 1329-F

Novembre 1979

OTTAWA

ATTENTION

Ces renseignements sont fournis à la condition expresse que les droits de propriété et les droits de brevet soient protégés.

This document is available in English,
(CRC Report No. 1329-E)

U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE

COMMUNICATIONS

STATE OF CALIFORNIA

TK
5102.5
Cl 73P
#1329
c.b

COMMUNICATIONS

PRÉFACE

Au fur et à mesure que la limite supérieure du spectre radio employé dans les communications terrestres, et entre la terre et l'espace, se déplace vers les fréquences les plus hautes, l'ingénieur est confronté sans cesse au besoin de considérer le climat comme un élément important lorsqu'il conçoit les systèmes radio. Parmi ses efforts pour analyser et interpréter les observations météorologiques à long terme, le Centre de recherches sur les communications a mis au point une vaste base des données sur les précipitations à différents endroits dans tout le pays. Un rapport préliminaire présentant la distribution de l'intensité des précipitations à la plupart de ces emplacements a déjà été préparé et distribué parmi les ingénieurs radio (Segal, 1977). La présente monographie est une version plus détaillée du précédent document. L'analyse employée ici comprend un certain nombre d'ajustements et de corrections qui n'étaient pas contenus dans le travail précédent. La représentation graphique a été modifiée afin d'améliorer la résolution des parties à forte intensité des distributions.

De plus, on a essayé de mettre ensemble dans ce volume un bon nombre d'informations météorologiques pertinentes — la plupart d'entre elles provenant de sources autres que la littérature habituelle des ingénieurs radio. Une section, par exemple, est consacrée à une discussion de l'influence de la topographie sur l'intensité des précipitations. La topographie dans certaines parties du pays est suffisamment irrégulière pour nécessiter ou exiger des corrections lorsqu'on interpole entre les stations, ou lorsque l'on généralise les connaissances et les expériences d'un endroit à un autre. Un autre sujet utile pour la conception des systèmes radio à microondes (qui n'a pas été discuté dans ce contexte) est celui des modifications du temps, causées involontairement par l'homme de différentes manières. On a aussi inclus une évaluation critique de quelques observations expérimentales récentes sur les "cellules" de pluie. Ces documents de base devraient permettre à l'ingénieur-concepteur d'évaluer la validité de la plupart des hypothèses concernant divers modèles et méthodes qui sont utilisés pour prédire l'atténuation des microondes par les hydrométéores. Un rapport présentant les résultats des calculs numériques détaillés sur l'atténuation des ondes radio pour une vaste gamme de paramètres de transmission, sera publié bientôt.

Le présent rapport a été préparé pour répondre aux besoins des concepteurs canadiens de systèmes radio et des scientifiques qui cherchent à déduire des modèles de propagation atmosphérique à la fréquence des microondes, à partir des données environnementales dont ils disposent. On pense que ce sont ces deux groupes qui utiliseront le plus le rapport. Toutefois, dans d'autres disciplines comme l'hydrologie, l'agriculture et la protection des milieux, se trouvent beaucoup d'autres bénéficiaires potentiels de statistiques précises sur les pluies intenses. Nous espérons que beaucoup d'entre-eux utiliseront également les résultats ci-inclus. De même, nous souhaitons que ce document soit utile en lui-même et serve aussi de complément logique au volume consacré spécifiquement à l'atténuation des microondes.

Même parmi ceux qui s'occupent de radio, il y a peut-être encore beaucoup à faire. Plusieurs sujets, parce qu'ils représentent des concepts relativement nouveaux en matière de systèmes, n'ont pas été traités avec la même profondeur que d'autres plus prosaïques. Des statistiques supplémentaires sur la variabilité des pluies, par exemple, pourraient être immédiatement produites pour toutes les stations si celles-ci s'avèrent nécessaires un jour.

L'auteur voudrait exprimer sa gratitude au Comité des relais hertziens du Conseil canadien de planification technique de la radio pour l'intérêt continuel qu'il a manifesté pour ces études climatologiques au bénéfice de la radio. Nous devons aussi exprimer notre reconnaissance à M. B.S.V. Cudbird pour l'intérêt qu'il nous a porté en tant que climatologue de profession. Son aide au stade initial du projet a été extrêmement utile. MM. G. Bristow et B. Yorke du Service de l'environnement atmosphérique doivent être remerciées d'avoir assuré une mise sur microfilm de grande qualité (et quantité), des observations originales des précipitations. Sans contredit c'est à Mme Flora Chyurlia que nous devons montrer le plus de gratitude. C'est grâce à sa patience et à son courage, devant une tâche qui apparaissait interminable, que ce travail fut possible. Par son application et son soin à tracer, sans presque aucune aide, des cartes de près de 500 années d'enregistrement des précipitations au Canada, il nous est possible de disposer d'une des plus grandes banques au monde de données sur les précipitations.

B. Segal

Ottawa,
Octobre 1979.

TABLE DES MATIÈRES

PREFACE	v
1. INTRODUCTION	1
2. BASE DES DONNÉES SUR LES PRÉCIPITATIONS	1
Selection des stations	1
Numérisation des diagrammes des pluies	2
Erreurs dans la base de données	4
Erreurs mineures du pluviomètre	4
Non-linéarité du pluviomètre	4
Mauvais alignement du diagramme des pluies	5
Vents	6
Données manquantes	7
Étalonnage du pluviomètre	8
3. INHOMOGÉNÉITÉ DES PLUIES	8
Étude de la structure des précipitations	10
Organisation interne	10
Observations sur la taille des cellules	10
Résumé global	10
Observations de la trajectoire oblique	11
Mesures à un petit angle de site	12
Configuration en surface des pluies	12
Espacement des cellules de pluie	13
Orientation des paires de cellules	14
4. VARIABILITÉ TEMPORELLE	15
Variation inter-annuelle	16
Variation intra-annuelle	18
Conditions régnant le pire mois	18
Méthode de distribution avec majorant	19
Formulation d'une période du retour d'un an	19
Approche du pire mois civil	21
Méthode de la situation annuelle la pire	22
Caractéristiques saisonnières et journalières	23
Tendances climatiques	23
5. RÉGIMES DES PLUIES	25
Classifications à l'échelle du globe	25
Modèle de l'intensité des pluies au Canada	26
6. INFLUENCES MODIFIANT DES PRÉCIPITATIONS	28
Effets dûs au terrain	28
Effets des activités humaines	29
Influences urbaines	29
Influences industrielles	30
7. DISTRIBUTIONS DE L'INTENSITÉ DES PLUIES	31
8. RÉFÉRENCES	32
FIGURES	37

1. INTRODUCTION

Les communications par radio ont de tout temps joui d'une grande place au Canada; pourtant, peu de pays au monde font face à la même diversité dans les conditions de propagation à l'intérieur de leurs frontières. Ce document traite entièrement de la question des pluies intenses et de leur influence potentiellement nuisible sur la propagation des microondes. La Figure 1 montre la probabilité à long terme qu'une grosse chute de pluie produise un affaiblissement de 40 dB ou plus du signal d'une liaison radio par microondes dans la région de Toronto. A partir de la fréquence critique située autour de 8,5 GHz, la probabilité d'atténuation augmente très rapidement sur les quelques GHz qui suivent. Il n'est donc pas surprenant que ceux qui veulent communiquer choisissent, chaque fois que c'est possible, de fonctionner dans les bandes au-dessous de cette fréquence. L'utilisation de ces plus basses fréquences a augmenté rapidement. L'augmentation du nombre d'allocations de licences dans cette gamme a été de l'ordre de 10 à 20% par année pendant la dernière décennie. On peut s'attendre à ce que la combinaison des pressions dues à la surcharge spectrale et aux demandes accrues de service, produise une augmentation nette de l'utilisation du spectre de fréquences au-dessus de 10 GHz, à la fois dans les applications terrestres ou entre la terre et l'espace.

Dans ce pays, un relais-hertzien de microondes à grande portée peut couvrir plus de 4000 km, cinq fuseaux horaires et une variété de régions géographiques et climatiques. L'expérience de propagation obtenue dans une région du pays peut être peu applicable aux conditions qui prévalent à des milliers ou même quelques centaines de kilomètres de là. Le but de ce rapport est donc d'examiner en détail les statistiques des chutes de pluie dans tout le pays, et de voir dans quelle mesure elles affectent la conception et le fonctionnement des systèmes de radio et radar.

2. BASE DES DONNÉES SUR LES PRÉCIPITATIONS

2.1 SÉLECTION DES STATIONS

Ainsi que beaucoup d'autres quantités météorologiques, les chutes de pluie sont régulièrement observées et enregistrées dans de très nombreuses stations éparpillées dans le pays. Dans plusieurs d'entre-elles, on détient des dossiers des précipitations depuis de nombreuses décennies, — dans certains cas, depuis bien plus d'un siècle. En général, cependant, les stations météorologiques ne recueillent que l'accumulation de pluie tombée pendant une période complète de 24 heures. De telles données ne peuvent pas fournir le type de statistiques nécessaires pour évaluer les effets sur la propagation des ondes radio. Heureusement, un plus petit nombre de stations d'observation possèdent des pluviomètres à enregistrement continu à augets basculeurs. Ces pluviomètres sont formés d'un petit ensemble formé de deux augets situés immédiatement au-dessous de l'entonnoir d'un plus grand collecteur de pluie (voir l'illustration du début).

Dans la plupart de ces pluviomètres, la forme et les conditions d'équilibre sont prévues de manière à ce que l'équivalent intégré de 0.01 po (0,254 mm) de pluie sur la surface collectrice remplisse suffisamment l'un des deux augets pour qu'il bascule. A ce moment là, les précipitations commencent à remplir le deuxième auget, pendant que le premier se vide, pour être prêt à continuer à fonctionner. En même temps, le basculement de l'auget déclenche une impulsion électrique qui fait inscrire de manière permanente cette quantité d'eau sur un papier. Les enregistrements sur papier des pluviomètres à augets basculeurs représentent le meilleur moyen possible d'utiliser les données contenues dans les archives du Service de l'environnement atmosphérique du Canada pour fournir aux concepteurs de systèmes à microondes des statistiques valables sur les précipitations.

Le SEA analyse régulièrement ces enregistrements sur papier et en fait des résumés. Ces résumés contiennent l'accumulation mesurée de pluie par heure ainsi que les taux de pluie maximum en 5 minutes, 10 minutes, 15 minutes, etc. Chen (1976) et Lin (1976a) ont utilisé les valeurs publiées des taux de pluie pour des intervalles de 5 à 180 minutes pendant les grosses tempêtes, pour dériver une estimation de la distribution de l'intensité de la pluie pendant 5 min, pour plusieurs stations américaines. Lin (1976b) a aussi utilisé les valeurs maximum annuelles des taux de chutes de pluie en 5, 10 ... 60 min pour établir les distributions propres à un certain nombre de stations où il y a rarement de grosses tempêtes. Dans la présente étude, il a été décidé d'utiliser la meilleure base possible de données ainsi que des modes opératoires sophistiqués de modélisation pour fournir aux ingénieurs canadiens des microondes, des données climatologiques pour la radio nécessaires pour concevoir un système adéquat.

Dans la mesure où on voulait une distribution des taux de pluie complète et cumulative il était nécessaire d'analyser en entier chaque diagramme des pluies plutôt que de s'appuyer sur des résumés ou des petites parties des enregistrements. Les diagrammes des pluviomètres à augets basculeurs ont donc été étudiés directement pour chacun des emplacements indiqués sur la carte de la Figure 2. Plusieurs considérations ont guidé le choix des emplacements. En tout premier lieu, nous voulions couvrir le pays en entier aussi efficacement que possible. Ne sachant pas vraiment à quoi s'attendre, il fallait supposer l'étendue probable des divers régimes pluvieux. La couverture est meilleure dans le sud du pays puisque (a) c'est là où le développement du système terrestre de microondes est le plus susceptible de se produire, (b) la plupart des stations d'observation des pluies se trouvent là, et (c) les endroits dans le nord du Canada ont en général un environnement relativement sec bien que, sous d'autres rapports, il soit rigoureux. On a utilisé beaucoup plus les mesures provenant de la vallée du Saint-Laurent à cause de l'imminence de l'installation d'un système à microondes le long de ce corridor. Près des côtes orientale et occidentale, on a utilisé une densité un peu supérieure de stations car on s'attendait à y trouver des variations rapides dans le caractère des pluies qui soient fonction de la proximité de la mer.

La Section 4 examine la variation statistique de l'intensité des pluies d'année en année et la durée du relevé des données qui est nécessaire pour obtenir un bon estimé de la vraie distribution moyenne. En l'absence d'indications antérieures, on a estimé qu'une période de 10 ans serait suffisante pour la plupart des applications pratiques. Ainsi, dans la majorité des cas, à chaque endroit on a étudié les relevés des pluies de 10 années. Afin d'étudier cette question de la convergence des données, on a analysé les données recueillies pendant des périodes pouvant atteindre 20 ans, à plusieurs stations. Comme cette analyse l'a indiqué par la suite, une période de 10 ans est bien statistiquement représentative.

Dans les emplacements septentrionaux ou aux endroits où les données étaient limitées, on a étudié les relevés qui existaient. Le Tableau 1 donne la liste de tous les lieux étudiés avec le nombre d'années de relevés à chaque endroit. En général la période d'observation va toujours jusqu'en 1972 (compris), quelle que soit la durée des relevés. Pour Gagnon, Moosonee, Poste de la Baleine et Stephenville, l'année 1973 a été ajoutée et pour Central Patricia, on ne disposait d'observations que pour la période allant de 1963 à 1971. Les 47 stations ont fourni en tout 469 années-station de données enregistrées sur les pluies.

2.2 NUMÉRISATION DES DIAGRAMMES DES PLUIES

Pendant le fonctionnement du pluviomètre, chaque basculement de l'auget rempli d'eau est enregistré par un stylet sur un papier. Celui-ci se présente sous forme d'une bande (d'environ 44 mm de hauteur et 364 mm de longueur) enroulée sur un tambour cylindrique. Le tambour accomplit une rotation par jour et une seule bande est remplie en 24 heures(*). Le stylet est actionné par une came contrôlée par un signal déclenché par l'auget basculeur. Lors de chaque basculement (pour une accumulation de 0,254 mm de pluie), le stylet enregistreur se déplace verticalement (vers le haut ou vers le bas) d'environ 0,88 mm jusqu'à ce qu'il atteigne la limite du papier. A ce moment là l'inscription va se faire en sens inverse. La largeur totale du papier représente 50 crans en tout, soit 12,7 mm de pluie.

(*) En fait, le papier a environ 380 mm de long et permet d'enregistrer pendant 25 heures si nécessaire.

TABLEAU 1

Liste des stations enregistrant les pluies avec des pluviomètres à augets basculeurs

	EMPLACEMENT	LAT deg min	LONG deg min	DONNÉES ans
1	Calgary, ALB.	51 06	114 01	10
2	Cambridge Bay, T.N.-O.	69 06	105 07	5
3	Caplan, QUÉBEC	48 06	065 39	9
4	Carmacks, T.Y.	62 06	136 18	10
5	Central Patricia, ONT.	51 30	090 09	9
6	Churchill, MAN.	58 45	094 04	10
7	Comox, C.-B.	49 43	124 54	10
8	Dauphin, MAN.	51 06	100 03	10
9	Edmonton, ALB.	53 34	113 31	10
10	Frédéricton, N.-B.	45 55	066 37	10
11	Gagnon, QUÉBEC	51 57	068 08	9
12	Gander, T.-N.	48 57	054 34	10
13	Geraldton, ONT.	49 41	086 57	10
14	Goose Bay, T.-N.	53 19	060 25	9
15	Halifax, N.-É.	44 38	063 30	18
16	Hope, C.-B.	49 23	121 26	10
17	Kentville, N.-É.	45 04	064 29	10
18	Kingston, ONT.	44 14	076 29	10
19	London, ONT.	43 02	081 09	20
20	Mission, C.-B.	49 09	122 16	10
21	Montréal, QUÉBEC	45 28	073 45	10
22	Moosonee, ONT.	51 16	080 39	6
23	Normandin, QUÉBEC	48 51	072 32	10
24	North Bay, ONT.	46 22	079 25	10
25	Ottawa, ONT.	45 23	075 43	10
26	Post de la Baleine, QUÉBEC	55 17	077 46	5
27	Prince Albert, SASK.	53 13	105 41	10
28	Prince George, C.-B.	53 53	122 40	10
29	Québec, QUÉBEC	46 48	071 23	10
30	Regina, SASK.	50 56	104 40	20
31	Saint John, N.-B.	45 19	065 53	10
32	St. John's, T.-N.	47 37	052 45	10
33	Sault Ste. Marie, ONT.	46 29	084 30	10
34	Sioux Lookout, ONT.	50 07	091 54	10
35	Stephenville, T.-N.	48 32	058 33	7
36	Summerland, C.-B.	49 34	119 39	4
37	Summerside, Î.P.É.	46 26	063 50	9
38	Swift Current, SASK.	50 16	107 44	10
39	Sydney, N.-É.	46 10	060 03	10
40	Toronto, ONT.	43 41	079 38	10
41	Uranium City, SASK.	59 34	108 29	10
42	Val d'Or, QUÉBEC	48 03	077 47	10
43	Vancouver, C.-B.	49 11	123 10	10
44	Watino, ALB.	55 43	117 37	9
45	Weyburn, SASK.	49 40	103 51	10
46	Windsor, ONT.	42 16	082 58	10
47	Winnipeg, MAN.	49 54	097 14	10

A cause de la petite taille des diagrammes des pluies et de celle de chaque cran, il était peu pratique de les compter avec précision sans avoir recours à un procédé optique pour les grossir. Vu le grand nombre de relevés utilisés dans cette étude, le seul moyen pratique était d'utiliser le microfilm comme support de conservation intermédiaire. C'est ainsi que 90 000 diagrammes de pluie ont été microphotographiés sur des pellicules positives à haut contraste de 16 mm avec une réduction au 1/12. Ils ont été ensuite projetés avec une imprimante/lectrice modifiée de microfilm (marque 3M, modèle 500R) avec un facteur de grossissement de 47X. Finalement, chaque diagramme des pluies de 24 heures a donc été étiré jusqu'à plus de 1,4 m de longueur.

Pour pouvoir mesurer, on a remplacé l'écran normal de projection par une plaque carrée à numériser (modèle: Grafacon 1010A, fabriqué par Bolt Beranek et Newman Inc.). Celle-ci est formée d'une plaque de Mylar translucide, contenant un quadrillage rectangulaire de fils. Avec un espacement de 0,01 po entre les fils, les axes verticaux et horizontaux ont chacun 1 024 fils. Des impulsions codées transmises le long de ces fils permettent d'identifier séparément chacune des 2^{20} intersections du quadrillage grâce à un stylet spécial tenu à la main. La Figure 3 montre comment fonctionne la plaque à numériser.

Une fois que les diagrammes d'une station donnée ont été numérisés, assemblés et stockés, les taux de pluies peuvent être synthétisés selon tout traitement statistique, correction d'erreurs, etc. Les sections suivantes exposent quelques-unes de ces manipulations numériques.

2.2.1 Erreurs dans la base de données

Ceux qui ont fait des études sur l'application des données de pluviomètres à l'atténuation des ondes radio ont parfois critiqué la précision obtenue avec le pluviomètre à augets basculeurs. Puisque les pluviomètres n'étaient pas prévus à l'origine pour des applications aussi précises, il n'est pas surprenant de rencontrer des difficultés lorsque les données qu'ils fournissent sont employées sans prêter suffisamment d'attention aux sources possibles d'inexactitude. Le fait demeure toutefois, que les pluviomètres à augets basculeurs ont été, et continueront à être dans un avenir prévisible, la solution la plus pratique pour obtenir, avec une résolution raisonnablement élevée, l'intensité des pluies à divers emplacements. La tâche à laquelle doivent faire face le radioclimatologue et le concepteur de systèmes, est donc d'établir le rapport entre les effets sur la propagation et les statistiques sur les chutes de pluie qui sont observées régulièrement et enregistrées. La plupart des sources importantes d'erreurs sur les enregistrements de pluviomètre, sont décrites ci-dessous.

2.2.1.1 Erreurs mineures du pluviomètre

Des facteurs comme l'accumulation de rosée, l'évaporation de l'eau des augets avant leur basculement et la mouillure des surfaces du pluviomètre, sont parmi les sources d'erreurs les plus fréquemment reconnues. Celles-ci heureusement ne sont importantes que pour des intensités de pluie très basses et nous n'avons pas à nous en préoccuper. Une source possible d'erreurs lorsque l'intensité des pluies est plus élevée, est due à la fragmentation et au rebondissement de grosses gouttes lorsqu'elles frappent le sol. Kurtyka (1953), citant des observations antérieures, a signalé qu'un grand nombre de gouttes rebondissaient à des hauteurs qui pouvaient atteindre plusieurs dizaines de centimètres après leur impact (et leur désintégration en gouttelettes plus petites). Au-dessus du sol nu, on peut s'attendre à ce que les éclaboussures d'un grand nombre de gouttes de pluie atteignent 45 cm ou plus, lorsque l'intensité de la chute de pluie dépasse 10 mm/h. Au Canada les normes d'installation des pluviomètres réclament que l'ouverture du collecteur soit à 12 pouces (30,5 cm) au-dessus de la surface du sol. En présence de vents horizontaux, on peut, s'attendre à une nette augmentation du nombre des gouttes de pluie recueillies dans le pluviomètre. Aucune mesure concernant l'importance de cet effet n'a été signalée; toutefois, il est peu probable que ce soit un facteur important à considérer sauf dans des circonstances très inhabituelles.

2.2.1.2 Non-linéarité du pluviomètre

Parmi les sources d'erreurs qui sont plus faciles à évaluer, plusieurs ont rapport au système d'enregistrement sur papier. Lors d'une étude détaillée des différents éléments constituant l'unité d'enregistrement à stylet utilisée avec le pluviomètre à augets basculeurs, Bourke (1973) a décelé des erreurs à la fois dans la linéarité et la symétrie de la position du stylet, dues aux dimensions finies du galet de came et

du bras sur pivot du stylet. Sans entrer plus dans des détails inutiles, il suffit de souligner qu'à l'exception des points de retour sur le diagramme, la trace de stylet est déplacée légèrement par rapport à la position qu'elle devrait avoir. De plus sa déviation dépend de la direction du déplacement du stylet. La Figure 4 illustre les déviations observées dans l'unité d'enregistrement à augets basculeurs pendant que le stylet se déplace vers le haut ou vers le bas du diagramme, au cours d'un cycle complet. Le trait le plus prononcé est l'asymétrie dans la position du stylet, c'est-à-dire que le stylet n'est pas au même niveau pour "n" crans en montant et "n" crans en descendant; l'erreur étant plus grande dans la moitié descendante du cycle. Bien que la déviation absolue dans la lecture du diagramme, provenant de cette caractéristique, soit toujours inférieure à 2%, le changement dans la pente de la courbe dans la moitié descendante du cycle représente une erreur périodique d'environ $\pm 5,5\%$ dans l'intensité de la pluie. Ce n'est pas une erreur négligeable; cependant, comme elle n'est pas cumulative et qu'elle est inférieure à celle due à plusieurs autres facteurs, aucune mesure n'a été prise pour la corriger.

2.2.1.3 Mauvais alignement du diagramme des pluies

Une autre source potentielle d'erreurs liée au processus d'enregistrement provient du mauvais alignement occasionnel du diagramme par rapport au stylet enregistreur. Normalement le papier du diagramme est monté sur un tambour cylindrique qui tourne sur son axe de symétrie. Si le papier est monté de manière que les deux extrémités soient déplacées verticalement l'une par rapport à l'autre, la trace du stylet (en l'absence de pluie) sera inclinée par rapport à l'axe horizontal du papier. Par contre, si le papier est monté de travers ou si le tambour tourne avec un léger vacillement, le stylet tracera une ligne cosinusoidale de petite amplitude. Bien que ceci se produise rarement, les deux types de mauvais alignement ont été observés régulièrement à certaines stations. La Figure 5 montre un exemple d'une heure de pluie enregistrée sur un papier légèrement aligné. Dans la mesure où l'intensité de la chute de pluie est tirée de la pente de la ligne tracée par le stylet, ce type de distorsion du diagramme peut entraîner des erreurs dans la distribution de l'intensité.

Si pour plus de simplicité analytique, nous négligeons la courbure de la coordonnée des pluies, il s'ensuit que pour les dimensions physiques du diagramme des pluies de 24 heures, l'intensité des pluies, R , et la pente, θ du tracé lissé sont liés par la relation

$$R_{\text{mm/h}} = 4.3683 \tan \theta \quad (1)$$

D'où

$$\frac{dR}{d\theta_{\text{rad}}} = 4.3683 \sec^2 \theta \quad (2a)$$

$$= 4.3683 + 0.22892 R^2_{\text{mm/h}} \quad (2b)$$

ou

$$\frac{dR}{d\theta_{\text{deg}}} = 7.6241 \times 10^{-2} + 3.9954 \times 10^{-3} R^2 \quad (3)$$

Où peut considérer que l'expression (3) correspond à l'erreur de mesure de l'intensité des chutes de pluie, par degré de mauvais alignement du diagramme, par rapport au taux vrai de R mm/h.

La valeur minimale de cette erreur est d'environ 3,5% par degré quand $R \sim 4,4$ mm/h, mais au-delà de 15 mm/h, l'erreur peut être prise comme

$$\epsilon = 0.4R \text{ pourcent/deg} \quad (4)$$

C'est-à-dire, si $R = 50$ mm/h un degré de mauvais alignement produirait une erreur de 20%. Heureusement, les erreurs de ce type atteignent rarement cette importance. Quand il y en a, les erreurs sont normalement de 1/2 à 3/4 degré.

Ce résultat peut être exprimé un peu différemment en substituant (1) dans (3). Donc,

$$\epsilon_{\%} = 100 \times \frac{1}{R} \frac{dR}{d\theta_{\text{deg}}} = 3.490 \operatorname{cosec} 2\theta \quad (5)$$

La Figure 6 illustre la répercussion du mauvais alignement du diagramme sur la pente. Nous voyons que l'erreur sur l'intensité des pluies est petite pour des tracés sur le diagramme inclinés à moins de 75 à 80 degrés par rapport à l'axe horizontal. Pendant les périodes de pluie intense, (par exemple, près de 1740 heures dans la Figure 5), l'erreur peut toutefois devenir sérieuse, et il faut prendre soin pendant le processus de numérisation de compenser cet effet en surimposant un nouvel ensemble d'axes sur l'image projetée du tracé de la pluie.

2.2.1.4 Vents

Le vent représente une des principales sources d'erreurs dans la mesure des précipitations au moyen des pluviomètres traditionnels. Les champs de vent normaux à grande échelle et tridimensionnels, associés aux orages convectifs forment une partie intégrante du processus de précipitation et, ne contribuent pas, en eux-mêmes, de manière importante aux erreurs dans les mesures des chutes de pluie à la surface, ou dans l'application de celles-ci aux prévisions de l'atténuation des ondes radio (au moins en ce qui concerne les liaisons terrestres). Ce qui nous préoccupe, ce sont plutôt les vents soufflant dans le voisinage immédiat du pluviomètre, dans la mesure où ils peuvent modifier sérieusement son fonctionnement.

On peut considérer que le pluviomètre standard à augets basculeurs représente un obstacle cylindrique, d'environ 25 cm par 30 cm, au libre mouvement de l'air près du sol. Quand les vents sont déviés autour et au-dessus du pluviomètre, un courant ascendant se produit au-dessus de l'orifice et tend à soulever quelques-unes des gouttes et donc à réduire la quantité d'eau recueillie. De plus, la compression des lignes de courant s'écoulant au-dessus du pluviomètre a pour résultat l'augmentation de la composante horizontale de la vitesse du vent qui transporte les gouttes de pluie au-delà de l'orifice du pluviomètre, diminuant encore la quantité de précipitations enregistrée par le pluviomètre. Les courbes de la Figure 7 représentent l'efficacité moyenne des pluviomètres en fonction de la vitesse du vent, d'après un certain nombre d'observations expérimentales (Wilson, 1954). Il serait difficile d'établir une relation précise entre la vitesse moyenne du vent dans un lieu donné et l'intensité de la pluie pendant un orage afin de pouvoir corriger de telles erreurs du pluviomètre. Toutefois nous pouvons voir que beaucoup d'eau peut ne pas pénétrer dans le pluviomètre en présence de grands vents. Cet effet est considérablement plus important pour la neige que pour la pluie parce que ces hydrométéores étant plus légers et ayant une vitesse de chute verticale inférieure, sont plus facilement déplacés par le vent. Black (1954) a mené une étude précise des précipitations à Barrow, en Alaska. Différentes preuves ont permis de conclure que, pendant l'hiver, la chute de neige était de deux à quatre fois supérieure à celle qui était enregistrée au moyen du pluviomètre standard américain. Les vents à Barrow étaient en moyenne de 20 à 25 km/h. Pendant les orages, ils dépassaient fréquemment 50 ou 60 km/h. Les résultats à Barrow correspondent donc aux observations présentées dans la Figure 7.

Bien que les vents soufflant à des latitudes plus basses soient généralement moins forts que ceux de Barrow, il est clair que, parfois, les mesures faites avec le pluviomètre standard sous-estiment sérieusement l'intensité réelle des précipitations. James (1964), par exemple, a noté une différence de 10% entre la pluie recueillie sur le côté au vent d'une colline légèrement en pente, par rapport au côté sous le vent. On a aussi remarqué que cette différence augmentait avec la vitesse du vent.

Heureusement, l'importance de cette erreur induite du pluviomètre est probablement un peu plus petite au Canada que dans beaucoup d'autres pays ayant des conditions de vent semblables. Il est bien connu que la vitesse des faibles vents augmente avec l'altitude. Le gradient vertical de vitesse peut être écrit sous la forme (Haltiner et Martin, 1957)

$$\frac{du}{dz} = az^{-\beta} \quad (6)$$

où α est un paramètre combinant à la fois les facteurs de rugosité du sol et de rudesse du temps, et β est essentiellement une fonction du taux de décroissance de la température. En présence de conditions instables (superadiabatiques), on a $\beta > 1$, tandis que $\beta < 1$ pendant les périodes stables (inversions de température). En présence d'un équilibre neutre, $\beta = 1$ et la vitesse augmente logarithmiquement avec la hauteur. Les normes de fonctionnement au Canada requièrent que l'ouverture du pluviomètre se trouve à 30,5 cm (12 pouces) du sol. D'autres pays placent l'ouverture de leur pluviomètre jusqu'à 2 mètres au-dessus de la surface. Aux États-Unis, le pluviomètre standard est placé à environ 79 cm (31 pouces) du sol, mais l'utilisation d'un écran d'Alter réduit l'effet de l'accroissement de la vitesse du vent par rapport à celle qu'elle serait plus bas (Sanderson, 1975).

L'effet du vent sur la quantité d'eau recueillie par le pluviomètre est naturellement supérieur lorsqu'il y a de la bruine ou des pluies légères parce que les gouttelettes sont petites et tombent avec une vitesse terminale relativement basse. Les gouttes les plus lourdes qui contribuent de manière importante aux averses d'orage sont moins facilement déplacées par les changements de vitesse du vent au voisinage du pluviomètre. Donc on ne s'attendra pas nécessairement à ce que l'erreur relative dans les mesures du pluviomètre augmente avec l'intensité de l'orage en dépit de l'augmentation des vents qui les accompagnent généralement. On estime que les vents de surface occasionnent une erreur de -5% à -15% dans des conditions moyennes d'orage.

2.2.1.5 Données manquantes

Dans beaucoup de stations étudiées on trouve des périodes de durée variable pendant lesquelles les données normales sur les pluies manquent, pour une raison pour un autre. Si ces cas sont simplement négligés, il y a une possibilité certaine d'incorporation d'erreurs étrangères dans les différentes distributions statistiques. Afin de réduire ces erreurs, des efforts ont été faits pour identifier de tels intervalles et pour les compenser, là où c'est possible, d'une manière judicieuse.

Les périodes de données manquantes de mauvaise qualité peuvent être divisées en plusieurs catégories. La première de celles-ci, comprend les intermèdes relativement brefs — variant de quelques minutes à plusieurs jours — pendant lesquels il y avait un mauvais fonctionnement de l'équipement. Fréquemment, il n'y avait simplement pas de diagrammes disponibles pendant cette période. L'examen des autres résumés sur les pluies indiquent si ces périodes peuvent être négligées ou si elles contenaient une grande partie des précipitations de ce mois là. Dans au moins un des cas, on a jugé préférable de négliger les diagrammes des pluies pour ce mois particulier et de compenser d'une manière qu'on décrira ci-dessous. Lorsque la qualité des diagrammes a souffert à cause de problèmes dus à l'inscription ou à l'encrage, on a fait des efforts pour reconstruire ou pour corriger les parties les plus importantes de l'enregistrement.

Une seconde cause d'interruption dans les données est plus insidieuse puisqu'elle risque de se produire pendant les plus grosses pluies. Ces dernières sont particulièrement intéressantes parce qu'elles sont rares et qu'elles sont importantes dans l'estimation des conditions de propagation des ondes radio. Malheureusement, ces événements sont fréquemment accompagnés, quel que soit l'endroit, par les plus grands vents. Les pannes d'électricité qui en résultent parfois peuvent entraîner la perte d'électricité du pluviomètre pour un pourcentage disproportionnellement important des pluies de forte intensité (voir Figure 8). Il est inutile de dire qu'il n'y a aucun moyen de retrouver l'histoire des précipitations pendant de telles périodes. (On peut se consoler un peu en pensant que beaucoup de nos voies de communications sont aussi interrompues pendant ces périodes à cause des mêmes pannes d'électricité!)

Parfois, des diagrammes de pluie manquaient simplement aux archives de SEA, bien que les dossiers indiquaient que des précipitations avaient eu lieu pendant ce temps. Au Canada, il arrive fréquemment, en hiver, que les pluies ne soient pas enregistrées. C'est ce qui se produit à moins que le pluviomètre à augets basculeurs ne soit équipé d'un chauffage spécial, car on le retire du service quand les températures atteignent le point de congélation. Au cours des années, les pluviomètres de différents endroits n'ont pas été utilisés pendant différentes périodes de temps. Il en résulte que les enregistrements disponibles pour être analysés sont rarement complets pour la totalité de la décennie étudiée. Par exemple, pendant les 10 années d'enregistrement étudiées, à l'aéroport international de Toronto, on ne possède, en fait, que des données pour 5,6,8,

10,10,10,10,10,10,10,10 et 7 ans pour les mois de janvier à décembre, respectivement. Généralement, les stations des emplacements les plus éloignés tendent à avoir un plus grand nombre de mois sans données, au moins pendant l'hiver. Pour traiter ce problème nous avons appliqué à l'accumulation de pluie de chaque mois, un facteur de correction inversement proportionnel au nombre de fois que ce mois calendrier apparaissait dans les enregistrements. Heureusement, pour chacune des stations étudiées, les relevés faits pendant la saison des fortes pluies étaient assez complets, de sorte que cette correction n'a eu qu'un effet global relativement faible.

Pour 26 des 47 stations étudiées, les données manquaient complètement pour un ou plusieurs mois (c'est-à-dire que seulement 21 stations avaient une couverture complète de 12 mois, au moins à quelques reprises). D'autres enregistrements climatologiques sont toutefois disponibles. Ils ont été pris à partir d'observations faites avec des pluviomètres standards à accumulation (non enregistreurs) plutôt qu'avec des pluviomètres à augets basculeurs. A partir de ces enregistrements, il a été possible d'estimer la quantité de pluie tombée pendant la période pour laquelle on ne disposait pas de données provenant des pluviomètres à augets basculeurs. Pour les 26 stations concernées, la fraction de pluie totale annuelle qui manquait variait largement. A Kentville (N.-É.), 23,6% des pluies moyennes annuelles ont lieu pendant les mois de décembre à mars, pour lesquels on ne disposait pas d'enregistrements. En général, la quantité qui manquait était de loin inférieure à cela, et atteignait en moyenne 5% pour les 26 endroits concernés. Il n'y avait que trois autres emplacements [Caplan (Québec), Carmacks (T.Y.) et Central Patricia (Ont.)] qui avaient une perte de données supérieure à 10% due au non fonctionnement des pluviomètres pendant l'hiver.

Pour compenser ces données manquantes, un facteur d'ajustement a été appliqué aux pluies ayant lieu pendant le mois soit immédiatement avant soit immédiatement après l'intervalle manquant. L'importance de ce facteur a été calculée de manière à augmenter le total observé des précipitations de la quantité jugée manquante, à partir des moyennes climatologiques à long terme.

2.2.2 Étalonnage du pluviomètre

Le pluviomètre à augets basculeurs utilisé de nos jours descend d'une longue lignée d'instruments météorologiques(*). Au cours des années, il a évolué avec succès pour devenir le principal instrument utilisé dans le monde entier pour mesurer l'intensité des pluies. Les applications météorologiques cependant ne nécessitent pas en général des observations aussi fréquentes et aussi précises que les prévisions radio-climatologiques. De même qu'aucune observation expérimentale ne serait relevée sans s'assurer de l'étalonnage de l'équipement associé, nous devons aussi considérer la précision des mesures prises par le pluviomètre dans toutes les circonstances si l'on veut exploiter au maximum les enregistrements. Dans les paragraphes précédents, on a discuté d'un certain nombre d'erreurs reliées aux mesures de la pluie. Nous allons considérer maintenant le mécanisme de l'auget basculeur lui-même.

Bien que le basculement de l'auget soit une opération assez simple et rapide, c'est un processus purement mécanique qui peut être influencé par des facteurs comme l'inertie de l'auget, le rebondissement et la friction sur les pivots. Un auget ne remplace pas instantanément un autre au-dessous de l'entonnoir. Lorsque les pluies sont de très grande intensité, une petite quantité peut être perdue de cette manière. Il y a aussi une certaine quantité d'eau qui éclaboussera et coulera par dessus le bord des augets eux-mêmes lorsque le remplissage est rapide. En pratique, on tient compte des inexactitudes des pluviomètres à augets basculeurs en appliquant un facteur de correction quotidienne, calculé par comparaison avec un pluviomètre standard (24 heures) du SEA. Ces facteurs varient de jour en jour, probablement en fonction des différences d'intensité de la pluie.

Le Service de l'environnement atmosphérique a vérifié à plusieurs reprises l'étalonnage du pluviomètre à augets basculeurs (Bourke, 1963). Après installation selon la méthode standard, on a mesuré la réaction du pluviomètre, en libérant soigneusement des quantités connues d'eau pour simuler différentes intensités (constantes) de pluie. La Figure 9 résume les résultats de différents essais à des intensités pouvant atteindre 330

(*) Kurtyka (1953) attribue les premiers pluviomètres enregistreurs à augets basculeurs à Sir Christopher Wren en 1662. L'utilisation de l'actuel pluviomètre à augets basculeurs remonterait à 1829.

mm/h. Nous voyons que l'erreur n'est pas négligeable pour des chutes de pluie dépassant quelques dizaines de mm/h. L'erreur semble se stabiliser près de -9% pour une bonne plage de (fortes) intensités de pluie avant d'augmenter de nouveau lorsque les intensités dépassent les valeurs normales. Comme on peut le voir, la courbe adoptée dans cette étude est formée de trois segments de second degré, analytiquement continus. La pente de la courbe d'erreur a été un peu atténuée au-delà de 300 mm/h car il est peu probable que les erreurs continuent à augmenter aussi vite que le suggère la portion finale de l'étalonnage expérimental. Nous avons donc choisi une tendance intermédiaire entre l'étalonnage expérimental et la courbe du bureau météorologique des États-Unis. Les intensités très basses montrent une tendance quelque peu incertaine, les résultats expérimentaux étant de plus en plus dispersés. On a extrapolé l'extrémité de la courbe des erreurs de manière à ce qu'elle s'achève doucement à $+2\%$, cette partie de la courbe étant peu importante pour notre étude. Un facteur de correction correspondant à l'inverse de la courbe d'erreur indiquée à la Figure 9, a été appliqué à toutes les données sur l'intensité des pluies étudiées ici.

3. INHOMOGÉNÉITÉ DES PLUIES

Bien que les précipitations puissent s'étendre sur des milliers de kilomètres, les pluies d'orage sont plus souvent disséminées et locales. Cette localisation a donné naissance au terme "cellule de pluie" lié au processus des précipitations. La signification de ce terme et l'interprétation qu'on peut lui donner dépendent dans une très grande mesure de la nature et de l'intensité des conditions atmosphériques prédominantes. Le but de cette section est de traiter de certaines nuances implicites dans toute discussion sur les propriétés des cellules de pluie et de quelques-unes des incertitudes concomitantes à leur application.

En l'absence de fortes turbulences ou forces de cisaillement externes, une couche fluide mince et instable tend à prendre une configuration régulière composée de petits éléments convectifs connus sous le terme de "cellules Bénard" (Sutton, 1953). Des cumulus de beau temps présentent fréquemment une configuration qui suggère ce type de développement des cellules dans l'atmosphère. Ces configurations peuvent parfois couvrir de très grandes zones de la surface terrestre (Byers, 1965; Krishnamurti, 1975). Dans les conditions météorologiques dynamiques plus complexes que l'on rencontre pendant les précipitations, le terme "cellule" est utilisé de différentes manières, fréquemment sans pouvoir lui appliquer une définition très précise et objective. Peut-être que le cas le plus simple où les précipitations peuvent être associées à une structure atmosphérique distincte, est celui de la "cellule génératrice" (Marshall, 1953; Wexler et Atlas 1959). Elles sont typiques des formations nuageuses stratiformes et résultent du soulèvement, au-dessus du niveau de congélation, d'une couche peu épaisse d'air potentiellement instable, associée à un front chaud qui avance ou à une dépression occlusée d'air chaud. Les cellules génératrices sont relativement minces (environ 1 kilomètre d'épaisseur) et s'étendent sur plusieurs kilomètres horizontalement; elles donnent des précipitations au sol de légères à modérées.

Avec les cellules dites "convectives" les précipitations peuvent aussi avoir leur origine à l'intérieur d'un élément turbulent autonome plus ou moins identifiable. Ces structures verticales, qui se développent en conjonction avec les formations à gros cumulus, sont plus épaisses que les cellules génératrices et présentent un plus grand intérêt pour l'ingénieur radio. Les cellules convectives typiques s'étendent jusqu'à des altitudes de 6 à 10 kilomètres et peuvent atteindre bien plus de 12 kilomètres dans le cas de fronts ou de lignes de grains préfrontales de forte intensité (Crowne, 1971).

Les chutes de pluie totales observées à un endroit ont inévitablement aussi une origine non-cellulaire. Houze (1973), par exemple, a montré que 74% au plus des précipitations mensuelles observées à un endroit situé en Nouvelle-Angleterre étaient cellulaires (seulement 31% pendant le mois où on a enregistré le plus de précipitations). Pour un autre endroit, situé sur la côte occidentale, la contribution mensuelle maximale résultant des précipitations d'origine cellulaire, était seulement de 25%. Les précipitations les plus intenses cependant ont presque toujours leur origine dans des cellules de type convectif, bien que ces centres de pluie intense puissent faire partie de zones beaucoup plus grandes de précipitations de type non-cellulaire.

On a ainsi estimé à la fois la distribution des pluies et de l'atténuation des précipitations à partir de propriétés présumées des cellules de pluie (Lefrançois, 1971; Misme et Fimbel, 1975). De telles prévisions bien sûr, sont plus valables si elles sont basées sur des statistiques des pluies très détaillées et exactes comme celles qui sont fournies ici. Toutefois, une bonne compréhension de la structure spatiale à petite échelle des pluies reste un sujet extrêmement important, puisque la séparation et l'orientation des stations dans un système radio entre des sites divers, qu'elles soient terrestres ou entre la terre et l'espace, sont basées idéalement sur les caractéristiques connues de l'inhomogénéité des précipitations d'une région donnée.

3.1 ÉTUDE DE LA STRUCTURE DES PRÉCIPITATIONS

L'introduction des radars météo a joué un rôle important à la compréhension élémentaire de la physique des nuages et de la météorologie des orages. Pour les longueurs d'onde qui sont grandes en comparaison du diamètre des gouttes de pluie, l'énergie électromagnétique incidente sera dispersée par les particules d'eau de façon à peu près indépendante de la fréquence. L'importance du signal retourné sera déterminée par les caractéristiques du radar, la distance des particules disséminées, et le nombre et la distribution en taille des gouttes de pluie. Bien que cette dernière varie considérablement pour différents types de pluie et d'une précipitation à une autre, nous pouvons, pour la discussion actuelle, évaluer approximativement le facteur de réflectivité du radar par relation

$$Z(\text{mm}^6/\text{m}^3) = 200 R^{1.6}(\text{mm/h}) \quad (7)$$

L'intensité observée de l'écho-radar permet ainsi de cartographier l'intensité équivalente des précipitations en trois dimensions. Les résultats sont généralement établis en termes de force du signal reçu ($\text{dBZ} = 10 \log Z$) par rapport à celui qui pourrait être produit par un assemblage de gouttes de diamètre uniforme de 1 mm ayant une densité spatiale moyenne d'une goutte par mètre cube. La Figure 10 montre comment ce facteur varie avec R. L'écho observé est extrêmement sensible — au moins dans la région des fortes intensités — à l'intensité effective des pluies. Une erreur d'étalonnage de seulement quelques dB correspondrait à une erreur très importante de l'intensité équivalente de précipitations, particulièrement dans la zone dont on se préoccupe le plus pour les prédictions de propagation des ondes radio.

3.1.1 Organisation interne

De nombreuses études par radar ont été entreprises sur la structure et le mouvement des pluies d'orage. Dans une étude en profondeur de la composition structurale des précipitations, Austin et Houze (1972) ont analysé la configuration de base des pluies d'un certain nombre de gros orages traversant la région de Nouvelle-Angleterre aux États-Unis. Parmi les nombreuses classifications de base de la taille des phénomènes météorologiques, ils ont pu détecter une tendance vers des sous-tailles privilégiées, les précipitations dans chaque groupe de taille montrant des attributs particuliers (par exemple, persistance, intensité, mouvement) et chaque structure à son tour contenant des éléments de la catégorie immédiatement inférieure (Austin, 1973). Les résultats de base sont résumés au Tableau 2. Les cellules, définies ici comme de petits échos radar intenses, et qui sont censées représenter des éléments convectifs individuels de cumulus, étaient presque toujours observées à l'intérieur de petites zones à moyenne échelle (jusqu'à 10 cellules pour une PZME), alors qu'on trouve généralement de 3 à 6 PZME dans chaque GZME. La colonne qui donne la liste des diamètres équivalents a été obtenue en supposant que les sections transversales étaient circulaires.

3.2 OBSERVATIONS SUR LA TAILLE DES CELLULES

3.2.1 Résumé global

La Figure 11 illustre un des modèles de tailles de cellules de pluie utilisé le plus fréquemment dans les applications à la propagation des ondes radio, c'est celui qui a été adopté par le Comité consultatif international de radiocommunications (CCIR, 1975). La courbe résume des mesures indépendantes faites de

la Figure 11 et qu'elles se trouvent entre celles des cellules et des PZME du Tableau 2. Même si Austin et Houze (1972) ont été incapables de résoudre convenablement l'extension horizontale de beaucoup de cellules de pluie dans leur étude, ils ont remarqué néanmoins une relation directe entre l'intensité des chutes de pluie d'une cellule et ses dimensions globales. Altman (1973) a également présenté des données qui suggèrent que la zone de la cellule de pluie augmente comme le logarithme de la réflectivité du coeur de la cellule.

3.2.3 Mesures à un petit angle de site

L'étude détaillée entreprise pendant l'été de 1973 à Wallops Island, Va. est une autre étude, faite par radar, des cellules de pluie (Katz, 1975, 1976; Konrad et Kropfli, 1975). Dans ce cas, un radar de 10 cm a été attaché à une antenne de 60 pieds de diamètre, pour produire un faisceau ayant une résolution angulaire de 0,4 degré, que l'on peut comparer à celui de l'étude d'Ottawa qui avait près de six fois la même largeur. Il a été possible de faire un balayage azimuthal jusqu'à un angle aussi bas que 0,5 degré, ce qui a permis le sondage des cellules de pluie proches du sol, même très loin. Le soin apporté à l'étalonnage de l'équipement a permis des données finales ayant une précision estimée supérieure à 2 dB sur une portée dynamique de 90 dB. Le changement de fréquence du transmetteur entre les pulsations successives garantit l'obtention d'une moyenne statistiquement fiable pour chacune des 1141 cellules discontinues qui ont été analysées.

L'étendue dans l'espace des cellules de pluie était un peu arbitrairement, bien qu'uniformément définie par le contour qui avait une réflectivité de 10 dB au-dessous de la valeur maximale observée dans la cellule. La Figure 13 présente quelques uns des résultats de cette étude pour toutes les cellules observées au-dessous de la couche de congélation atmosphérique (approximativement 4 km d'altitude). La courbe semble combiner quelques unes des caractéristiques à la fois des Figures 11 et 12, mais le résultat net est que le diamètre diminue au fur et à mesure que l'intensité augmente après une brève inflexion. La taille de la cellule médiane pour toute la population varie d'approximativement 5,3 km (diamètre équivalent) près de la surface, à 5,0 km à 3 km d'altitude. Alors qu'on a choisi dans cette étude de donner une définition claire et objective de la limite de la cellule, cette dernière peut ne pas avoir de rapport très étroit avec d'autres dimensions significatives en météorologie. A cause de la non-linéarité notée dans la Figure 10, l'intensité de la pluie à la limite présumée de la cellule de 60 dBZ, par exemple, excède de manière importante celle en plein centre d'une cellule de 40 dBZ. Cette dernière produirait certainement d'importantes pluies à des distances considérablement plus grandes que celles suggérées par la Figure 13. D'un autre côté, ce sont seulement les cellules les plus intenses représentées dans la Figure 13 qui montrent des diamètres aussi petits que ceux que l'on voit dans la Figure 11.

3.2.4 Configuration en surface des pluies

Naturellement il est aussi possible d'étudier la configuration en surface des pluies directement sans utiliser des sondes radar. Ainsi, une cellule de pluie peut être définie au moyen d'une courbe (par exemple une isohyète bien choisie) en fermant une zone d'importantes précipitations. La configuration détaillée des pluies serait observée au sol au moyen d'un réseau dense de pluviomètres. En principe, de telles observations pourraient être bien plus valides pour l'étude de la propagation terrestre des ondes radio que les écho-radars sur les gouttes d'eau en altitude.

Huff (1973) a présenté les résultats d'une étude hydrologique faite sur plus de 1400 "cellules" de pluie observées à Saint-Louis, Missouri. La Figure 14 illustre les propriétés de ces cellules pendant leur intervalle de 5 minutes le plus intense. Il y a deux points importants à noter. D'abord, la taille de la cellule observée augmente dans les Figures 11 et 13. Deuxièmement, les diamètres équivalents des cellules sont considérablement plus grands que ceux qui ont été discutés ci-dessus. Alors que ce résultat est inévitable à cause de l'espacement questions en rapport avec l'interprétation des observations, il soulève de graves structures correspondent mieux aux PZME d'Austin qu'aux cellules fondamentales de pluie en altitude, telles que celles détectées lors des études au radar décrites précédemment.

Parce que les orages de pluie se déplacent à une vitesse considérable, il est possible d'obtenir un aperçu de la structure interne en observant la configuration de la pluie à partir d'un point fixé à la surface lorsqu'un orage passe au-dessus. La complexité de définir et de résumer les cellules de pluie est illustré dans la Figure 15 qui contient trois exemples d'intensités de pluie, variables avec le temps, telles qu'elles ont été enregistrées et synthétisées avec une résolution d'une minute. Des variations très semblables dans l'intensité des pluies ont été signalées en utilisant des pluviomètres à réponse rapide ayant un temps de résolution de plusieurs secondes (Hogg, 1968; Bodtmann et Ruthroff, 1974).

La Figure 15(a) qui montre ce qu'on peut considérer comme un exemple "parfait" de précipitation intense provenant d'une cellule de pluie isolée, est un enregistrement d'averse de printemps à Ottawa. Après avoir atteint un maximum d'environ 200 mm/h, cette averse s'est terminée en quelques minutes, bien qu'elle ait été suivie plusieurs heures après par une autre plus petite. Dans la Figure 15(b) nous avons encore un exemple classique de croissance et décroissance régulière de l'intensité de la pluie à partir d'une cellule clairement définie pendant des précipitations de fin d'été au centre du Canada. Ayant atteint une intensité supérieure même à celle de 15(a), les précipitations dans ce cas (à approximativement 2200 h) ont duré plus d'une demi-heure.

Aucun de ces exemples, toutefois n'est typique. Ce qu'on observe généralement, c'est une structure en grande partie mal résolue. La Figure 15(c) montre un cas de pluie de mer qui dure plus longtemps que dans les cas (a) et (b) ci-dessus. En dépit de plusieurs pics d'assez fortes pluies, (trois exemples de taux de pluie supérieurs à 50 mm/h et un dépassant 100 mm/h), il serait extrêmement difficile dans ce cas de tirer un modèle simple de cellules de pluie auquel on puisse attribuer une certaine confiance. En utilisant des pluviomètres à augets basculeurs et à forte résolution, Hobbs et Locatelli (1978) ont observé une structure de précipitations semblable à petite échelle.

3.3 ESPACEMENT DES CELLULES DE PLUIE

Strickland (1974), et Konrad et Kropfli (1975) ont, à partir de leurs observations respectives, analysé la distribution de l'espacement inter-cellulaire. Pour les cellules ayant une atténuation à 15 GHz, selon une trajectoire oblique, supérieure à 3 dB, la distribution publiée par Strickland de la séparation inter-cellulaire, correspond avec une précision remarquable à une distribution de Rayleigh, dont la valeur médiane serait d'environ 28,8 km. Les conséquences de ce résultat méritent qu'on s'y attarde.

On peut montrer que si une distribution de points est faite purement au hasard (distribués selon la méthode Poisson), selon deux dimensions, la distance entre les points adjacents (c'est-à-dire les voisins les plus proches) sera une fonction de la densité de type Rayleigh. Le fait que la distribution de l'espacement inter-cellulaire pour *toutes* les cellules (et non pas seulement les cellules adjacentes) correspond très bien à une fonction de Rayleigh implique que les cellules individuelles n'étaient pas, en fait, placées purement au hasard, mais gardaient une certaine forme de structure collective. Une fonction de Rayleigh azimuthalement symétrique, exprimée en coordonnées polaires par l'équation

$$P(r) = \frac{r}{\sigma^2} \exp\left(\frac{-r^2}{2\sigma^2}\right), \quad r \geq 0 \quad (8)$$

donne, en coordonnées cartésiennes, une distribution symétrique à deux dimensions de Gauss:

$$P(x,y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}\right) \quad (9)$$

Il est clair, sous cette forme, qu'en s'atténuant les cellules de pluie tendent à s'agglomérer un peu autour d'un noyau central, ce qui est en accord avec les observations d'Austin et Houze (1972) discutées auparavant.

Toutefois, dans la conception d'un système de micro-ondes à diversité de trajets, le paramètre le plus intéressant n'est pas la distribution bidimensionnelle globale de l'espace inter-cellulaire, mais plutôt celle dans la direction perpendiculaire aux voies de transmission. Le long d'un axe défini ainsi, (9) se réduit en une fonction de la densité normale

$$P(d) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-d^2}{2\sigma^2}\right) \quad (10)$$

Par conséquent, la valeur médiane absolue de la séparation intercellulaire dans une dimension est donnée par

$$|d|_m = 0.675 \sigma \quad (11)$$

Vu que d peut avoir une valeur négative ou positive, la probabilité conditionnelle que des cellules de pluie atténuantes puissent se situer en même temps sur deux circuits, ne dépasse pas 25% pour deux trajectoires parallèles dont l'espacement est supérieur à $|d|_m$. La Figure 16 montre comment cette probabilité conditionnelle maximum varie en fonction de la séparation des trajectoires. Par comparaison, la médiane de la distribution de Raleigh (8) est

$$r_m = \sigma\sqrt{2 \ln 2} = 1.177 \sigma \quad (12)$$

La valeur médiane de 28,8 km pour l'espacement inter-cellulaire notée ci-dessus peut donc être traduite en terme de séparation des trajectoires et donner $|d|_m = (0,675/1,177) \times 28,8 = 16,5$ km, approximativement, pour obtenir une amélioration significative de la diversité.

A l'opposé, en dépit d'une étude soignée des statistiques sur l'espacement inter-cellulaire, il ne semble exister aucune relation mathématique simple (comme une distribution semi logarithmique, exponentielle ou de Rayleigh) entre les données observées dans l'étude faite à l'île Wallops. On a trouvé que la distance médiane entre les cellules était d'environ 33,3 km, soit supérieure de plus de 15% aux 28,8 km signalés auparavant à propos de l'étude canadienne. Puisque nous pouvons accepter que les deux groupes d'observation soient valables, nous sommes forcés de conclure que la morphologie des tempêtes de pluie varie beaucoup avec le lieu.

3.4 ORIENTATION DES PAIRES DE CELLULES

De gros orages se produisent fréquemment le long ou devant les fronts météorologiques séparant les masses d'air qui s'affrontent. Il en résulte que les zones de fortes précipitations sont souvent en bandes (Browning et coll., 1973), avec des cellules proches les unes des autres dans les bandes mais séparées par des distances plus grandes à l'extérieur de celles-ci. Hobbs et Houze (1976) ont constaté que les bandes de pluie se rencontrent dans six situations météorologiques différentes. Pour la conception d'un système à diversité de trajets, l'orientation de telles bandes de pluie représente le pire alignement possible pour des paires de stations, puisqu'il est tout à fait probable que les deux soient sujettes à de grosses pluies en même temps, en présence d'une ligne de grains ou de multiples cellules.

On signale généralement que ces bandes de pluie sont alignées perpendiculairement à la direction des vents dans la haute atmosphère; toutefois, un examen plus attentif des cartes disponibles suggère qu'elles sont en fait plus souvent orientées approximativement de 10 à 45° dans le sens horaire par rapport à cette perpendiculaire (Harrold, 1973; MacKenzie et Allnutt, 1977; Marwitz, 1972). La direction des vents peut donc fournir quelques indices quand à la disposition optimale des stations d'un système à diversité de trajets. La Figure 17 montre la distribution azimuthale des vents observée à l'altitude normale des nuages, qui est approximativement de 3 km

(niveau de pression de 700 mbar) au-dessus d'Edmonton (Stony Plain), Alberta. Environ 4 200 observations de radiovent prises pendant une période de 10 ans ont été reportés pour la période allant d'avril à octobre inclusivement(*). Une caractéristique frappante de cette distribution est sa forme pointue (coefficient de kurtosis = 0,59). La direction moyenne du vent pendant cette période était de 279° avec un étalement interquartile de seulement 71° (50% de toutes les valeurs se trouvant entre 240° et 311°).

La Figure 18 montre la direction et la vitesse moyenne du vent à 700 mbar pour différents endroits du pays et dans des parties voisines des États-Unis. Comme dans l'exemple précédent, les données correspondent aux mois d'avril à octobre seulement, pour la plupart des endroits, puisqu'aucune grosse pluie n'a lieu pendant le reste de l'année (voir caractéristiques saisonnières et diurnes, Section 4.2.2). On a inclus les 21 mois de données relevées le long des côtes. En examinant le vecteur vent pour Maniwaki, au Québec, (situé droit au nord de la pointe orientale du lac Ontario, et approximativement à 100 km d'Ottawa), nous constatons que la direction moyenne du vent d'altitude est de 283° (c'est-à-dire qu'elle prend son origine approximativement à l'ouest quart nord-ouest). Si l'on ajoute 10° à 45° on peut conclure à partir des discussions précédentes que les bandes de pluie de cette région tendent à être orientées entre 23° et 58° à l'est du nord (c'est-à-dire, $40.5^\circ \pm 17.5^\circ$).

Dans son étude des cellules de pluie dans la région d'Ottawa, Strickland (1974) signale que la probabilité d'avoir des paires de cellules avec une orientation de -50° (c'est-à-dire 310°) est minimale et qu'au contraire, elle est maximale près de $+35^\circ$. Effectivement, pour les 275 cellules produisant une atténuation de trajet oblique supérieure à 5 dB, le minimum se produisait approximativement à $-47^\circ \pm 25^\circ$ avec un maximum plus étendu de $+37^\circ \pm 45^\circ$ approximativement. Ces résultats correspondent bien aux déductions faites ci-dessus à partir des vents d'altitude. Il est donc raisonnable d'assumer, en absence d'évidence du contraire, que les paires de cellules de grosse pluie ont probablement moins souvent une orientation allant de 10° à 45° dans le sens horaire par rapport, à la direction moyenne du vent indiquée à la Figure 18. Au-dessus de la plupart du Canada de l'est et du centre, ceci implique que la configuration générale est orienté NW-SE. Pour les circuits terrestres à diversité de trajets, des liaisons radio parallèles, dirigées à l'intérieur de ces angles sont très susceptibles de s'affaiblir en même temps et on devrait les éviter si possible. De même pour les liaisons terre-espace, les endroits séparés le long d'une ligne perpendiculaire à celle-ci ne pourront offrir probablement que la plus petite amélioration dans la diversité.

Il ne faudrait pas dire, à partir des observations décrites dans cette section, qui diffèrent par de nombreux détails, qu'il y a manque d'accord sur les caractéristiques fondamentales des cellules de pluie. Ceci illustre plutôt le fait qu'on ne dispose actuellement que de descriptions et de statistiques très insuffisantes sur la morphologie des structures de pluie. Puisqu'il n'y a pas de définition objective universellement acceptée d'une cellule de pluie, chaque spécialiste donne ses résultats sous une forme différente. Le fait que les cellules naissent, grandissent, atteignent la maturité et disparaissent au fur et à mesure qu'elles se déplacent irrégulièrement dans l'espace et le temps, signifie qu'il faut en donner une description plus complexe et ne pas exprimer seulement la distribution "de l'intensité de pluie par rapport au diamètre". L'étude définitive sur laquelle on pourra fonder un modèle complet d'une cellule de pluie provoquant l'atténuation des ondes radio n'a pas encore été achevée. Néanmoins, différentes méthodes heuristiques employées pour les cellules de pluie ont été mises au point et peuvent être utilisées dans certaines régions climatiques et/ou sur une bande limitée de fréquences. La discussion précédente devrait aider l'utilisateur à s'éveiller à quelques unes des limitations inhérentes à de telles méthodes.

4. VARIABILITÉ TEMPORELLE

Une grande partie de ce rapport présente les distributions cumulatives à long terme de l'intensité des pluies à différents emplacements d'une côte à l'autre. Une compréhension des tendances géographiques des

(*) Les résultats ne sont guère modifiés si nous considérons les distributions sur une période complète de 12 mois. Pour le cas présent, la direction moyenne du vent se modifie seulement de 5° et la distribution devient même plus leptokurtique.

précipitations dans le climat est naturellement essentielle pour concevoir judicieusement les nombreux systèmes à micro-ondes. Il est au moins aussi important, si ce n'est plus, de connaître les variations des précipitations intenses en fonction du temps. En dépit de son importance cependant, peu d'écrits ont été faits sur cette partie de la radio-climatologie, ce qui est dû en grande partie à la pauvreté en données appropriées. Bien que l'intérêt pour cet aspect de l'environnement météorologique augmente, on s'accorde peu sur la meilleure manière d'exprimer la variabilité temporelle. En fait, différentes situations peuvent commander différentes descriptions de l'aspect variable avec le temps d'une pluie intense. Par exemple, des circuits prévus pour une circulation peu prioritaire peuvent ne prendre en considération que les variations d'une année à l'autre; d'un autre côté une panne de plusieurs minutes sur divers canaux d'un circuit vital de télécontrôle, peut avoir une importance cruciale. Cette section traite du sujet de la variabilité temporelle des chutes de pluie d'une façon très générale. Les résumés des changements dans les chutes de pluie par heure, par mois et par année sont présentés pour quelques stations dans différentes régions climatiques. Des analyses supplémentaires de ce type pourront être menées plus tard, car la nature des besoins dans ce domaine sera plus clairement définie.

4.1 VARIATION INTER-ANNUELLE

Cette section s'occupe des variations d'une année à l'autre dans la probabilité de la présence des chutes de pluie intenses. Ce sujet n'a jamais traité complètement auparavant. Le besoin d'une meilleure compréhension dans ce domaine a deux facettes complémentaires. D'un côté il peut être nécessaire d'anticiper et de permettre qu'il y ait de grands écarts annuels par rapport aux conditions moyennes. Quelle est la probabilité, par exemple, de rencontrer une année dans laquelle la fréquence des pluies intenses est deux ou trois fois plus grande que la moyenne? D'un autre côté, il est important, lorsqu'on a affaire à des données expérimentales ou provenant d'observations limitées, d'être capable d'estimer à quel point la moyenne de ces données est proche de celle qui est faite à long terme. Dans plusieurs publications il y a des approches rudimentaires de cette question (Lin, 1976b, 1977; CCIR, 1978c). Les auteurs suggèrent que les probabilités de chutes de pluie intenses peuvent ne pas être complètement stabilisées même lorsque les moyennes sont calculées à partir de données accumulées pendant 10 ou 20 ans. Ces observations, toutefois ne permettent pas de déterminer l'erreur probable dans l'estimation de la moyenne.

Plusieurs des stations choisies pour cette étude l'ont été parce qu'elles possédaient des enregistrements continus depuis longtemps. Parmi celles-ci, London, situé au sud de l'Ontario région où les précipitations sont modérément élevées (moyenne annuelle des précipitations = 737 mm, nombre moyen de jours d'orage = 28,1) et Régina, situé dans une plaine beaucoup plus sèche (21,4 jours d'orage, mais seulement 292 mm de pluie). Chacune de ces stations possède 20 années de données tandis que Halifax, qui n'en a que 18, jouit d'un climat typique de la côte orientale (1 177 mm de pluie avec seulement 9,0 jours d'orage).

Afin d'étudier les caractéristiques des chutes de pluie inter-annuelles susmentionnées, on a calculé les probabilités de dépasser divers niveaux d'intensités extrêmes, d'année en année. Puis elles ont été analysées pour établir la nature statistique de la variation. Lorsque les taux d'intensité de pluie étaient très bas, l'ensemble des probabilités annuelles était approximativement très proche d'une distribution de Gauss (normale). Quand l'intensité augmentait, la courbe de distribution s'en éloignait de plus en plus positivement. On s'attend à cette réaction dans le cas des phénomènes météorologiques observables comme les chutes de pluie qui sont limitées dans une direction et illimitées dans l'autre (Brooks et Carruthers, 1953). D'un côté, les distributions montrent parfois une déviation négative très prononcée par rapport à la représentation log-normale. A partir des trois stations dont la durée des observations était plus longue, on a conclu que la racine cubique de la distribution normale représente le mieux ces données. C'est-à-dire que, si nous posons $y(R) \equiv t^{1/3}(R)$, et que $t(R)$ représente le nombre de minutes dans n'importe quelle année pendant laquelle l'intensité d'une pluie donnée est dépassée, $y(R)$ sera distribuée normalement. Une explication du mécanisme donnant lieu à une telle distribution représente un problème à résoudre pour le météorologue. Sa signification ici permet simplement de faire des prédictions numériques et des évaluations, utiles pour les conditions de propagation des ondes-radio au Canada.

La figure 19 présente, sur un diagramme de probabilité de Gauss, une distribution de la racine cubique des intervalles dépassant une certaine valeur à London (Ontario). La valeur moyenne $\bar{y}(R)$ représente simplement

l'ordonnée de la probabilité de 50%, tandis que la pente d'une telle distribution donne une mesure de l'écart-type $\sigma_y(R)$, par rapport à la moyenne. Ainsi, on peut dériver à la fois la moyenne et la variance pour différentes intensités de précipitations. Ceci a été fait pour les stations discutées auparavant(*) et dans la Figure 20 le rapport σ_y/\bar{y} est tracé en fonction de la probabilité à long terme $P(\bar{R})$ de dépasser une certaine valeur pour un grand éventail d'intensités de pluie. La variation relative de y peut être traduite en variation correspondante en temps réel t , au moyen de la relation

$$\xi \approx \eta^3 + 3\eta^2 + 3\eta \quad (13)$$

où $\eta = \delta y / (\bar{y})$ and $\xi = \delta t / (t^{1/3})^3$.

Puisque y est distribué normalement, nous pouvons employer des méthodes statistiques normales pour prédire le degré de variation à partir de la moyenne que l'on s'attend à avoir pour une probabilité donnée. Par exemple la probabilité qu'une valeur $\bar{y} + n\sigma_y$ sera dépassée une fois en N années, est de

$$p(N) = 0.5 \times (1 - \Phi(n)) \quad (14)$$

où $\Phi(n)$ est l'intégrale de la probabilité normale pour l'argument n . Les écarts, bien sûr, sont également probables au-dessus et au-dessous de la moyenne de sorte que (14) exprime aussi la probabilité de trouver la valeur y inférieure à $\bar{y} - n\sigma_y$.

Un exemple numérique peut aider à expliquer la méthode. Supposons que nous nous intéressions aux précipitations qui ont une intensité de 75 mm/h à Halifax. La Figure 57 montre que cette valeur est dépassée, en moyenne, pendant environ 9,5 min, donc $P(R) = 1,8 \times 10^{-5}$ années. Pour cette valeur de $P(R)$, la Figure 20 indique une dispersion relative $\sigma_y(R)/(\bar{y}) = 0,38$. Supposons que nous voulions estimer le dépassement maximal de la valeur qui a lieu une année sur cinq, c'est-à-dire $p(N) = 0,20$. D'après l'équation (14), $\Phi(n) = 0,60$ si $n = 0,84$ (Dwight, 1947). Si nous substituons la valeur de $\eta = 0,84 \times 0,38$ dans (13) nous trouvons $\xi = 1,30$. Nous nous attendons donc à un dépassement maximal de la valeur donnée des chutes de pluie de $t + \delta t = (1 + \xi)\bar{t}$ ou 2,3 fois la moyenne à long terme. Cette valeur peut être aussi obtenue au moyen de la Figure 21 qui illustre graphiquement la relation entre la dispersion σ_y/\bar{y} et l'ampleur de la variation attendue de la probabilité de chutes de pluie pour différentes périodes d'observation. Nous voyons aussi à partir de la Figure 21 que pendant une autre année sur cinq, la durée des chutes de pluie de 75 mm/h à Halifax n'atteint pas même un tiers de la valeur moyenne — une variation totale pendant 5 ans de quelque 7,2 à 1. Au cours d'une décennie, le rapport des limites supérieure et inférieure qui seront probablement dépassées est d'environ 24 à 1. Imaginons les conséquences d'un projet reposant sur des observations faites pendant une ou deux années ayant très peu de grosses chutes de pluie!

Penchons-nous maintenant sur la deuxième question posée au début de cette section, c'est-à-dire la détermination de la durée totale nécessaire pour obtenir des statistiques stables et fiables. Si l'écart-type des temps de dépassement annuels d'une intensité de pluie R , est donnée par $\sigma_t(R)$, alors un ensemble de valeurs moyennes calculées à partir de N observations annuelles aura une distribution autour de la moyenne "vraie" ayant un écart-type de

$$\sigma_N(R) = \frac{\sigma_t(R)}{\sqrt{N}} \quad (15)$$

Afin d'obtenir l'estimation de cet écart-type par rapport à la moyenne, nous pouvons considérer comme moyenne approximative des quatre courbes de la Figure 20, les valeurs suivantes:

(*) Pour que l'information géographique soit plus complète, la Figure 20 contient aussi les résultats pour Comox (C.B.) station pour laquelle on ne dispose que de 10 données seulement. Comox reçoit environ 1100 mm de pluie chaque année, mais n'a que 3,1 jours par année d'orage.

TABLEAU 3

Dispersion relative moyenne de la racine cubique du temps de dépassement annuel pour plusieurs niveaux de probabilité des précipitations

Niveau de probabilité des précipitations P(R)	Coefficient de variation $\sigma_Y(R)/(\bar{Y})$
1×10^{-3}	0,125
3×10^{-5}	0,275
1×10^{-6}	0,750

Pour ces valeurs, la Figure 22 donne les limites de probabilité pour la moyenne annuelle autour de la moyenne à long terme auxquelles on peut s'attendre à partir d'échantillons de données pouvant atteindre 20 ans. Dans le cas des précipitations qui se produisent avec une probabilité d'environ $1,0 \times 10^{-3}$ (c'est-à-dire 0,1% de l'année), il suffit de trois ans pour faire une estimation valable de la durée moyenne à 20 à 25% près. Pour un niveau de probabilité de 3×10^{-5} (0,003%), les variations sont un peu plus grandes et une période allant de 8 à 15 ans sera nécessaire avant qu'on puisse assumer le même écart-type (une décennie devrait suffire pour une précision de 25%). Au fur et à mesure que nous nous tournons vers les cas les plus rares ($P=10^{-6}$, ou 0,0001%) la précision à attendre diminue, même à partir d'une moyenne calculée avec des données recueillies pendant 20 ans. Pour un échantillon de dix ans, qui est celui dont nous disposons pour la plupart des stations analysées dans ce rapport, la probabilité est de 2/3 que le dépassement moyen calculé se trouve à $\pm 80\%$ de la moyenne vraie(*).

4.2 VARIATION INTRA-ANNUELLE

4.2.1 Conditions régnant le pire mois

Le concepteur d'un système à micro-ondes doit fréquemment prendre en considération le fait que les conditions de propagation ne sont pas stables au cours de l'année et que l'atténuation des précipitations peut être beaucoup plus grande pendant de brèves périodes que ne l'indiquent les moyennes à long terme. Le CCIR a recommandé l'emploi du concept du "pire mois" comme moyen permettant de tenir compte de cette réalité. La condition annuelle moyenne est généralement mieux connue — ou plus facilement prédite — que les statistiques pour des intervalles plus courts. Il serait désirable, en l'absence de renseignements plus détaillés, d'être capable de faire le lien, dans le sens statistique, entre le "pire mois" et la situation moyenne à long terme.

Dans plusieurs publications récentes (Brussaard, 1977; Brussaard et Watson, 1978; Crane et Debrunner, 1978; Morita, 1978), on a essayé de dériver des facteurs numériques pour convertir les statistiques annuelles en statistiques de pire mois. Il est difficile de faire des comparaisons détaillées entre les divers résultats et de définir l'application possible aux problèmes pratiques de conception, puisque les pluies intenses dépendent de l'emplacement géographique et que les données disponibles sont jusqu'à maintenant très rares. Le sujet est encore compliqué par le fait qu'aucune définition simple n'a été acceptée pour l'expression "pire mois" (Brussaard et Watson 1978; CCIR, 1978c). Quatre des définitions proposées sont discutées ci-dessous. Beaucoup d'autres formulations sont possibles.

(*) En réalité, les limites de l'écart-type sont asymétriques par rapport aux déviations positives et négatives et sont plus proches de +100%/–60%, dans ce cas.

4.2.1.1 Méthode de distribution avec majorant

Peut-être que l'approche la plus directe à la question des extrêmes mensuels est d'utiliser le "majorant" de toutes les distributions mensuelles(*) pour définir le pire mois hypothétique. L'utilisation de cette définition a été proposée dans une soumission faite au CCIR (1977a). Les résultats des données de trois années de précipitations relevés en Europe suggèrent que la probabilité mensuelle du majorant, $P(R)$, de précipitations ayant une intensité R , varie d'environ deux fois la probabilité moyenne à des intensités très faibles (~ 1 mm/h) jusqu'à environ 12 fois la moyenne pour $R=100$ mm/h. Parce que dans cette approche on travaille avec des valeurs extrêmes absolues, la distribution du majorant dépendra de la longueur de l'échantillon complet de données. En réalité, si l'on utilise de très longs échantillons, on peut s'attendre à ce que les valeurs du cas le pire, augmentent comme le logarithme du nombre de mois considérés (Gumbel, 1954). Pendant de brèves périodes, cependant, les valeurs extrêmes sont très variables et une approche statistique s'avèrera probablement plus satisfaisante.

Diverses versions peuvent être considérées, chacune donnant des valeurs numériques un peu différentes, même pour la même base de données. Fondamentalement, nous pouvons mettre en catégories toutes ces méthodes analytiques fondamentales selon qu'elles considèrent a) la quantité de temps où un paramètre météorologique (ou de propagation) donné est dépassé, ou b) la plus grande valeur de ce paramètre atteinte pendant une période de temps spécifiée. Cette dernière catégorie (Brussaard, 1977) est valable dans le domaine de la conception d'un système, car le maximum d'interruptions dues aux précipitations peut être spécifié à l'avance. Cette approche de base a été aussi suggérée par le CCIR (1977c). Les méthodes basées sur la catégorie (a) ont reçu une plus grande attention (Crane et Debrunner, 1978; Brussaard et Watson, 1978; Morita, 1978) en grande partie en raison du fait qu'elles s'adaptent plus aisément au traitement électronique des données des enregistrements expérimentaux.

4.2.1.2 Formulation d'une période du retour d'un an

Crane et Debrunner (1978; CCIR, 1977b) basent leur définition du "pire mois" sur le dépassement mensuel d'un seuil spécifié qui se reproduit avec une périodicité annuelle(**).

Posons x_j pour la valeur critique à considérer. Dans ce cas, x représente un paramètre observable comme l'atténuation ou l'intensité des pluies, tandis que j correspond à un seuil particulier, par exemple, 35 dB, 60 mm/h, etc. Posons x_{ij} comme la probabilité de dépasser la valeur critique x_j pendant n'importe quel mois i , et P_j la probabilité cumulative qu'une valeur mensuelle dépasse x_{ij} . Gumbel (1958) montre que la distribution asymptotique des valeurs extrêmes d'une vaste classe de phénomènes naturels est de forme exponentielle. Par conséquent, pour des x_{ij} importants, on peut écrire:

$$P_j \sim C_{0j} \exp(-x_{ij}/C_{1j}) \quad (16)$$

(*) Définir comme étant la probabilité mensuelle la plus grande de dépasser toute intensité particulière de pluie sans tenir compte de la situation à d'autres intensités. C'est-à-dire que pour un ensemble de k distributions mensuelles, la probabilité d'un majorant est de

$$P_m(R) = \max \{P_1(R), P_2(R), \dots, P_k(R)\}$$

pour toutes les valeurs de R .

(**) La période de retour d'un événement est l'intervalle de temps correspondant à l'inverse de sa probabilité. Une période de retour annuel implique donc une probabilité mensuelle du phénomène de 1/12.

Pour une période de retour de un an, $P_j=1/12$, la valeur de la probabilité de dépassement du pire mois est

$$x_{wm,j} = C_{1j} \ln(12 C_{0j}) \quad (17)$$

Si nous écrivons la fonction de densité de la probabilité sous forme

$$p_j(x) = - \frac{dP_j}{dx} \quad (18)$$

alors la fréquence mensuelle de la moyenne à long terme sera

$$x_{y,j} = \int x_{ij} p_j(x) dx \quad (19)$$

En intégrant les différentes parties on obtient

$$x_{y,j} = C_{0j} C_{1j} \quad (20)$$

de sorte que le rapport du pire mois au dépassement annuel tiré de l'approximation asymptotique est

$$Q_j = x_{wm,j}/x_{y,j} = \frac{\ln(12C_{0j})}{C_{1j}} \quad (21)$$

Cette approche était immédiatement applicable à la base des données sur les précipitations étudiées dans ce travail de recherche. La Figure 23 illustre le comportement de P_j par rapport à x_{ij} pour un seuil d'intensité de précipitation de 80 mm/h à London (Ontario). Les x_{ij} sont exprimés ici en termes de minute/mois plutôt que comme une probabilité afin de réduire la confusion avec l'échelle de l'axe des ordonnées. Sur un diagramme logarithmique tel que celui utilisé ici, l'approximation asymptotique prend la forme d'une ligne droite accompagnée du tracé des lignes donnant les coordonnées des valeurs désirées de C_{0j} et C_{1j} . Toutefois, puisque cette approximation est valable seulement pour une variation limitée, il en résulte une certaine erreur lorsqu'on utilise (21) pour calculer Q_j ; le dépassement moyen peut être soit plus grand soit plus petit que celui donné par (20). Parce que les valeurs analysées ont eu pour résultat des valeurs moyennes précises à long terme, nous pouvons partir de (17) pour obtenir le rapport

$$Q_j = C_{1j} \ln(12C_{0j})/\bar{x}_{y,j} \quad (22)$$

Ceci a été fait pour un certain nombre de seuils différents d'intensité de précipitations pour des stations choisies au Canada. La Figure 24 montre ce qui en résulte pour Q_j . On peut voir que les valeurs se trouvent en dessous de la valeur limite de 4,41 calculée à partir de (21). La variation de Q_j par rapport à R et l'éventail des valeurs pour les différentes stations fait penser aux résultats donnés par Brussaard (1977) pour des emplacements situés en Europe occidentale. Comox, en particulier, semble avoir un comportement anormal, mais on ne doit pas perdre de vue que des intensités de précipitation de 50 mm/h et plus sont extrêmement rares sur la côte occidentale. Au cours des dix ans d'enregistrements il n'y a eu que deux mois où l'on a pu trouver quelques brefs exemples de précipitations atteignant 100 mm/h à Comox.

Le dépassement du pire mois calculé de cette manière est la valeur ayant une période de retour d'un an. Il ne faut pas interpréter cela comme signifiant que la valeur ainsi obtenue sera nécessairement observée dans une année donnée. En fait, la probabilité que la valeur de ce "pire mois" se produise une année dépend en grande partie des variations saisonnières des précipitations intenses. Posons p_{ij} comme la probabilité a priori de dépasser x_j pendant chacun des $N_i \leq 12$ mois du calendrier lorsque $i = 1, 2 \dots i_{\max} \leq 12$ selon les besoins, avec

$$\sum_i N_i = 12 \quad (23a)$$

et

$$\sum_i p_{ij} N_i = 1 \quad (23b)$$

On peut voir immédiatement que dans ces conditions, la probabilité combinée de dépassement de χ_j pendant un intervalle de douze mois est de

$$p_j = 1 - \prod_i (1 - p_{ij})^{N_i} \quad (24)$$

D'un autre côté, si des précipitations intenses étaient susceptibles de se produire avec une probabilité égale pendant l'un ou l'autre de ces N_1 mois, mais qu'il n'y ait pas de probabilité significative que cela arrive pendant les autres $N_2=12-N_1$ mois, alors

$$p_{1j} = 1/N_1, \quad p_{2j} = 0 \quad (25a)$$

et

$$p_j = 1 - (1 - p_{1j})^{N_1} \quad (25b)$$

La dépendance de p_j par rapport à N_1 dans ces conditions idéalisées est indiquée dans la Figure 25.

La seconde partie de cette section sur la variabilité intra-annuelle examinera les variations saisonnières dans la probabilité des précipitations. Pour les emplacements au bord de la mer comme à Halifax, nous pouvons supposer raisonnablement que de fortes pluies se produiront seulement pendant 7 mois chaque année. Pour la plupart des autres endroits examinés, d'intenses précipitations ne peuvent avoir lieu que pendant 4 ou 5 mois. Il s'ensuit que pour la plupart du Canada il y aura seulement une probabilité de 2/3 que la valeur du "pire mois" se produise une année donnée. Même à Calgary qui a une saison avec de forts extrêmes, cette probabilité est seulement d'environ 75%.

4.2.1.3 Approche du pire mois civil

Morita (1978) a examiné la relation entre le "pire mois" et la probabilité annuelle comme fonction de l'intensité des précipitations pour six endroits au Japon. Le pire mois dans ce cas a été défini simplement comme étant le mois civil ayant les plus grandes précipitations moyennes. Morita a déduit intuitivement une relation simple avec puissance pour toutes les stations, en dépit de leurs différents régimes météorologiques. En termes de probabilité absolue de pluie, plutôt qu'en pourcentage du temps, on peut écrire les résultats concernant le Japon sous la forme

$$P_{wm}(R) = 0.483 \times P_{yr}^{0.74}(R) \quad (26)$$

La section qui traite de la configuration des pluies saisonnières présente un résumé des données pour six stations canadiennes, ce qui permet d'examiner avec précision ce type de relation (voir les figures 27b à 32b). Ces stations donnent une bonne représentation de l'environnement climatique aux basses latitudes au Canada.

Dans la Figure 26, nous établissons le rapport entre la probabilité moyenne de pluie du "pire mois" et la probabilité moyenne annuelle de la même densité de pluie pour six endroits. Les données concernant 0,25, 10, 25, 50, 80 et 100 mm/h à chaque endroit, y sont incluses. L'équation (26) ne semble pas s'appliquer à ces résultats canadiens — elle surestime généralement les conditions du pire mois — mais la relation suivante

$$P_{wm}(R) = A \cdot P_{yr}^B(R) \quad (27)$$

le fait très bien avec les coefficients de régression:

$$A = 0.73, \quad B = 0.84 \quad (28)$$

On devrait s'attendre naturellement à ce que ces constantes varient avec les conditions climatiques. Aucune étude complète de l'indépendance géographique de A et B n'a été faite; cependant, A semble beaucoup plus sensible aux différences d'emplacement (par exemple, le climat). Pour les six stations analysées ici, la variation relative de A était plus de 10 fois supérieure à la variation de B. Le changement relativement petit, observé en B lorsque l'on est passé du Japon au Canada, suggère aussi une dépendance climatique plus subtile pour ce paramètre. Néanmoins, le fait que la formule (27) s'applique si bien à une grande variété d'intensités de précipitations et à des endroits séparés par des milliers de kilomètres, suggère une relation fondamentale en climatologie des précipitations.

En général le mois civil qui présente la plus grande probabilité de pluies est fonction de l'intensité des pluies adoptée comme niveau seuil. En préparant la Figure 26 on a utilisé le mois qui montrait la plus grande probabilité que l'intensité des pluies dépasse 50 mm/h. Ceci correspond à des précipitations modérément intenses et qui entraîneront généralement des difficultés de propagation. Parce que le facteur exponentiel B est inférieur à l'unité, il y a une limite supérieure au-delà de laquelle (27) n'est plus valable. Cette limite se rencontre quand

$$P_{wm}(R) = P_{yr}(R) = 10^{\lfloor \log A / (1-B) \rfloor} \quad (29)$$

Pour les valeurs de A et B indiquées en (28), cette relation a lieu quand $P(R)=0,137$. Au-delà de ce point, nous avons une situation apparemment absurde d'une condition annuelle moyenne pire que le "pire mois", c'est-à-dire que $P_{pm}(R) < P_{an}(R)$. Cette situation se produit à cause des changements susmentionnés pendant le mois le plus pluvieux de l'année, spécialement au fur et à mesure que nous nous déplaçons vers les intensités de pluie plus basses. Les courbes de Comox (C.-B.) montrent que ce phénomène y est plus évident (voir Figure 32b), puisque le "pire mois" pour les intensités 25 mm/h ou 50 mm/h, devient le "meilleur mois" pour l'intensité de 0,25 mm/h.

4.2.1.4 Méthode de la situation annuelle la pire

Brussaard et Watson (1978) ont utilisé une formule différente pour analyser les observations faites au radiomètre à micro-ondes à 8 endroits en Europe occidentale. Les résultats des données groupées de seulement 19 années-stations, ont été présentés avec une gamme de niveaux de probabilité cumulative d'un peu plus de 1,5 décennie (cf. Figure 26). Leur approche est très parallèle à celle qui vient d'être présentée en 4.2.1.3. Cependant, au lieu du pire mois civil, ces auteurs considèrent la condition mensuelle moyenne la pire qui a lieu dans chaque année civile. Comme dans la méthode décrite dans la section 4.2.1.1, et contrairement à celle de 4.2.1.2, cette approche comprend dans la méthode d'établissement des moyennes non seulement les pluies qui se produisent avec une périodicité d'un an, mais aussi des valeurs attendues des pluies qui se produisent tous les deux ans, tous les trois ans...tous les N ans. Il n'est donc pas surprenant que le rapport du "pire mois" à la moyenne annuelle, soit de cette manière supérieur à celui obtenu en utilisant la méthode 4.2.1.2.

Cette différence dans la valeur numérique de Q_j est purement une conséquence du choix d'une autre définition du "pire mois" et souligne le besoin de préciser le contenu de la statistique du "pire cas". Nous avons déjà vu que l'approche de 4.2.1.2 donne la condition du "pire mois" devant revenir avec une fréquence avons aussi remarqué qu'en dépit de cette attente, la probabilité n'est que de 65 à 75% que cette condition soit satisfaite une année particulière.

Dans la présente section nous traitons de moyennes plutôt que de valeurs attendues, de sorte que le "pire mois" n'a pas de rapport immédiat avec la condition qui peut probablement se produire une année. Cette

définition convient peut-être mieux au type de situation considérée par Brussaard et Watson (1978); on peut l'énoncer comme étant le calcul de la moyenne des données d'un grand nombre de circuits de propagation fonctionnant en même temps, dans des conditions climatiques identiques. Pour une liaison unique, elle représente la moyenne des conditions de propagation de beaucoup d'années et nous dit peu de choses sur une année particulière.

À moins que l'on exige un maximum de fiabilité de la liaison sur une période statistiquement longue, la technique décrite en 4.2.1.1 n'est pas appropriée. L'approche de la période de retour, est attrayante, mais le facteur numérique qui établit un rapport entre le "pire mois" et les conditions annuelles, varie de manière complexe selon l'emplacement et l'intensité des pluies. Faute d'une description plus précise de la nature de cette variation, les moyennes saisonnières décrites en 4.2.1.3 ou dans le paragraphe qui suit immédiatement, peuvent représenter une approche raisonnable acceptable du problème de la variabilité temporelle et de la conception du système.

4.2.2 Caractéristiques saisonnières et journalières

Les niveaux de fiabilité dans la conception des systèmes de relais hertzien sont établis à partir d'un compromis complexe entre les besoins du service, la disponibilité des emplacements et des équipements, les précédents et les fonds disponibles. En partie à cause de la rareté des données radioclimatologiques qui sont habituellement disponibles, le concepteur s'est traditionnellement basé sur des conditions moyennes à long terme. À cause de l'intensité des divers cycles climatiques qui existent, il est important d'examiner les tendances des précipitations qui peuvent avoir lieu pendant la période d'un an. Dans quelques régions du pays on ne peut trouver de grosses pluies que pendant quelques mois de l'année. Le rendement d'un système à micro-ondes à un tel endroit serait probablement bien plus mauvais que prévu certains mois de l'année, même s'il est convenable sur une base annuelle. Si un système doit avoir une fiabilité uniforme toute l'année, même sur une base statistique, il doit être régi par les conditions qui prévalent durant la période la pire de l'année. Les figures 27(b) à 32(b) illustrent la variation saisonnière moyenne de la probabilité des chutes de pluies à six endroits, assez bien espacés à travers le pays. À l'exception de Comox (C.-B.) chaque graphique montre la variation statistique de l'intensité des chutes de pluie de 50 mm/h et 100 mm/h ainsi que la probabilité globale, sans égard au niveau d'intensité. À Comox, où les chutes de pluie induites par le relief ont généralement une intensité inférieure à celle d'ailleurs, les courbes correspondantes sont à 25 mm/h et 50 mm/h. Alors qu'on peut voir généralement 3 à 5 fois plus de pluies intenses pendant les mois de pointe, la distribution est encore moins uniforme dans le Canada occidental. Le tableau 4 résume ces résultats avec plus de détails.

En plus d'illustrer les variations des chutes de pluie qui ont lieu sur une base saisonnière, les figures 27 à 32 montrent aussi celles qui peuvent survenir au cours d'une journée. Dans le cas de certaines applications, une telle variation peut être sans conséquence. Il n'est pas trop difficile cependant de concevoir des situations dans lesquelles ce pourrait l'être. Pour la transmission des programmes de télévision par micro-ondes, par exemple, il peut être intéressant de savoir si de gros orages peuvent se produire pendant les heures de pointe d'écoute avec une probabilité bien supérieure à la normale. Réciproquement, pendant les saisons de fortes pluies (telles qu'elles sont indiquées par les courbes de forte intensité de pluie sur les figures 27(b) à 32(b), il pourrait être possible de planifier les services de manière à tirer profit du fait que dans certaines régions du pays il y a des périodes de la journée qui restent statistiquement sèches. Pour résumer ces répartitions journalières, le tableau 4 montre que l'étendue des variations, calculée en moyenne sur des intervalles de deux heures, peut être de plusieurs ordres de grandeur.

4.3 TENDANCES CLIMATIQUES

Au cours des dernières années un intérêt croissant s'est manifesté pour la nature des changements possibles du climat mondial au cours des prochaines décennies. Bien que ce sujet dépasse de beaucoup les limites de ce rapport, il nous incombe de considérer si les données assemblées et analysées si soigneusement pourraient représenter un intérêt plus historique qu'actuel. Parmi les différentes théories prédisant des changements climatiques, certaines suggèrent que le globe va se réchauffer à cause de la teneur croissante en gaz carbonique

TABLEAU 4

Résumé des variations saisonnières et journalières des pluies intenses à différents endroits du Canada

Emplacement	Comportement journalier	Caractéristiques saisonnières
Halifax	Essentiellement constant. De légères variations avec 3 cycles quotidiens. Le rapport du maximum au minimum de la probabilité de pluie sur 2 heures, est d'environ 4/1.	Un maximum de fortes pluies suit le minimum de l'hiver et du début du printemps. Le rapport des probabilités mensuelles des chutes de pluies intenses est de $\sim 45/1$, variant approximativement de 2,6 à 0,06 fois la moyenne annuelle.
Montréal	La probabilité totale de chutes de pluie est presque constante. Un large minimum dans la probabilité des chutes de pluies intenses, est suivi d'une pointe entre 14 et 16 h. Le rapport des probabilités max et min sur 2 h est d'environ 25/1, variant de plus de quatre fois la moyenne à moins de 1/6 de la moyenne!	Maximum très prononcé de la probabilité des chutes de pluie intense en été et au début de l'automne. La probabilité de fortes chutes de pluie en août est de 4,9 fois la moyenne annuelle. La possibilité d'avoir de fortes chutes de pluie d'octobre à avril inclus est presque négligeable.
Sault St. Marie	Répartition semi-journalière avec un minimum entre 4 et 12 h et 18 et 22 h. Le rapport global des probabilités max et min sur 2 h est seulement de $\sim 4/1$.	Les fortes pluies commencent à la fin du printemps, durant toute l'été et diminuent en octobre. La probabilité moyenne de pluies intenses de mai à septembre inclus, est de 2,5 fois la probabilité annuelle, tandis que pour juin seulement, elle est de 3,7 fois la moyenne annuelle.
Winnipeg	La répartition suggère la naissance d'une périodicité de 8 h (devenant très claire à Regina). Seulement de légères variations pendant la journée avec un rapport de 6,5/1 entre la probabilité max et min pour une intensité de pluie de 100 mm/h.	De fortes chutes de pluie ont lieu à la fin du printemps et en été comme à Sault Ste. Marie avec même un arrêt plus brutal pour les mois qui restent. La probabilité d'avoir des pluies intenses en juillet et août est égale à 3,5 fois la moyenne annuelle.
Calgary	La répartition sous forme de 3 cycles quotidiens est extrêmement prononcée. Pendant la période étudiée, de 10 années on n'a pu trouver aucun cas de pluie dépassant 50 mm/h entre 10 et 12 h! En ne tenant pas compte de cet intervalle, la variation journalière atteint encore deux ordres de grandeur. La probabilité globale de pluie reste remarquablement constante malgré tout. (La variation devient encore supérieure à Edmonton, et elle est nulle maintenant entre 8 et 10 h).	L'apparition des pluies est très limitée. Les chutes de pluie intenses ont lieu entièrement en juin, juillet et août avec une probabilité que le maximum du pire mois soit égal à 7,4 fois la valeur moyenne de l'année entière!
Comox	Fortes précipitations maritimes typiques, mais pluies orographiques généralement moins fortes que sur la côte orientale. Aucune grosse chute de pluie observée pour la période de 0 à 2 h. La répartition quotidienne montre de grandes fluctuations qui n'ont pas lieu sur la côte orientale. Variation de 10 ou de 20/1 entre périodes successives de 2 heures.	La répartition saisonnière montre une corrélation intéressante, inverse pour la probabilité de n'avoir aucune pluie pendant un mois donné et la probabilité de fortes pluies. Pour les cinq premiers mois de l'année, la probabilité de chutes de pluie > 25 mm/h est inférieure à 1/5 de la moyenne annuelle. Il n'y a virtuellement aucune pluie < 50 mm/h de février à juin. Juillet et août sont les seuls mois pendant lesquels il est possible d'avoir une atténuation importante due aux précipitations. Cette situation contraste beaucoup avec celle de la côte orientale où la probabilité de pluies intenses est au-dessus de la moyenne pendant 6 mois et inférieure à la moyenne pendant les 6 autres.

de l'atmosphère, et d'autres prédisent un refroidissement net qui résulterait de la dispersion du rayonnement solaire reçu ou de l'augmentation de la concentration de poussières dans l'atmosphère. D'autres prétendent que l'émission solaire va être réduite à cause des oscillations à longue période de l'activité des taches solaires. Il n'est peut être pas trop surprenant que les prédictions pour le demi-siècle à venir couvrent un large éventail de possibilités (Miles, 1978).

Sans tenir compte pour le moment des prédictions, quelle information pouvons-nous tirer des valeurs enregistrées dans le passé? Le climat est très variable; les tentatives pour dégager des tendances faibles et imprécises, sont chargées d'un risque considérable. Ce n'est qu'en vérifiant l'uniformité des tendances qui prévalent parmi beaucoup de stations que l'on pourra tirer des conclusions significatives. Thomas (1975), a examiné les registres climatiques d'un échantillon de stations au Canada sur une période de 35 ans, à partir de 1940. À l'exception de la côte du Pacifique, où la variation est difficile à interpréter clairement, la tendance générale à travers le Canada depuis le milieu des années 50 a été clairement vers un abaissement des températures. Sur une base nationale, la diminution était en moyenne légèrement inférieure à 0,5°C. Cette tendance correspond assez bien à la chute observée des températures dans tout l'hémisphère nord depuis environ 1940. (Cette chute suit une augmentation globale qui se manifeste depuis la première moitié du 19^e siècle).

On peut s'attendre à ce que les changements dans les températures du globe produisent, indirectement, des changements dans les régimes de précipitations (par exemple si l'humidité ou la configuration de la circulation atmosphérique change). Thomas (ibid) a résumé aussi les précipitations pour un certain nombre de stations et pendant des périodes allant de 25 à 35 ans. Si l'on garde à l'esprit que ces relevés comprennent des précipitations gelées tout autant que liquides, et de plus que nous sommes intéressés avant tout par la composante des pluies intenses, la signification accordée à la tendance des précipitations observées devrait être diminuée d'autant. Les changements observés dans la répartition des précipitations sont toutefois beaucoup moins concluants que ceux des tendances des températures. Les petites augmentations enregistrées dans l'est du Canada et l'Arctique occidental depuis 1950 ne sont pas conformes à ce qui se passe dans les provinces du centre et de l'ouest, où les diverses tendances observées pendant les années 50 ont été renversées au cours de la décennie suivante et au début des années 70. La variabilité des précipitations totales d'année en année ne révèle pas non plus une tendance significative pendant les 35 dernières années. Il semblerait donc prudent de conclure qu'en dépit de la direction des tendances générales des températures pendant les prochaines décennies, l'effet sur la répartition des chutes de pluie intenses sera probablement mineur.

5. RÉGIMES DES PLUIES

5.1 CLASSIFICATIONS À L'ÉCHELLE DU GLOBE

Les premiers essais faits par les géographes pour classer systématiquement le monde en zones climatiques ont été basés sur les moyennes à long terme des températures et des précipitations totales. Les cultures et la végétation naturelle représentent des facteurs économiques vitaux et permettent de reconnaître rapidement les tendances à la fois de la température et des précipitations. Ces éléments ont donc fortement influencé l'identification des différentes régions climatiques et la sélection des limites zonales. Puisqu'on ne disposait pas jusqu'à nos jours de données plus détaillées sur les pluies, cette approche a dominé les nombreux systèmes de classification des climats mis au point depuis plus d'un demi siècle. Donc, les limites entre les régions climatiques déterminées d'après les pluies, adoptées par le CCIR (1975) pour la modélisation de la propagation, ressemblent généralement aux premiers systèmes employant seulement cinq classifications distinctes pour couvrir les terres du globe terrestre.

Barry et Chorley (1971) ont modifié ces régions climatiques pour le continent nord-américain. Les zones et les limites dans ce cas sont basées largement sur les répartitions saisonnières différentes des précipitations. L'Amérique du nord a été couverte par dix zones dont six s'étendent au Canada. L'Atlas national du Canada

(Fremlin, 1974) a divisé le pays d'une manière semblable, mais parce qu'il repose sur des données météorologiques canadiennes plus détaillées, il contient onze régions distinctes de précipitations dans le pays.

Il a été soumis récemment au CCIR (1978b) une classification des climats d'après les pluies. Mais tandis que l'objectif était d'identifier les régimes d'intensité des pluies à l'échelle du globe, les différentes zones ont été néanmoins choisies à partir d'autres critères climatologiques. Des distributions moyennes d'intensité des pluies ont ensuite été assignées à diverses zones. Ceci a été fait à l'aide du modèle de prédictions de Rice-Holmberg (1973), modifié, si nécessaire, à partir des quelques données expérimentales disponibles. Bien qu'on ait reconnu actuellement un total de huit régimes globaux, quatre suffisent pour le Canada. Ils sont illustrés dans la Figure 33; les distributions cumulatives correspondante à ces zones apparaissent à la Figure 34. La variation du comportement des pluies dans une région donnée est censée être limitée par les courbes de distribution des régions adjacentes. Même s'il en était ainsi, le concepteur ferait une grande incertitude. À un niveau de probabilité de 10^{-5} par exemple, la variation des intensités de pluie pour la zone C (c'est-à-dire entre les courbes B et D) est approximativement de $\pm 30\%$. Pour la zone B, la variation acceptable serait de $\pm 50\%$, tandis que pour la zone A, elle est de l'ordre de 100% . Ce qui est peut être plus important, pour une intensité de pluie donnée (correspondante à un niveau fixé d'atténuation de la propagation), l'étendue des probabilités dans une zone donnée est généralement supérieure à un ordre de grandeur.

En dépit de cette grande latitude, les distributions régionales proposées n'arrivent généralement pas à recouvrir l'ensemble des variations observées sur les grandes zones en question. La courbe "A" (toundra polaire) de la Figure 34, par exemple, surestime beaucoup les probabilités sur l'intensité des pluies dans le haut Arctique, tout en sous-estimant énormément d'autres à Terre-Neuve. De même, pour des endroits situés dans la région "B" (Taïga polaire), la répartition réelle de la probabilité des pluies dépasse largement la variation suggérée. (Comparer par exemple, la distribution à Carmacks, Figure 46, avec celle d'Halifax, Figure 57). De même, le système tel que présenté dans la Figure 33, néglige les conditions semi-désertiques qui prévalent à des endroits situés le long du système intérieur de la région occidentale de la Cordillère (voir la distribution pour Summerland, C.-B., Figure 78).

De plus, une comparaison soignée entre les distributions déduites pour les différents emplacements au Canada et les courbes du CCIR (1975, 1978b) révèle non seulement que cette dernière prédit de manière inappropriée les probabilités de pluies spécifiques, mais que, fréquemment, elle ne montre pas les variations réelles de l'intensité des pluies. Si l'on considère l'immensité de la région couverte et la quantité limitée de données sur l'intensité des pluies incorporée dans ces modèles, il n'est pas surprenant que de tels écarts existent. Vu la base de données unique dont on dispose, il serait toutefois certainement approprié d'essayer de faire une description du climat au Canada d'après les pluies, basée directement sur la distribution des intensités de pluie.

5.2 MODÈLE DE L'INTENSITÉ DES PLUIES AU CANADA

Vu que les divers processus provoquant les pluies se combinent différemment dans différentes régions, on peut s'attendre à ce que le rapport des pluies faibles aux pluies fortes varie aussi. Une description complète de la distribution des pluies requerrait donc un minimum de 2 paramètres plus ou moins indépendants; l'un d'entre eux au moins pour décrire la forme ou spectre de la distribution, et l'autre pour spécifier son importance. Rice et Holmberg (1973) ont reconnu les premiers le besoin d'avoir plus d'un paramètre pour caractériser les climats du globe d'après les chutes de pluie. Dans leur travail ils ont divisé (au niveau des concepts) les variations des intensités des chutes de pluie en segments forts (classés comme pluie d'orage) et légers (non orageux) et ont tenté de les représenter par des fonctions de type exponentiel. Les deux paramètres nécessaires pour indiquer pluie due à un type d'activité orageuse et M, la chute de pluie totale annuelle. Après avoir converti une grande quantité de données disponibles en intensité de pluie par minute, ils établirent des cartes de M et B à l'échelle du globe.

Une description complète des divers modèles mathématiques qui ont été proposés pour représenter la distribution de l'intensité des pluies, dépasse les objectifs de ce document. Il suffit de dire que toutes ces

expressions représentent raisonnablement la majorité des distributions, particulièrement si celles-ci incluent un éventail limité d'intensités, une période relativement brève (statistiquement) et/ou un court temps de résolution. Le présent travail est peut-être unique par la quantité de données analysées, par le nombre de stations étudiées ainsi que par la durée des relevés faits à ces stations et qui pouvaient être analysés avec une résolution élevée. Il est donc possible d'examiner soigneusement comment on peut faire concorder divers modèles mathématiques à ces données. Les distributions présentées dans les Figures 43 à 89 sont basées sur un intervalle d'échantillonnage minimum de 60 secondes. Dans la section 7, on expose la manière par laquelle les probabilités d'intensité de pluie semblent varier en fonction des changements dans le temps de résolution. Quand les données pour les 47 stations ont été analysées sans aucune intégration additionnelle imposée (c'est-à-dire, avec la résolution ultime, contenue dans les relevés du pluviomètre à augets basculeurs et telle que numérisée) on a trouvé, sans exception, que la relation suivante:

$$P = P_0 \cdot (R/R_0)^\gamma \quad (30)$$

fournissait la meilleure approximation excepté dans la zone de très basse intensité (bruine). La quantité R_0 dans l'expression (30) représente une référence convenable pour les intensités de pluie et $P_0 = P(R_0)$ est la probabilité de dépasser R_0 . L'expression (30) semble en général, représenter la réalité de manière excellente lorsque R est supérieur à environ 2 ou 3 mm/h. La Figure 35 montre combien la formule avec puissance est bien adaptée. L'excellence de l'approximation dans cet exemple est typique; dans de nombreux cas, la ligne d'approximation recouvre virtuellement la courbe des données. La Figure 35 montre aussi une approximation log-normale de la même distribution.

On peut donc utiliser les paramètres P_0 et γ pour définir avec précision les distributions avec résolution élevée des chutes de pluie au-dessus d'environ 2,5 mm/h. Les Figures 36 et 37 illustrent comment ces paramètres varient à travers le pays pour $R_0=100$ mm/h. Les lignes en tireté dans les parties centrale et occidentale de la Colombie-Britannique indiquent l'incertitude et la variation rapide des caractéristiques des précipitations en région montagneuse. En première approximation, les isoplèthes de ces paramètres devraient être parallèles à la succession des crêtes montagneuses et des vallées. Le tableau 5 donne les valeurs de P_0 et γ pour toutes les stations situées en C.-B.. Le problème de l'interpolation des données sur les pluies dans le Canada occidental revient dans la section sur les effets du terrain.

TABLEAU 5

Valeurs des paramètres P_0 et γ pour des stations situées en Colombie-Britannique et dans le territoire du Yukon

STATION	P_0	γ
CARMACKS	$6,03 \times 10^{-7}$	-2,110
COMOX	$4,66 \times 10^{-7}$	-2,720
HOPE	$2,76 \times 10^{-7}$	-3,045
MISSION	$1,90 \times 10^{-6}$	-2,400
PRINCE GEORGE	$2,85 \times 10^{-6}$	-1,875
SUMMERLAND	$3,29 \times 10^{-7}$	-2,290
VANCOUVER	$4,82 \times 10^{-7}$	-2,713

6. INFLUENCES MODIFIANT LES PRÉCIPITATIONS

Dans les Figures 43 à 89, les fonctions complémentaires de la distribution sont présentées pour 47 endroits fixés à travers le pays. Vu qu'on demandera souvent à l'utilisateur de prendre en considération des endroits plus ou moins éloignés de ceux à l'étude, il est important de considérer quelques-uns des problèmes qui sont reliés à l'extrapolation des données sur les pluies d'un endroit à un autre. La représentation paramétrique de la distribution des chutes de pluie pour différentes régions est la première étape pour établir une base rationnelle pour interpoler ou étendre les données à de nouveaux endroits. Fréquemment, cependant, il y a des forces agissantes qui modifient grandement la distribution des précipitations sur des distances relativement courtes. Il semble que peu d'attention ait été portée à ce problème, particulièrement dans le contexte de la conception des systèmes de radio. Il en résulte qu'il y a peu de données sous forme appropriée et peu de directives pour agir au mieux. Dans les sections qui suivent immédiatement plusieurs régions des plus significatives sont examinées pour évaluer la qualité de ces facteurs et aussi fournir quelques grands principes directeurs quantitatifs concernant leur importance. Au fur et à mesure que l'on disposera de données supplémentaires sur la propagation et le climat, une évaluation plus précise de ceux-ci sera possible.

6.1 EFFETS DÛS AU TERRAIN

Dans la section 2.2.1, traitant des erreurs de la base de données, nous avons discuté brièvement de l'influence de l'emplacement du pluviomètre par rapport aux collines qui l'abritent du vent et de la hauteur par rapport à la surface de la terre, sur l'efficacité de l'appareil qui recueille les pluies. Les chutes de pluie dépendent tout autant, si ce n'est plus, sous beaucoup d'aspects, de la variation d'altitude du terrain lui-même, c'est-à-dire des facteurs topographiques. Parce que l'air se refroidit adiabatiquement quand il est forcé de s'élever (d'environ $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ pour l'air saturé), les principales irrégularités du terrain tendent à se refléter dans les différences de chutes de pluie totale reçues. Dans quelques cas, l'influence des éléments orographiques se manifeste jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres en aval de ceux-ci.

Au Canada les principaux effets topographiques, prennent place naturellement dans la région de la cordillère occidentale. La Figure 38 montre la tendance globale des précipitations totales le long d'une "tranche" est-ouest en travers du sud de la Colombie-Britannique. La corrélation générale qui existe avec l'altitude est évidente. (Bien que la quantité de précipitations enregistrées diminue de manière spectaculaire alors que nous franchissons le plateau à l'est du Fraser, la configuration des chutes de pluie continue à refléter le tracé topographique général). Fairbridge (1967) montre un exemple semblable d'influence de l'orographie sur les précipitations en Europe le long d'une section allant de la Suisse au nord de l'Italie. Étant donné que les six stations de la Colombie-Britannique pour lesquelles on dispose de données dans ce rapport, sont situées à une altitude relativement basse, il faut agir avec précaution lorsqu'on essaie d'extrapoler les conditions à des endroits plus élevés.

L'alignement prédominant nord-sud de la chaîne occidentale de montagnes ainsi que l'écoulement d'air dominant de l'ouest, ont pour effet une répartition des pluies qui varie essentiellement dans la direction est-ouest. Il y a, toutefois, des tendances principales dans les précipitations, selon d'autres orientations. La Figure 39 illustre la variation des précipitations totales annuelles observées aux stations situées le long d'une bande étroite sur le méridien 123°W et s'étendant sur un total de 50 kilomètres depuis Delta (C.B.) jusqu'à Vancouver-Nord, en passant par Barnaby. Il y a un rapport de 4/1 entre les précipitations totales sur cette distance, et 50% de cette variation a lieu dans les 15 derniers kilomètres seulement. L'aéroport international de Vancouver est la station la plus proche pour laquelle des données détaillées sur les chutes de pluie soient présentées dans ce rapport. L'accumulation moyenne annuelle des chutes de pluie à cet endroit est de 1018 mm. Les statistiques annuelles sur les chutes de pluie pour d'autres endroits au voisinage peuvent être obtenues (1975) ou du ministère de l'Agriculture de la Colombie-Britannique (Anon., 1976). L'approche suggérée ici intensité particulière, par le rapport de la chute de pluie totale pour cet endroit à la valeur pour Vancouver. La supposition implicite dans cette procédure est que le "facteur de forme" (discuté dans la section 5.2 traitant

des modèles d'intensité de pluie) pour la fonction de distribution des pluies ne change pas sur de courtes distances à cause des effets orographiques seulement. Ceci est conforme aux observations faites que les pluies de convection ne sont pas intensifiées de manière appréciable par l'ascendance due au relief mais que la durée des pluies intenses est prolongée (Sporns, 1964).

Bien que les tendances générales dans les valeurs des précipitations moyennes ressemblent aux tracés topographiques correspondants, le lecteur ne devrait pas utiliser l'altitude seule comme paramètre d'interpolation dans une application numérique détaillée. Dans la Figure 39 par exemple, le maximum de chutes de pluie a lieu à l'extrémité nord. Environ 8 kilomètres au sud de ce point, à un endroit ayant 600 mètres d'altitude de plus, la chute de pluie annuelle n'atteint que 74% du maximum. Spreen (1947) a montré que la pente du terrain au voisinage d'un emplacement donné, l'absence de barrières assez grandes dans un rayon de 30 kilomètres, et la direction la plus libre d'obstructions sont des éléments tous vitaux pour établir une corrélation précise entre les précipitations dans les régions montagneuses.

Bien que l'influence orographique sur les précipitations dans les provinces occidentales soit plus qu'évidente, le soulèvement produit par l'air s'écoulant sur des collines et des irrégularités de terrain beaucoup plus modestes peut avoir pour résultat des changements importants, sur le plan local, des statistiques sur les chutes de pluie. Bellon et Austin (1978) ont étudié en détail la distribution des précipitations dans un rayon de 200 kilomètres du radar météorologique de l'université McGill. Situé à Ste-Anne de Bellevue (Québec), le radar couvre une région comprenant la confluence de la rivière des Outaouais et du St-Laurent. Avec en plus les Laurentides, la Gatineau et les Adirondack entrecoupés de nombreux lacs et de petites vallées de rivières, ces régions contiennent de nombreux éléments topographiques distincts et à petite échelle. Bien que l'on puisse considérer que ces structures orographiques soient petites par comparaison à celles de l'ouest, on a trouvé des zones où l'intensité des chutes de pluie est statistiquement augmentée ou diminuée. En outre, on a trouvé que ces régions étaient associées à des changements dans les terrains locaux. Cette association était suffisamment sûre pour fournir une amélioration importante de la fiabilité des services de prévision météorologique locaux.

En rapport avec ces exemples des effets du terrain sur les précipitations, il faut noter que Bergeron (1960) a montré que dans certaines circonstances, les irrégularités topographiques ne sont pas nécessaires. La disposition en bandes des pluies observée sur la région plate et côtière de la Hollande suggère que des ondulations atmosphériques se développent par suite des différences dans la friction des couches limites au-dessus de la terre et de l'eau, respectivement. Sur une distance de 75 km, une variation dans les chutes de pluie totales de 5/1 a été notée avec des changements de 2/1 dans l'espace de quelques kilomètres seulement (Crowe, 1971).

6.2 EFFETS DES ACTIVITÉS HUMAINES

6.2.1 Influences urbaines

Les activités de l'homme sur la terre contribuent, à la fois directement et indirectement, à modifier l'environnement climatique dans laquelle nous vivons. Ces changements se produisent à plusieurs échelles géographiques que nous pouvons décrire comme globale, urbaine ou métropolitaine, et locale. (Peut-être que les changements les plus profonds sont les effets à micro-échelle qui ont lieu près de la surface de la terre, mais ceux-ci sont cependant en dehors de nos préoccupations actuelles). Les influences générales sur le temps d'activités comme la consommation de carburants fossiles, le déboisement de vastes régions du globe, et la culture du sol sont à long terme. Ces influences tendent à fusionner avec les tendances naturelles, et forment donc une partie des éléments généraux de la climatologie observée sur des régions à l'échelle continentale ou terrestre.

Les modifications du temps qui sont plus immédiatement évidentes et identifiables à petite échelle, sont parfois connues sous le terme anthropogènes et reflètent donc leur origine humaine (bien que généralement produites par inadvertance). On sait depuis longtemps, par exemple, que les grandes agglomérations métropolitaines exercent une influence profonde sur l'atmosphère environnante (Landsberg, 1956). L'augmentation générale de la température et de la turbidité atmosphérique, ainsi que les changements dans la

turbulence de l'air, le vent et la vapeur d'eau sont tous des composantes de ce que l'on appelle généralement "un îlot de chaleur" urbain. Des études récentes indiquent aussi que la nature des précipitations est modifiée par l'activité urbaine (Harnack et Landsberg, 1975). Detwiler et Chagnon (1976) ont étudié des relevés des précipitations mesurées pendant 80 à 100 ans à St-Louis (Missouri), Chicago (Illinois) et Paris (France). Pendant ce long intervalle de temps, ils ont noté des augmentations de 19 à 38% dans les taux maximum des précipitations estivales. Bien que ces augmentations ne représentent en elles-mêmes qu'un faible taux de croissance (en moyenne seulement 1/4% à 1/3% par année sur la période entière), elles indiquent néanmoins, au moins partiellement, les conséquences de la croissance de l'urbanisation et du développement industriel — conditions qui sont plus répandues de nos jours qu'elles ne l'ont jamais été avant et qui vraisemblablement vont continuer à s'accélérer.

Atkinson (1969) a étudié la quantité de pluie tombée pendant des averses d'orage et trouvé qu'elle était approximativement de 30% supérieure dans la métropole de Londres (Angleterre) qu'à la campagne. Landsberg (1970) suggère qu'une différence de peut-être 10%, serait plus près de la réalité dans la majorité des cas. Bien qu'une simple comparaison de l'accumulation des pluies à différents endroits sans analyse statistique et météorologique appropriée est ouverte à de sérieuses critiques, il est néanmoins intéressant d'observer, en passant, quelques-uns des relevés climatologiques pour les plus grandes zones métropolitaines du Canada. Nous remarquons que les chutes de pluie annuelles relevées à long terme à l'aéroport international de Montréal au sud-ouest de la ville (c'est-à-dire, surtout au vent) sont de 707 mm alors qu'elles sont de 757 mm à l'observatoire de l'université McGill, près du centre commercial de la ville. Plus à l'est au Jardin botanique qui se trouve entre le centre industriel et les raffineries de pétrole, on enregistrait une moyenne annuelle de pluie de 785 mm, c'est-à-dire supérieure de 11% à celle de l'aéroport qui se trouve à moins de 20 kilomètres de là. De même à Toronto, les pluies annuelles dans la région de Downsview-Glenview sont en moyenne d'environ 665 mm, soit près de 8% de plus que les 622 mm relevés à l'aéroport international, à quelques 20 km à l'ouest.

6.2.2 Influences industrielles

Dans des recherches connexes concernant plus le radio-météorologue ou le concepteur de systèmes, Chagnon (1968) a étudié la répartition des valeurs des précipitations, de la fréquence des orages, etc., pendant 40 ans dans la région de Chicago. L'analyse des relevés de 30 stations météorologiques de la région a mené à la découverte inattendue que le maximum de précipitations dans la saison chaude n'a pas lieu au coeur de la région urbaine c'est-à-dire, dans "l'îlot de chaleur" lui-même) mais à un endroit situé à environ 55 km sous le vent du complexe industriel principal entourant Hammond et Gary (Indiana). L'augmentation dans les précipitations annuelles a atteint 30% de plus que les régions avoisinantes, et présente une augmentation de 38% dans la fréquence des orages observés. La répartition des précipitations était en bonne corrélation avec l'indice de pollution atmosphérique à Chicago. Huff et Chagnon (1972) et Semonin et Chagnon (1974) ont remarqué qu'il y avait de même des effets sous le vent pour la ville de St-Louis bien que moins prononcés, ce qui les a conduit à conclure que le phénomène est un exemple de modification météorologique involontaire. (Dans ce cas, des augmentations de seulement 8 à 10% dans les chutes de pluie estivales ont été relevées, surtout à des endroits se trouvant à des distances de 15 à 40 kilomètres sous le vent du centre industriel). Bien que l'interaction complexe des facteurs donnant lieu à l'augmentation des précipitations ne soit pas complètement comprise, il est probable que des ascendances thermiques combinées à beaucoup des effluents industriels communs, servent à augmenter à la fois le développement de cellules de pluie plus grandes et l'instabilité de convection, provoquant par conséquent des chutes de pluie plus intenses.

Dans une étude très pertinente pour la situation canadienne, Hobbs et coll. (1970) ont étudié la concentration en noyaux(*) de condensation dans les nuages et les précipitations annuelles, dans tout l'état de Washington et le sud de la Colombie-Britannique pendant une période de 37 ans, de 1929 à 1966. Les changements observés ont été attribués à la croissance importante, en taille et en nombre, des fonderies

(*) Les noyaux de condensation (N.C.) sont des particules hygroscopiques dans l'atmosphère qui servent de centres préférés de croissance des gouttes d'eau à l'intérieur des nuages.

industrielles et des usines de pâtes et papiers dans la région, pendant l'après-guerre. Sur une région aussi grande, il était possible d'identifier clairement les effets des industries indépendamment de toute influence urbaine. Les usines de pâtes et papiers sont des générateurs prolifiques de N.C.. Elles émettent aussi d'abondantes quantités de chaleur et de vapeur d'eau, fournissant ainsi les éléments essentiels à la formation d'un nuage; on a observé dans quelques cas que des nuages précipitants isolés avaient leur origine directe dans les panaches de fumée industrielle. C'est au Canada que se trouvent deux des trois régions de cette étude présentant la plus grande augmentation de leurs chutes de pluie. La première se trouve au nord de Victoria (C.-B.), et a des précipitations moyennes annuelles calculées sur une période de 20 ans (1947-1966), supérieures de plus de 30% à celles des deux précédentes décennies. Les facteurs causaux dans ce cas sont peu clairs à cause de la proximité de la ville elle-même. L'augmentation des précipitations la plus importante sur le plan statistique pour toute la région, s'est produite toutefois à environ 45 kilomètres en amont dans la vallée de Colombia-Kootenay (c'est-à-dire sous le vent), à partir des grandes fonderies de métal à Trail (C.-B.).

Warren (1968) et Allee (1970), par contre, ont montré que l'injection de teneurs extrêmement élevées de N.C. peut servir à augmenter la stabilité des nuages et réduire en fait les précipitations (en augmentant le nombre de petites gouttelettes et limitant ainsi le nombre de gouttes de taille précipitable). Les effets globaux peuvent donc devenir auto-limitatifs dans une certaine mesure.

Quelsque soient les processus en cause, l'importance des changements involontairement produits par l'homme dans la distribution des précipitations, est suffisamment grande pour nous rendre prudents lorsqu'on étend les statistiques contenues dans ce rapport, aux grandes régions urbaines ou industrielles. Les diverses expériences indiquées dans cette section suggéreraient une augmentation de la probabilité globale des chutes de pluie de 5% à 10% lorsqu'on applique les données des régions rurales ou suburbaines aux centres métropolitains voisins. Une augmentation de 20 à 30% de la probabilité supposée de l'intensité des précipitations semble être raisonnable dans les endroits se trouvant à plusieurs dizaines de kilomètres sous le vent des activités industrielles qui produisent de grandes quantités de N.C.. (Il faut remarquer à cet égard que les effluents particuliers qui proviennent des raffineries de pétrole sont largement non-hygroscopiques et qu'ils ne sont donc pas des agents efficaces de production des précipitations).

7. DISTRIBUTIONS DE L'INTENSITÉ DES PLUIES

Les sections précédentes décrivent avec plus ou moins de détails la nature des données sur les précipitations utilisées au cours de ces recherches et les méthodes d'analyse employées. Elles contiennent aussi diverses observations à propos des caractéristiques spatiales et temporelles des pluies intenses dans différentes parties du pays. De plus, on s'est efforcé de discuter des différentes erreurs et incertitudes instrumentales autant que des influences géographiques et humaines qui font de la climatologie réelle, plus que de moyens statistiques. Nous espérons que ces discussions serviront à élargir l'utilité de cette monographie et en feront plus qu'un simple ensemble de distributions statistiques.

Dans les 47 dernières pages de ce document, la probabilité que les intensités de pluies dépassent les moyennes est présentée pour des endroits situés au Canada dans le même ordre (c'est-à-dire alphabétique) que dans le tableau 1. Pour permettre d'examiner adéquatement tous les régimes de probabilités importants au-dessous de 10^{-4} ou 10^{-5} , les distributions des Figures 43 à 89 ont été limitées de manière à ce qu'elles ne couvrent que les valeurs allant de 10 à 300 mm/h, bien que les statistiques aient été calculées pour un éventail de valeurs supérieures allant de 0,25 mm/h à 1000 mm/h. Naturellement, les probabilités cumulatives continuent à augmenter au-dessous de la limite de 10 mm/h; toutefois avec un tracé logarithmique comme ici, les gradients diminuent graduellement comme on peut le voir dans la Figure 35.

La plupart des statistiques sur les pluies et des modèles d'atténuation publiés récemment sont basés sur des intervalles d'échantillonnage d'une minute ou plus (par exemple, Sims et Jones, 1973). On a donc employé une durée d'intégration efficace d'une minute afin de dériver les courbes actuelles. Toutefois, puisque la pluie est un phénomène qui varie avec le temps (se rappeler la Figure 15) aucune intégration temporelle des données, soit

inhérente aux instruments, soit imposée par l'analyse, n'influencera la distribution résultante et éliminera les renseignements concernant les événements d'une durée plus courte que la période de résolution de base. Dans une étude à l'aide d'un pluviomètre expérimental à réponse rapide, Bodtmann et Ruthroff (1974) ont présenté les résultats de deux ans d'observations faites à une station du New Jersey. Les distributions des intensités des pluies cumulatives pour cet endroit a été comparée pour des temps d'intégration allant de 1,5 secondes à deux minutes.

La base de données actuelles a permis de faire une étude limitée des effets du temps d'intégration sur la distribution résultante. La Figure 40 montre la relation intrinsèque entre le temps requis pour remplir l'un des augets du pluviomètre (c'est-à-dire le temps minimum par basculement) et l'intensité de la pluie. Nous voyons, par exemple, qu'il est impossible même en théorie, d'observer et de déterminer une intensité de plus de 100 mm/h dans moins de $\epsilon_1=0,15$ minute (9 sec.) en utilisant les données actuelles du pluviomètre à augets basculeurs. Au-delà de cette limite fondamentale nous avons été capables dans cette étude de synthétiser tout temps d'intégration désiré. La Figure 41 montre que la distribution calculée pour Kingston (Ontario) change progressivement au fur et à mesure que ce temps d'intégration, ϵ_2 change.

L'effet que nous recherchons ici n'est ni la précision ni la sensibilité du pluviomètre; celles-ci sont obtenues par un étalonnage convenable de l'instrument. Nous nous intéressons plutôt à un aspect de la relation entre la durée et l'intensité de la chute de pluie pour cet endroit. En général, plus les chutes de pluies sont intenses, plus elles sont susceptibles d'être brèves et donc de perdre leur identité lorsque ϵ_2 est grand. Si P_t représente la probabilité cumulative de chutes de pluies pour $\epsilon_2=t$ et P_0 la probabilité "instantanée" pour $\epsilon_2=0$, il y aura donc une erreur apparente due au temps d'intégration fini, de

$$\text{err}(\%) = 100 \times (P_t/P_0 - 1) \quad (31)$$

Malheureusement, le rapport entre la probabilité de dépassement d'une chute de pluie pour différentes valeurs de ϵ_2 , ne varie pas régulièrement lorsque les valeurs de R qui nous intéressent sont très grandes, à cause d'un nombre décroissant d'échantillons, même dans une base de données de 10 ans. De plus, on a trouvé que le comportement varie considérablement d'un endroit à un autre. La Figure 42 montre cette erreur d'intégration pour différentes valeurs de ϵ_2 à deux stations, l'une typique du climat maritime de la côte occidentale et l'autre représentant la région des fortes chutes de pluies de l'est du Canada. À Comox, où il se produit très rarement de très fortes intensités de pluies, les durées sont très petites. Moins de 40% de chutes de pluies éparses à 100 mm/h durent probablement une minute complète, tandis qu'à Kingston, 70% de ces précipitations dépassent une minute. À cause des grandes fluctuations qui se produisent dans le rapport P_t/P_0 pour les plus fortes intensités de pluies, ces courbes sont simplement indicatrices des tendances. Lorsqu'on a besoin de statistiques sur les pluies de courte durée, il est recommandé d'utiliser les paramètres du modèle avec puissance des chutes de pluies présentés dans les Figures 36 et 37.

8. RÉFÉRENCES

- SEA, *Normales Canadiennes*, Vol. 2-S1, Précipitations 1941-1970, Pêches et Environnement Canada, Downsview, (1975).
- Allee, P.A., *Air Pollution and the Cloud Droplet Condensation Nuclei Concentration*, Second Conference on Weather Modification, (Santa Barbara), Preprint Volume, American Geophysical Union, Boston, (1970).
- Altman, F.J., *Storm Cell Models from Digital Radar Data*, in: Propagation of Radio Waves at Frequencies above 10 GHz, IEE Conference Publication No. 98, London, (1973).
- Anon., *Climate of British Columbia*, British Columbia Ministry of Agriculture, Victoria, (1976).

- Atkinson, B.W., *A Further Examination of the Urban Maximum of Thunder Rainfall in London, 1951–1960*, Publication No. 48, Inst. Brit. Geogr., London, (1969).
- Austin, P.M., *Apatial Characteristics of Precipitation on the Subsynchronous Scale*, Proceedings of IUCRM Colloquium on Fine Scale Structure of Precipitation and EM Propagation (Nice), Central National d'Etudes des Telecommunications, Issy-les-Moulineaux, (Oct. 1973).
- Austin, P.M. and R.A. Houze, Jr., *Analysis of Precipitation Patterns in New England*, J. Appl. Meteor., 11, 926–935, (Sept. 1972).
- Barry, R.G. and R.J. Chorley, *Atmosphere, Weather and Climate*, Second Edition, Methuen & Co., Ltd., London, (1971).
- Bellon, A. and G.L. Austin, *The Real-Time Test and Evaluation of a Short Term Precipitation Forecasting Procedure*, Proceedings of the 18th conference on Radar Meteorology (Atlanta), American Meteorological Society, Boston, (1978).
- Bergeron, T., *Problems and Methods of Rainfall Investigation*, in: Physics of Precipitation, H. Weickmann, editor, Geophysics Monograph No. 5, American Geophysical Union, Washington, (1960).
- Black, R.F., *Precipitation at Barrow, Alaska, Greater than Recorded* Trans A.G.U., 35, 203–206, (April 1954).
- Bodtmann, W.F. and C.L. Ruthroff, *Rain Attenuation on Short Radio Paths: Theory, Experiment, and Design*, Bell Syst. Tech. J., 53, 1329–1349, (Sept. 1974).
- Bourke, R.S., *M.S.C. Tipping Bucket Rain Gauge*, (Unpublished Report), I/C Calibration Lab, AES, Downsview, (Jan. 1973).
- Brooks, C.E.P. and N. Carruthers, *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*, Her Majesty's Stationery Office, London, (1953).
- Browning, K.A., M.E. Hardman, T.W. Harrold and C.W. Pardoe, *The Structure of Rain Bands Within a Mid-Latitude Depression*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 215–231, (1973).
- Bruce, J.P. and R.H. Clark, *Introduction of Hydrometeorology*, Pergamon Press, Oxford, (1960).
- Brussaard, G., *Rain Attenuation on Satellite-Earth Paths at 11.4 and 14 GHz* Ann. Telecomm., 32, 514–518, (Nov.–Dec. 1977).
- Brussaard, G. and P.A. Watson, *Annual and Annual-Worst-Month Statistics of Fading on Earth Satellite Paths at 11.5 GHz*, Electron. Lett., 14, 278–280, (Apr. 1978).
- Byers, H.R., *Elements of Cloud Physics*, University of Chicago Press, Chicago, (1965).
- CCIR, *Radiometeorological Data*, Report 563, 13th Plenary Assembly (Geneva, 1974), International Telecommunications Union, Geneva, (1975).
- CCIR, *Rain Data for the Prediction of the Attenuation Statistics in the Most Unfavourable Month*, Document 5/230-E, [1974–1978], International Telecommunications Union, Geneva, (July 1977a).
- CCIR, *Worst-Month Statistics*, Document 5/302-E, (Switzerland), [1974–1978], International Telecommunications Union, Geneva, (Sept. 1977b).
- CCIR, *Draft Reply From Study Group 4 to the Chariman of Study Group 5 With Respect to the Definition of the term "Worst Month"*, Document 4/388-E, [1974–1978], International Telecommunications Union, Geneva, (October, 1977c).

- CCIR, *Radiometeorological Data*, Report 563-1, 14th Plenary Assembly (Kyoto), International Telecommunications Union, Geneva, (1978a).
- CCIR, *Rain Attenuation Prediction*, Document P/105-E, Special Preparatory Meeting, International Telecommunications Union, Geneva, (1978b).
- CCIR, *Relationship Between Point Rain Rate Distribution in the Worst-Month and that in the Year*, Document P/259-E, Special Preparatory Meeting, International Telecommunications Union, Geneva, (1978c).
- Chagnon, S.A., Jr., *The Laporte Weather Anomaly – Fact or Fiction*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 49, 4–11, (Jan. 1968).
- Chapman, J.D., D.B. Turner, A.L. Farley, and R.I. Ruggles, Editors, *British Columbia Atlas of Resources*, First Edition, B.C. Natural Resources Conference, Vancouver, (1956).
- Chen, W.Y.S., *A Simple Method for Estimating Five-Minute Point Rain-Rate Distributions Based on Available Climatological Data*, Bell Syst. Tech. J., 55, 129–134, (Jan. 1976).
- Crane, R.K. and W.E. Debrunner, *Worst Month Statistics*, Electron. Lett., 14, 38–40, (Jan. 1978).
- Crowe, P.R., *Concepts in Climatology*, St. Martin's Press New York, (1971).
- Detwiller, J. and S.A. Chagnon, Jr., *Possible Urban Effects on Maximum Daily Rainfall at Paris, St. Louis and Chicago*, J. Appl. Meteor., 15, 517–519, (May 1976).
- Dwight, H.B., *Tables of Integrals and Other Mathematical Data*, The Macmillan Co., New York, (1947).
- Fairbridge, R.W., Editor, *The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology*, Reinhold Publishing Corp., New York, (1967).
- Fremlin, G., Editeur en Chef, *Atlas National du Canada*, Quatrième Edition, Cie Macmillan du Canada, Ltée, Toronto, (1974).
- Gumbel, E.J., *Statistical Theory of Extreme Values and Some Practical Applications*, Monograph No. 33, NBS Applied Math Series, U.S. Dept. of Commerce, Washington, (Feb. 1954).
- Gumbel, E.J., *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, New York, (1958).
- Haltiner, G.J. and F.L. Martin, *Dynamical and Physical Meteorology*, McGraw-Hill Book Co., New York, (1957).
- Harnack, R.P. and H.E. Landsberg, *Selected Cases of Convective Precipitation Caused by the Metropolitan Area of Washington, D.C.*, J. Appl. Meteor., 14, 1050–1060, (Sept. 1975).
- Harrold, T.W., *The Structure of Precipitation Systems*, Proceedings of IUCRM Colloquium on Fine Scale Structure of Precipitation and EM Propagation (Nice), Centre National d'Etudes des Telecommunications, Issy-les-Moulineaux, (Oct. 1973).
- Hobbs, P.V. and R.A. Houze, Jr., *Mesoscale Structure of Precipitation in Extratropical Cyclones*, Proceedings of the International Conference on Cloud Physics (Boulder), American Meteorological Society, Boston, (1976).
- Hobbs, P.V. and J.D. Locatelli, *Rainbands, Precipitation Cores and Generating Cells in a Cyclonic Storm* J. Atmos. Sci., 35, 230–241, (Feb. 1978).

- Hobbs, P.V., L.F. Radke and S.E. Shumway, *Cloud Condensation Nuclei from Industrial Sources and Their Apparent Influence on Precipitation in Washington State*, J. Atmos. Sci., 27, 81–89, (Jan. 1978).
- Hogg, D.C., *Millimeter-Wave Communication Through the Atmosphere*, Science, 159, 39–46, (Jan. 1968).
- Houze, R.A., Jr., *A Climatological Study of Vertical Transports by Cumulus-Scale Convection*, J. Atmos. Sci., 30, 1112–1123, (Sept. 1973).
- Huff, F.A., *Statistics of Precipitation*, Proceedings of IUCRM Colloquium on Fine Scale Structure of Precipitation and EM Propagation (Nice), Centre National d'Etudes des Telecommunications, Issy-les-Moulineaux, (Oct. 1973).
- Huff, F.A. and S.A. Chagnon, Jr., *Climatological Assessment of Urban Effects on Precipitation at St. Louis*, J. Appl. Meteor., 11, 823–842, (Aug. 1972).
- James, J.W., *The Effect of Wind on Precipitation Catch over a Small Hill*, J. Geophys. Res., 69, 2521–2524, (June 1964).
- Katz, I., *Rain Cell Statistics Experiment*, Proceedings of the 16th Radar Meteorology Conference (Houston), American Meteorological Society, Boston, (1975).
- Katz, I., *A Rain Cell Model*, Proceedings of the 17th Conference on Radio Meteorology (Seattle), American Meteorological Society, Boston, (1976).
- Konrad, T.G. and R.A. Kropfli, *Statistical Models of Rain Cells Derived from Radar Observations*, Proceedings of the 16th Radar Meteorology Conference (Houston), American Meteorological Society, Boston, (1975).
- Krishnamurti, R., *On Cellular Cloud Patterns, Part 1: Mathematical Model*, J. Atmos. Sci., 32, 1353–1363, (July 1975).
- Kurtyka, J.C., *Precipitation Measurements Study*, Report of Investigation No. 20, Illinois State Water Survey, Urbana, Ill., (Feb. 1953).
- Landsberg, H.E., *The Climate of Towns*, in: *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, Edited by W.L. Thomas, Jr., University of Chicago Press, Chicago, (1956).
- Landsberg, H.E., *Man-Made Climatic Changes*, Science, 170, 1265–1274, (Dec. 1979).
- Lefrançois, G., *Modèle théorique de précipitation équivalente sur un trajet radioélectrique*, Ann. Télécomm., 26, 445–453, (Nov.–Dec. 1971).
- Lin, S.H., *Dependence of Rain-Rate Distribution on Rain-Gauge Integration Time*, Bell Syst. Tech. J., 55, 135–141, (Jan. 1976a).
- Lin, S.H., *Rain-Rate Distributions and Extreme-Value Statistics*, Bell Syst. Tech. J., 55, 1111–1124, (Oct. 1976b).
- Lin, S.H., *From Rain to Attenuation: Application to 11 GHz Radio*, 1977 International Conference on Communications, Chicago, (1977).
- MacKenzie, E.C., and J.E. Allnutt, *Effect of Squall-Line Direction on Space-Diversity Improvement Obtainable with Millimetre-Wave Satellite Radiocommunication Systems*, Electron. Lett., 13, 571–573, (Sept. 1977).

- Marshall, J.S., *Precipitation Trajectories and Patterns*, J. Meteor., 10, 25–29, (Feb. 1953).
- Marwitz, J.D., *The Structure and Motion of Severe Hailstorms, Part II: Multi-Cell Storms*, J. Appl. Meteor., 11, 180–188, (Feb. 1972).
- Miles, M.K., *Predicting Temperature Trends in the Northern Hemisphere to the Year 2000*, Nature, 276, 356–359, (23 Nov. 1978).
- Misme, P. and J. Fimbel, *Détermination théorique et expérimentale de l'affaiblissement par la pluie sur un trajet radioélectrique*, Ann. Télécomm., 30, 149–158, (May–June 1975).
- Morita, K., *A Method for Estimating Year and Worst-Month Rain Rate Distributions*, Trans. Inst. Electr. Comm. Eng. Japan, E-61, 618–624, (Aug. 1978).
- Rica, P.L. and N.R. Holmberg, *Cumulative Time Statistics of Surface-Point Rainfall Rates*, Trans. IEEE, COM-21, 1131–1136, (Oct. 1973).
- Sanderson, M., *A Comparison of Canadian and United States Standard Methods of Measuring Precipitation*, J. Appl. Meteor., 14, (Sept. 1975).
- Segal, B., *High-Resolution Rainfall Data Distributions at Locations Across Canada*, Preliminary Report, Communications Research Centre, Ottawa, (May 1977).
- Semonin, R.G. and S.A. Chagnon, Jr., *METROMEX: Summary of 1971–1972 Results*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 55, 95–100, (Feb. 1974).
- Sims, A.L. and D.M.A. Jones, *Climatology of Instantaneous Precipitation Rates*, Report No. TR-73-0171, Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Mass., (March, 1973).
- Sporns, U., *On the Transposition of Short-Duration Rainfall Intensity Data in Mountainous Regions*, Tech. Publ. No. TEC-519, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont., (1964).
- Spreen, W.C., *A Determination of the Effect of Topography upon Precipitation*, Trans. A.G.U., 28, 285–290, (April 1947).
- Strickland, J.I., *Radar Measurements of Site-Diversity Improvement During Precipitation*, J. Recherches Atmos., 8, 451–464, (Jan.–June 1974).
- Sutton, Sir O.G., *Micrometeorology*, McGraw-Hill Book, Co., New York, (1953).
- Thomas, M.K., *Recent Climatic Fluctuations in Canada*, Climatological Studies, No. 28, Atmospheric Environment Service, Toronto, (1975).
- Trewartha, G.T., *An Introduction to Climate*, Fourth Edition, McGraw-Hill Book Co., New York, (1968).
- Werner, J., *A Reduction in Rainfall Associated with Smoke from Sugar-Cane Fires – An Inadvertent Weather Modification?*, J. Appl. Meteor., 7, 247–251, (1968).
- Wexler, R. and D. Atlas, *Precipitation Generating Cells*, J. Meteor., 16, 327–332, (June 1959).
- Wilson, W.T., Discussion of paper, *Precipitation at Barrow, Alaska, Greater than Recorded*, by R.F. Black, Trans. A.G.U., 35, 206–207, (April 1954).
- Wright, J.B. and C.H. Trenholm, *Greater Vancouver Precipitation*, Tech. Memo TEC722, Atmospheric Environment Service, Downsview, (Sept. 1969).

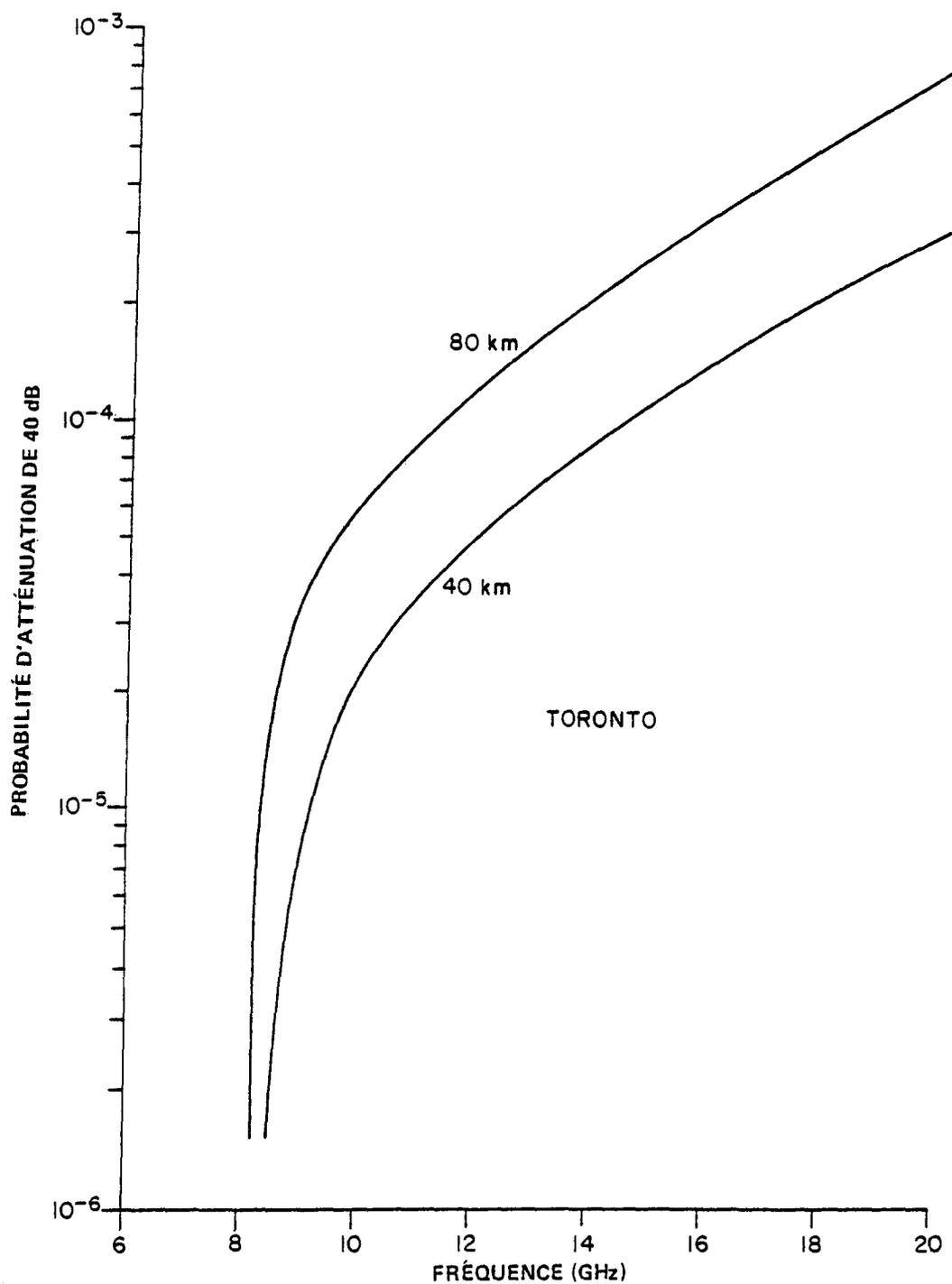


Figure 1. Probabilité que de grosses pluies atténuent les liaisons terrestres par micro-ondes de 40 et 80 km à Toronto (Ontario)

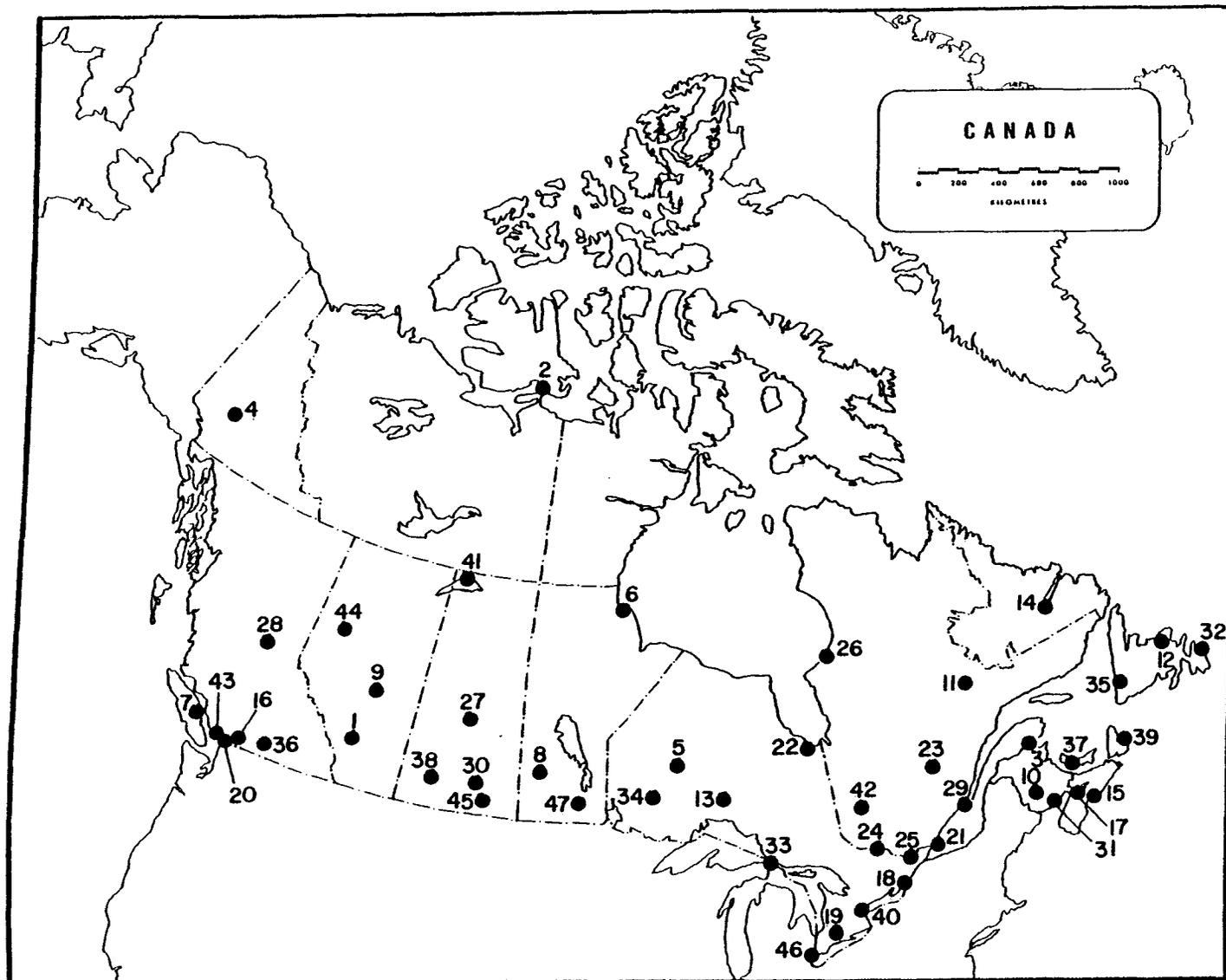


Figure 2. Carte indiquant l'emplacement des stations d'enregistrement des pluies dont on a analysé les données des pluviomètres. Les chiffres correspondent à ceux des stations du tableau 1.

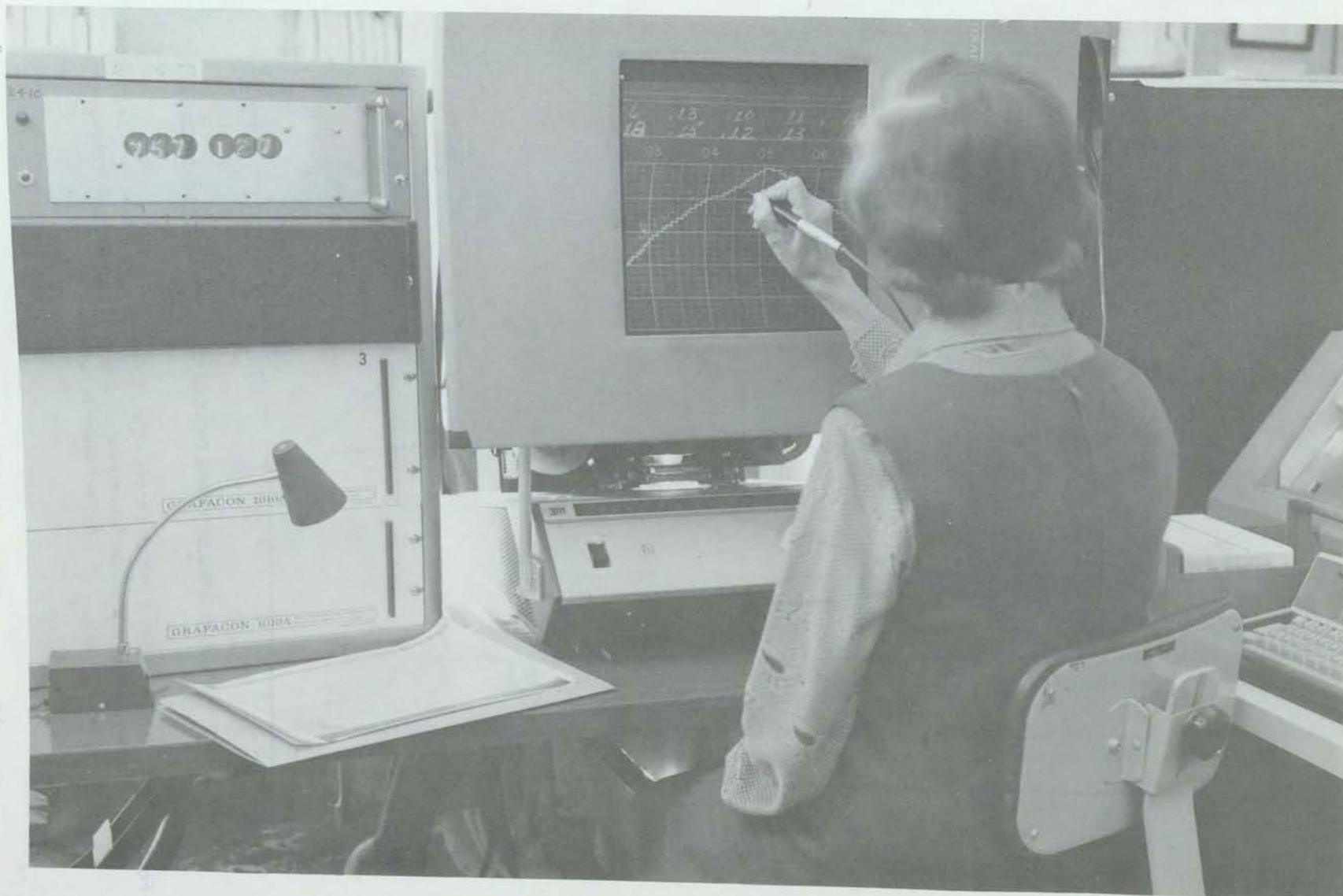


Figure 3. Numérisation du tracé agrandi du diagramme des pluies d'un pluviomètre à augets basculeurs

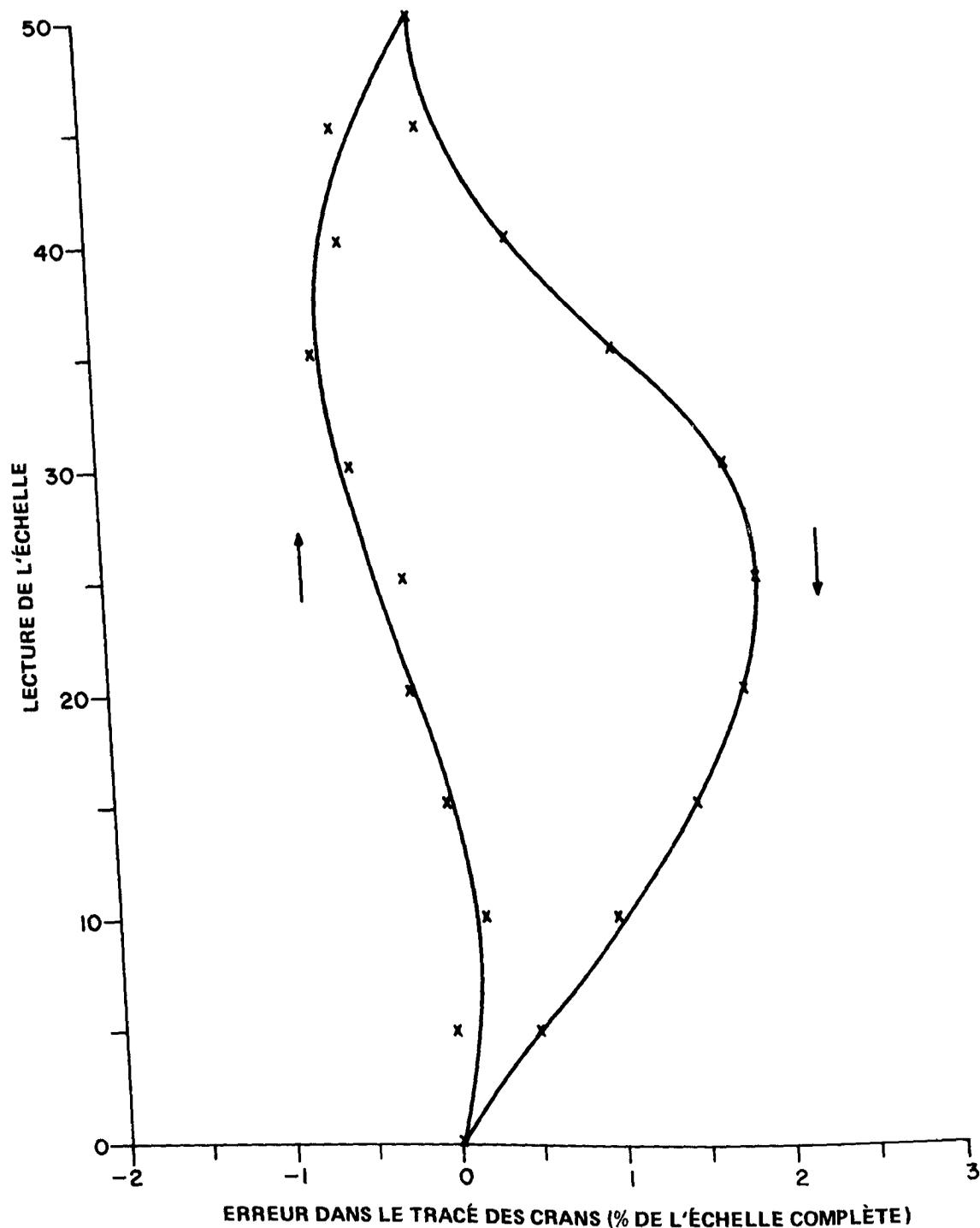


Figure 4. Erreur de position dans le tracé du graphique d'un pluviomètre à augets basculeurs. La lecture de l'échelle est en unités de 0,01 pouce d'accumulation de pluies. La flèche indique la direction du mouvement du stylet.

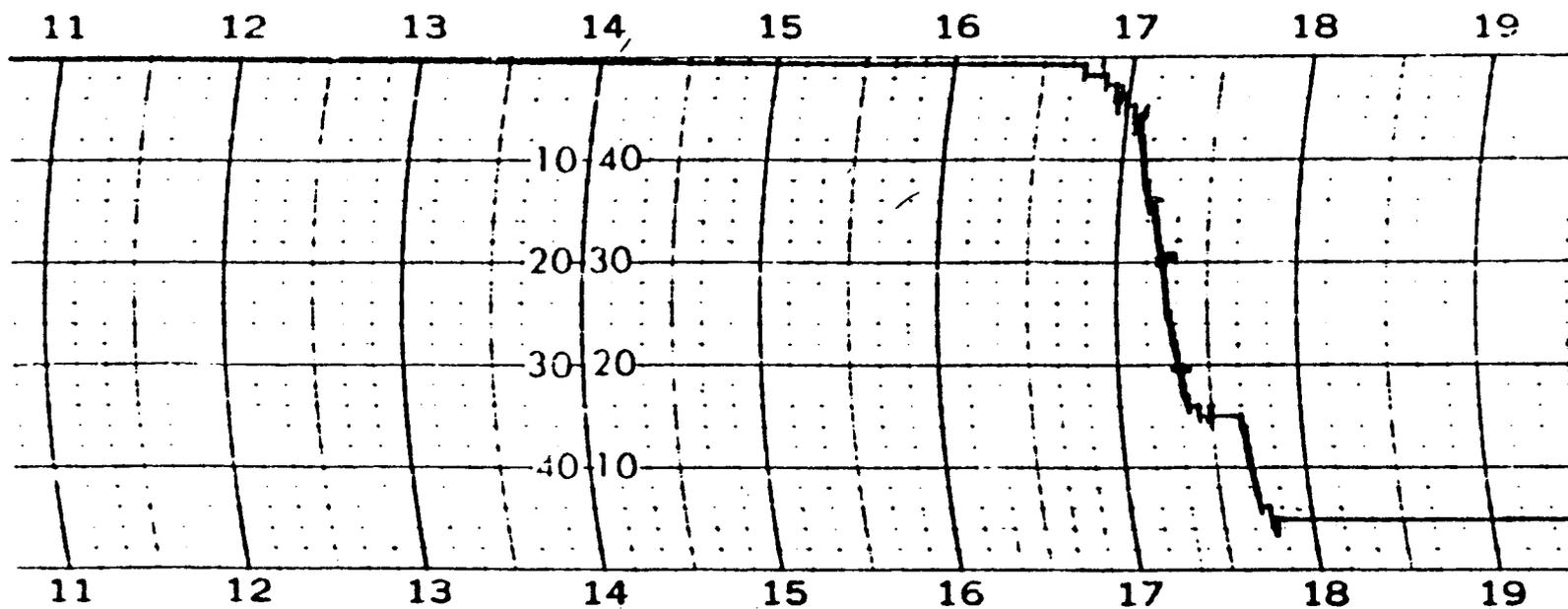


Figure 5. Portion d'un diagramme des pluies avec une erreur modérée due à un mauvais alignement. Le maximum dans l'intensité des pluies (près de 1740 heures) dépasse pendant une brève période 50 mm/h. L'inclinaison du tracé horizontal par rapport à l'axe du temps est d'environ $3/4^\circ$ dans cet exemple.

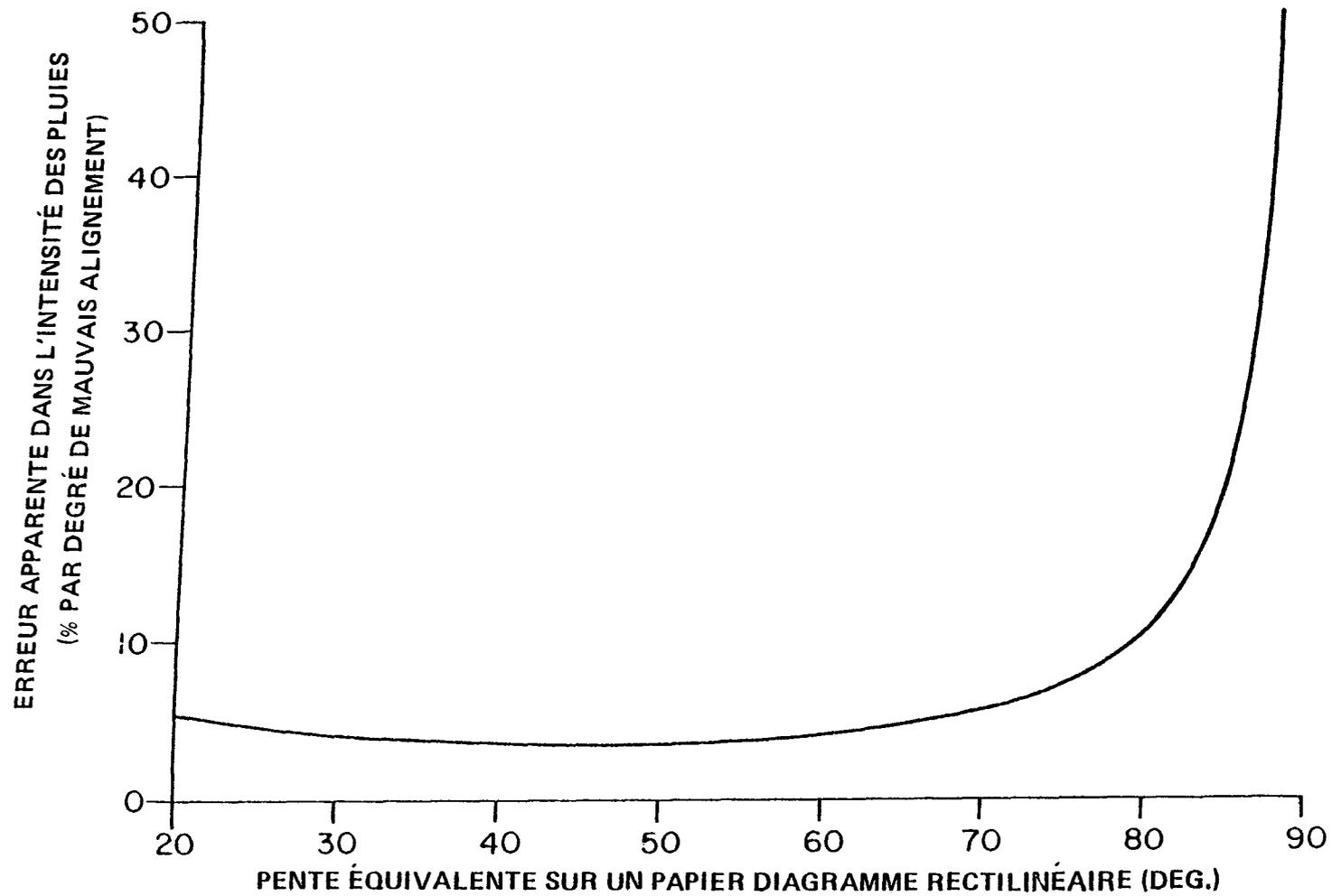


Figure 6. Erreur résultant du mauvais alignement du papier diagramme en fonction de la pente du tracé

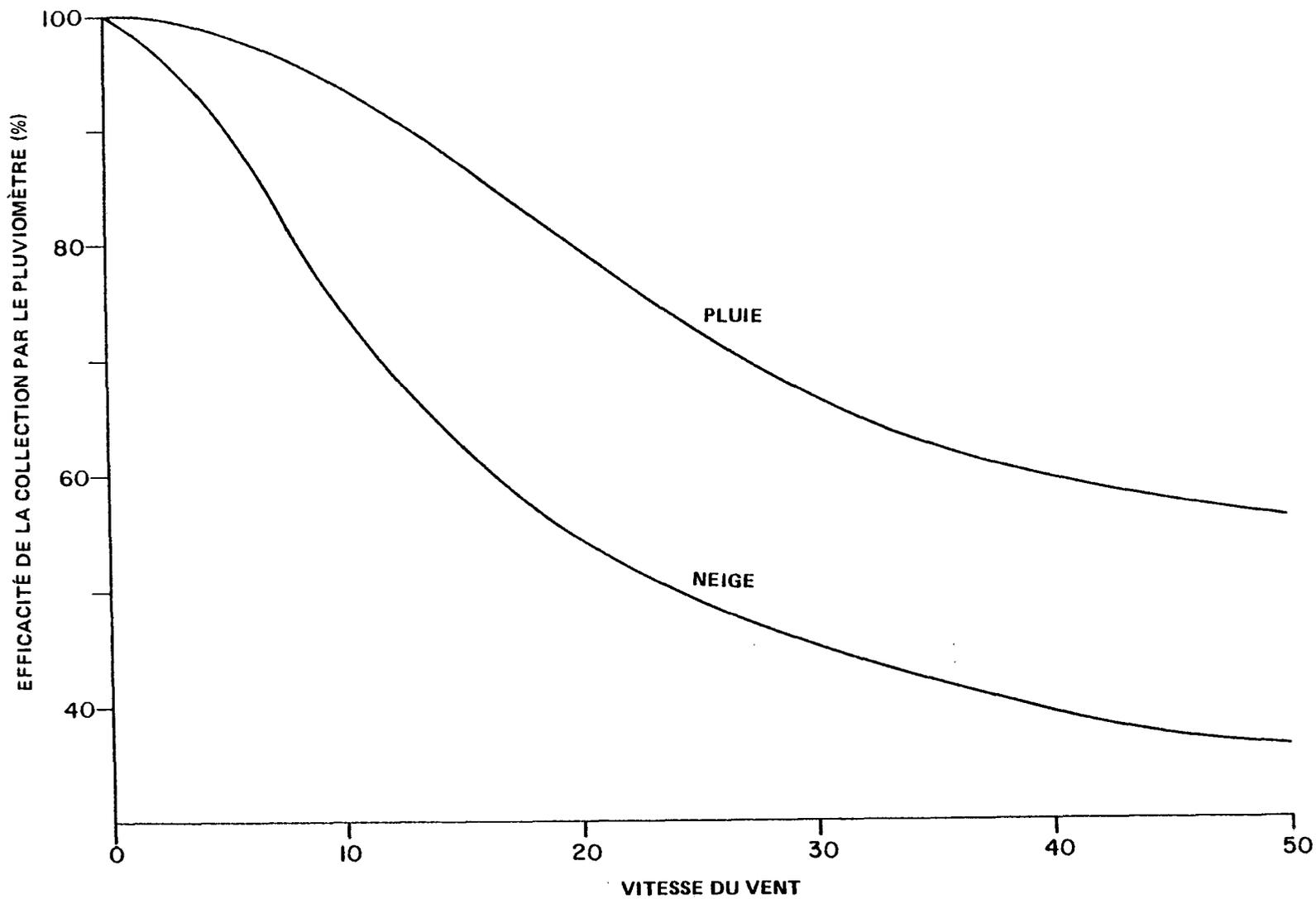


Figure 7. Efficacité du pluviomètre en fonction de la vitesse horizontale du vent

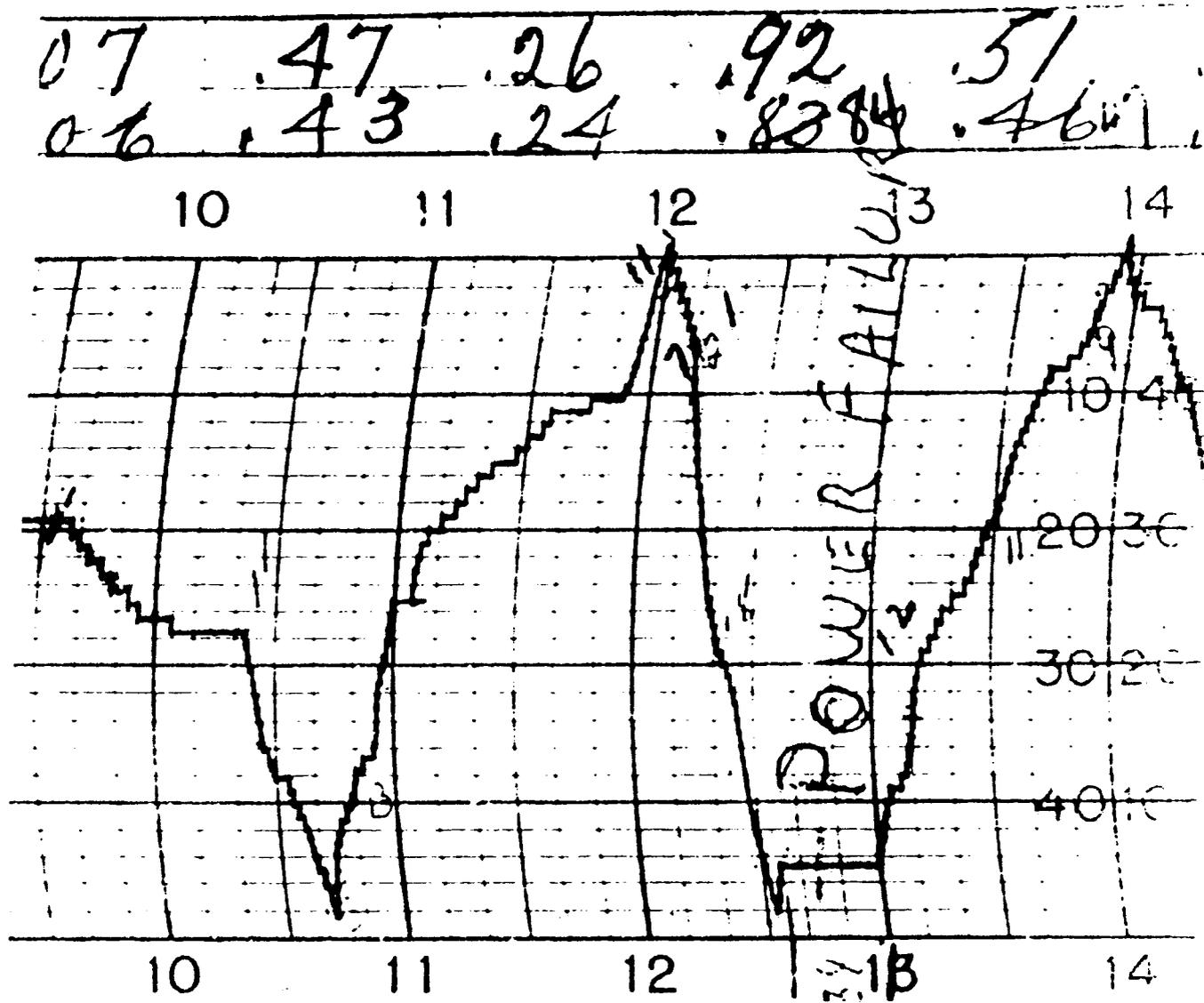


Figure 8. Exemple de perte de données du pluviomètre pendant un orage modéré à cause d'une panne d'électricité. Cette situation a été enregistrée à la station météorologique de l'aéroport international de Montréal peu après midi le 12 septembre 1964. La rupture suivait un record de dix ans pour 30 minutes de pluie en septembre.

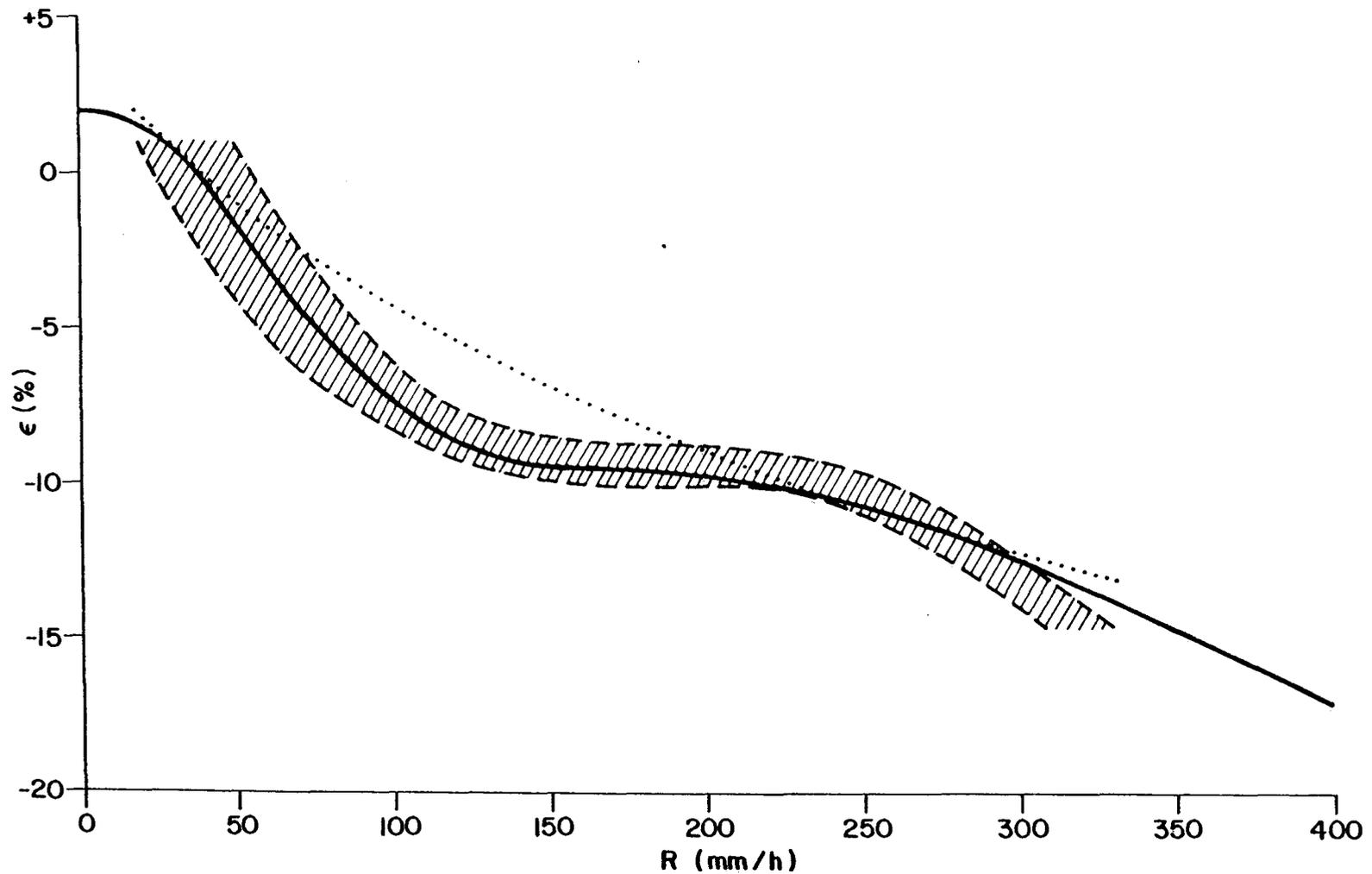


Figure 9. Imprécision de l'intensité mesurée des chutes de pluie avec un pluviomètre à augets basculeurs. La zone hachurée contient un certain nombre d'observations expérimentales faites par le S.E.A. La ligne pointillée indique l'étalonnage du pluviomètre à augets basculeurs du Bureau météorologique américain. La ligne épaisse indique l'erreur du pluviomètre supposée dans le présent travail.

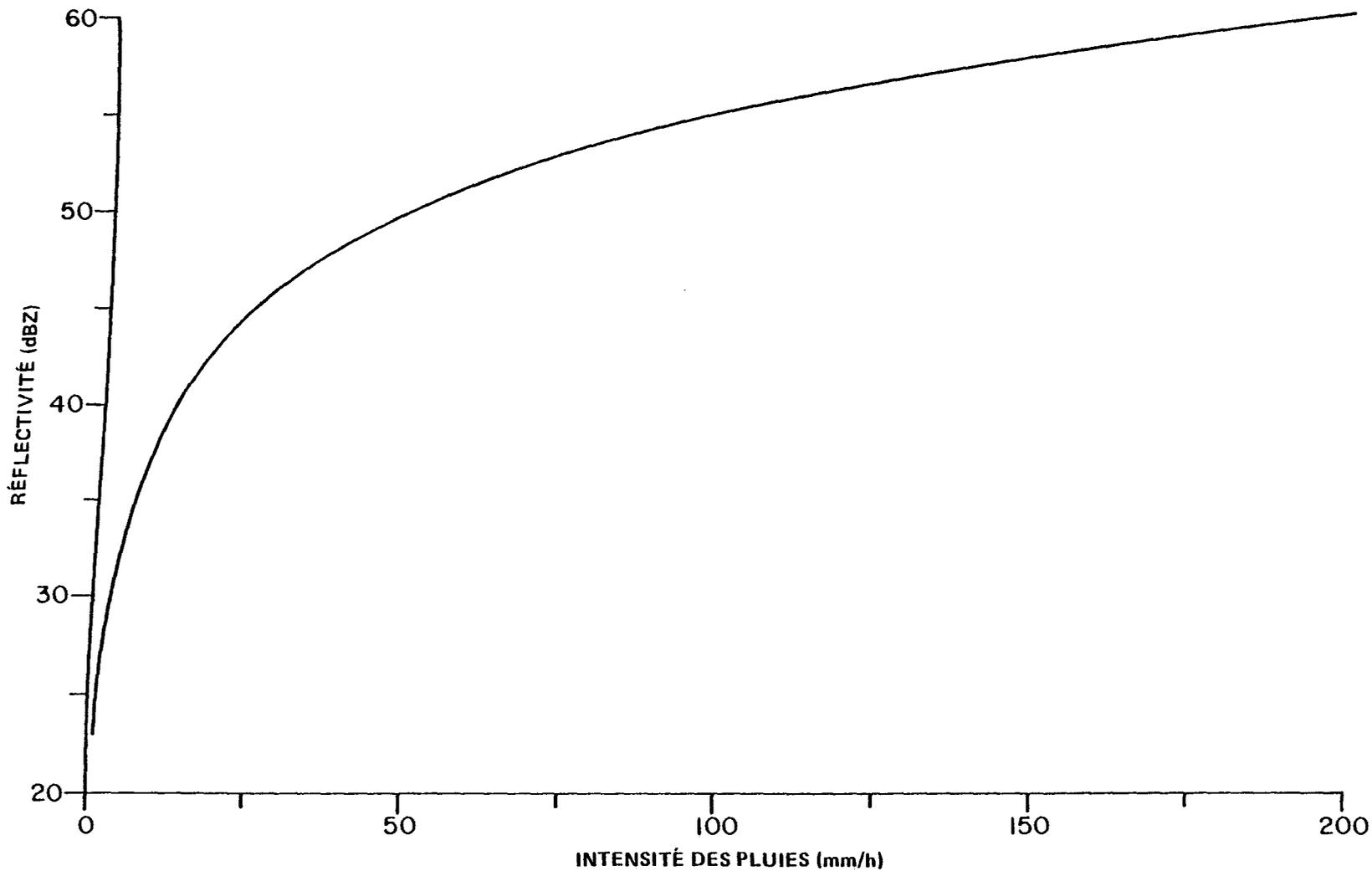


Figure 10. Relation approximative entre l'intensité des pluies observées au sol et le facteur de réflectivité du radar ($Z=1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$).

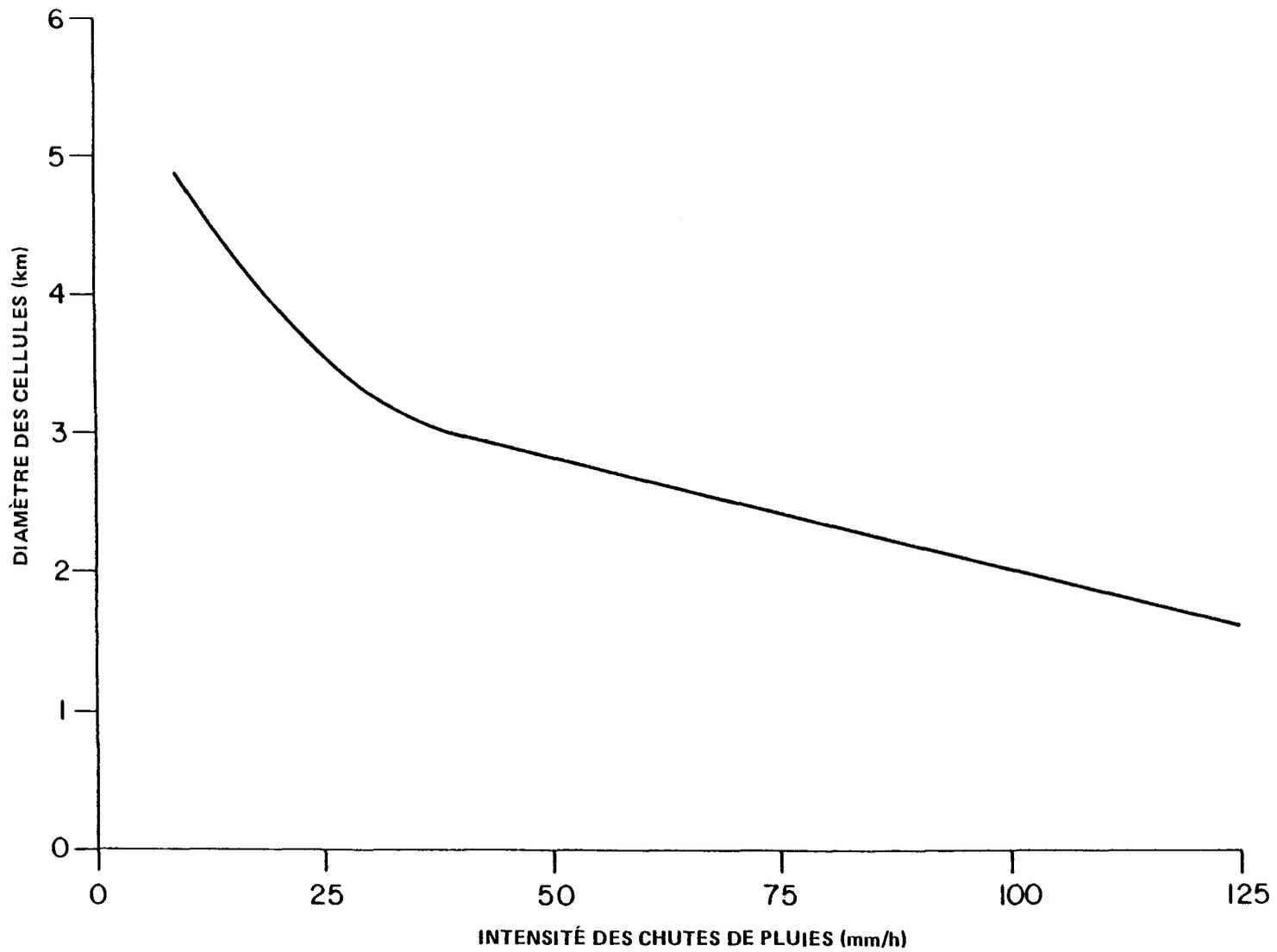


Figure 11. Modèle de CCIR (1974) de taille moyenne d'une cellule de pluie en fonction de l'intensité des pluies, à partir de données provenant de divers emplacements géographiques.

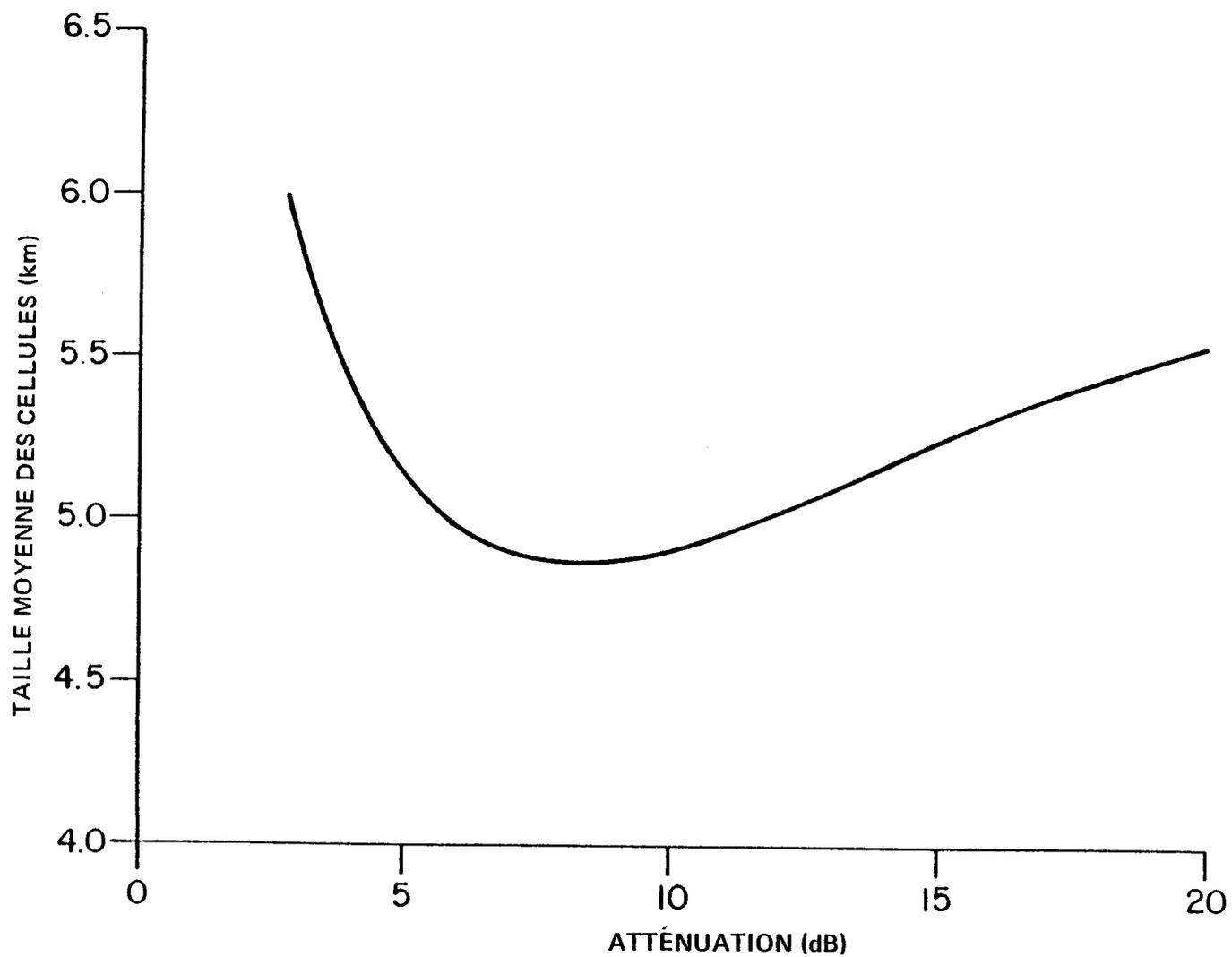


Figure 12. Dimension horizontale moyenne des cellules de pluies observées à Ottawa en fonction de l'atténuation oblique sous une élévation de 5° (Strickland, 1974).

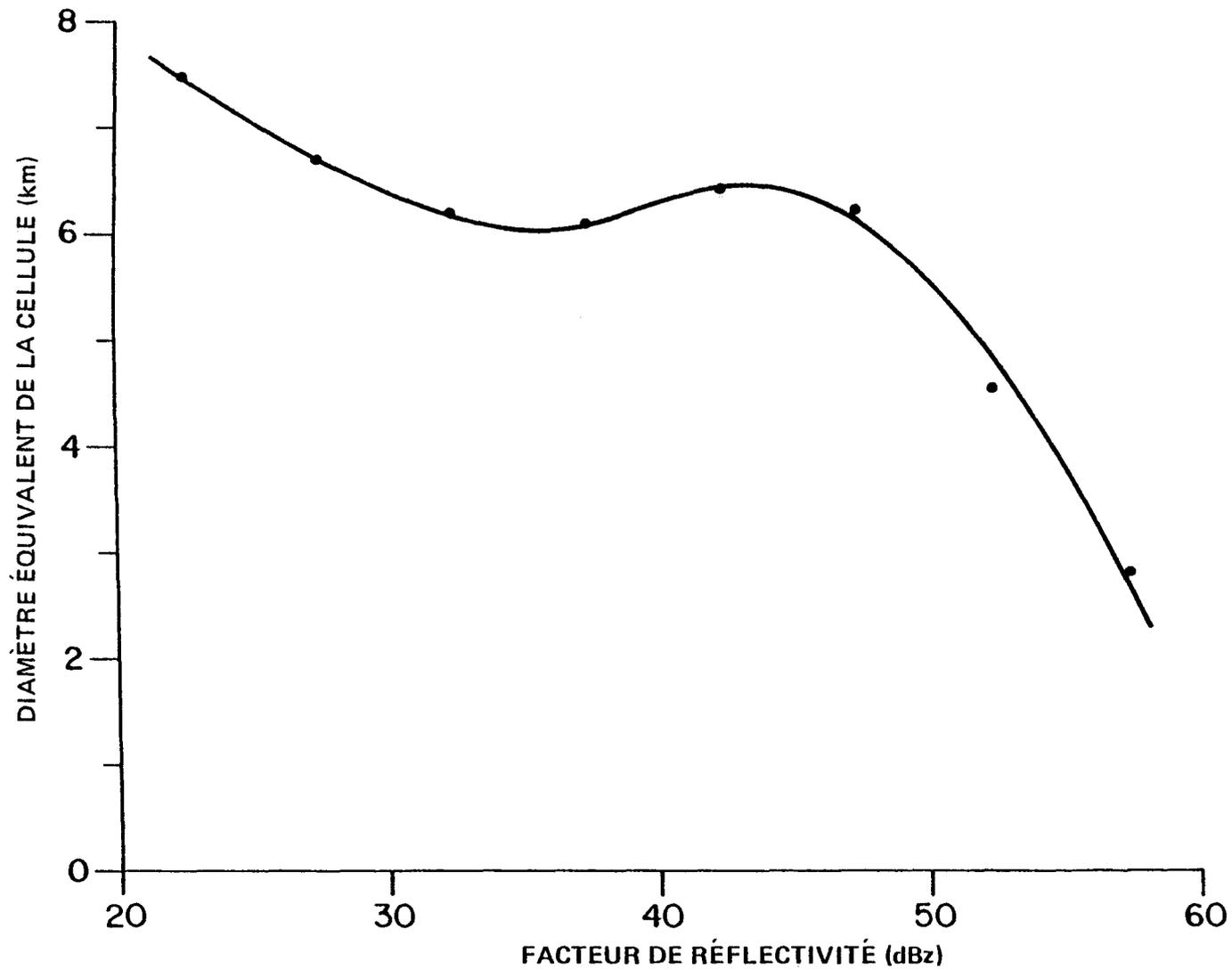


Figure 13. Taille des cellules de pluie en fonction de la réflectivité du radar, observée à l'île Wallops, Va. (Konrad et Kropfli, 1975).

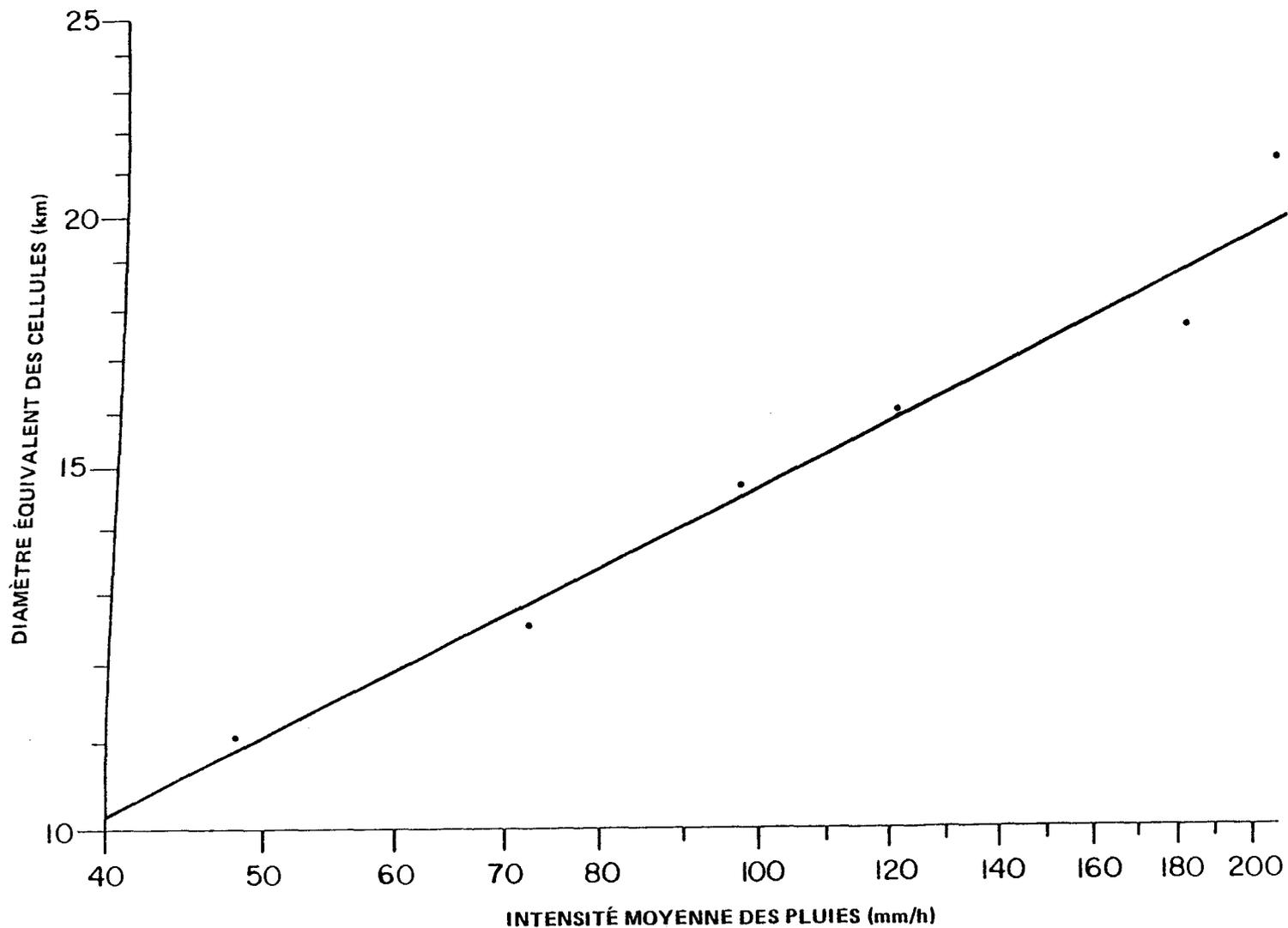


Figure 14. Diamètre équivalent de la cellule "de pluie" en fonction de l'intensité moyenne des chutes de pluie observées en surface dans la région de St-Louis, Mo. (Huff, 1973).

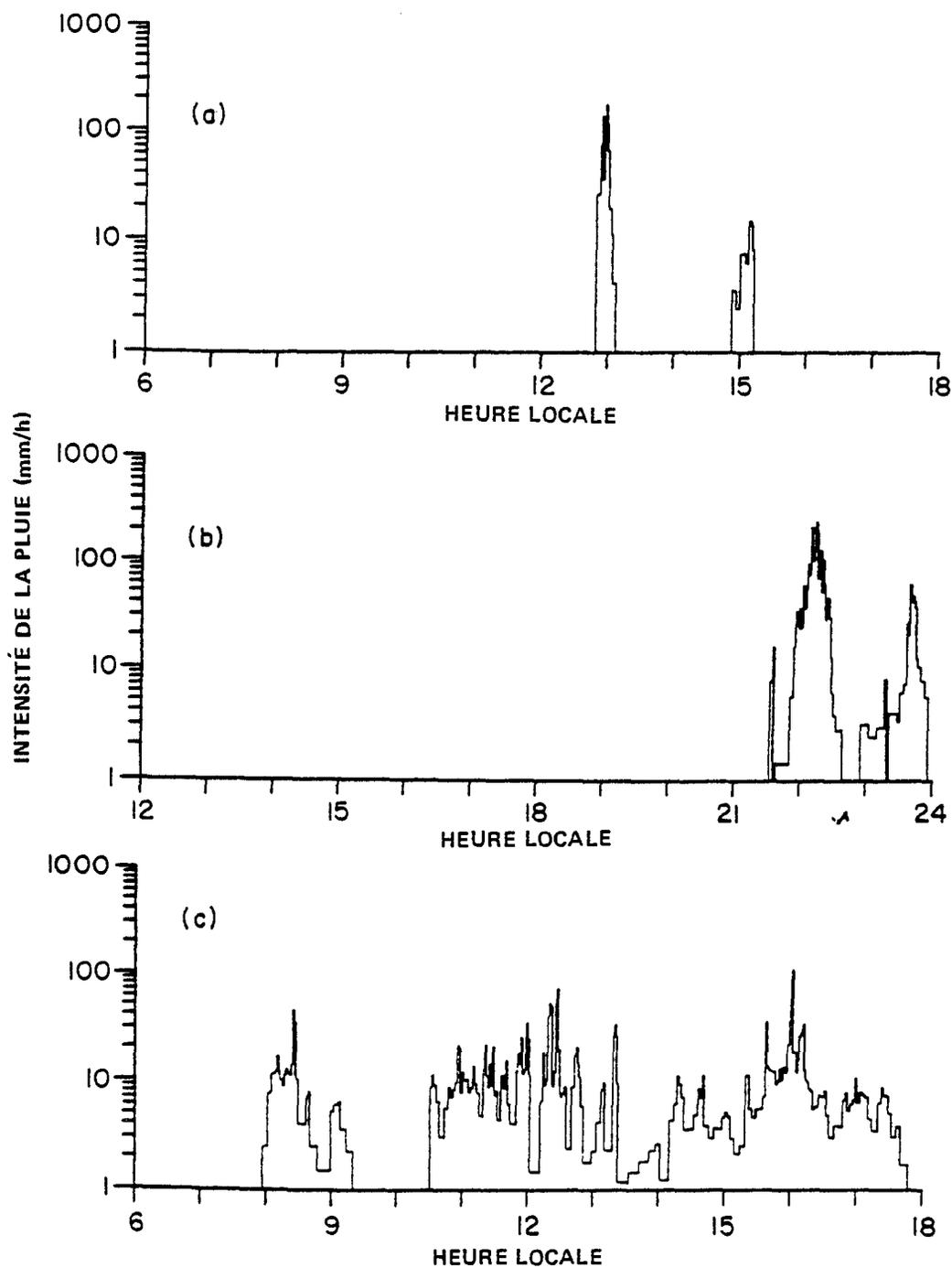


Figure 15. Exemples de précipitations observées à un endroit fixe, au sol. On constate trois caractéristiques distinctes en fonction du temps.

(a) cellule très intense et très petite observée à Ottawa, le 14 mai 1963.

(b) grandes cellules de pluie isolée observées à Winnipeg, le 20 septembre 1970.

(c) structure complexe de pluie diffuse observée à Halifax, le 24 août 1963.

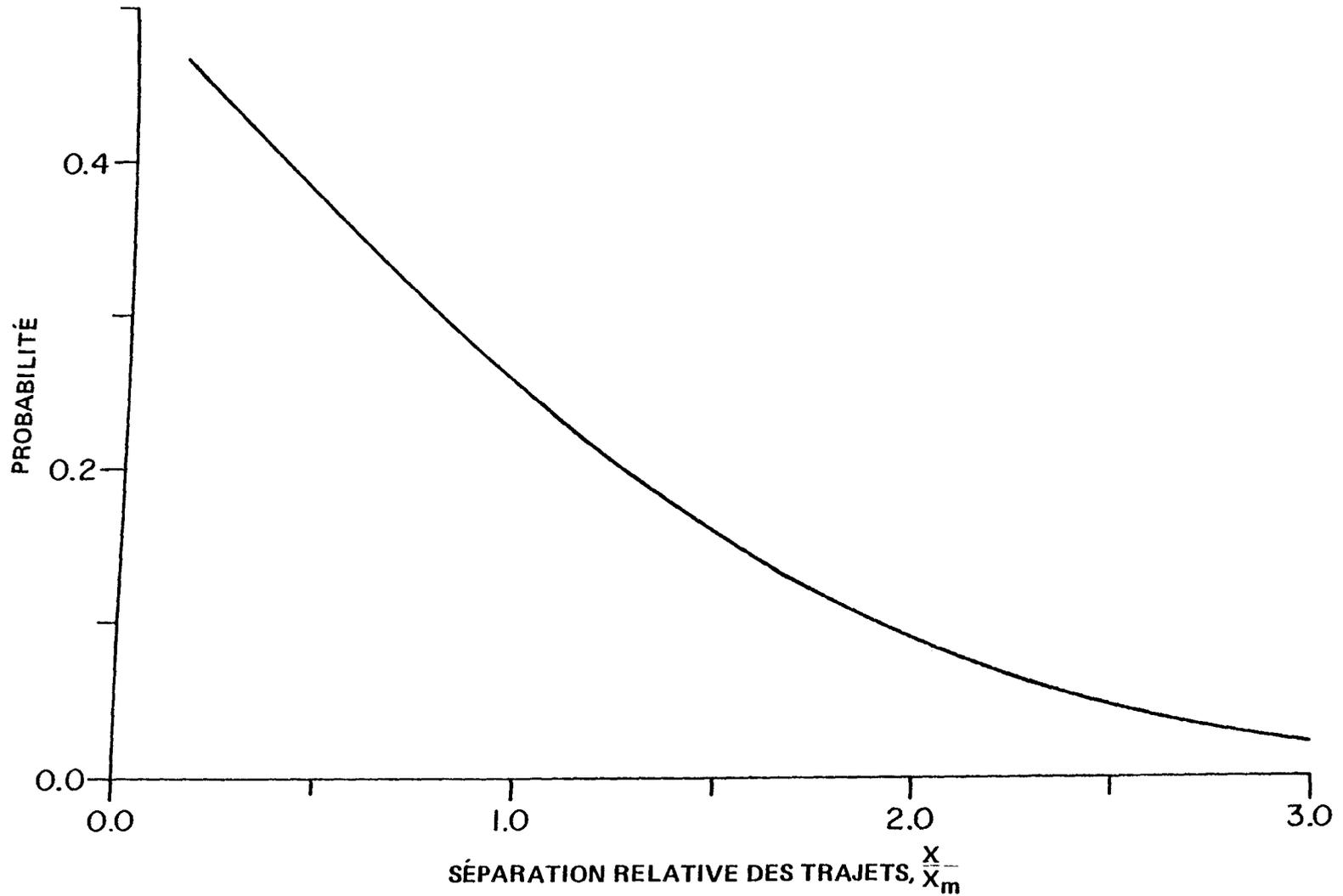


Figure 16. Probabilité conditionnelle maximale que des cellules de pluie atténuatrices se produisent en même temps sur des trajets parallèles dans la région d'Ottawa. $X_m = 0,6756$ est la médiane de la valeur absolue de séparation des paires de cellules selon une dimension. La relation n'existe plus pour des petites séparations en raison de la taille finie des cellules de pluie individuelles.

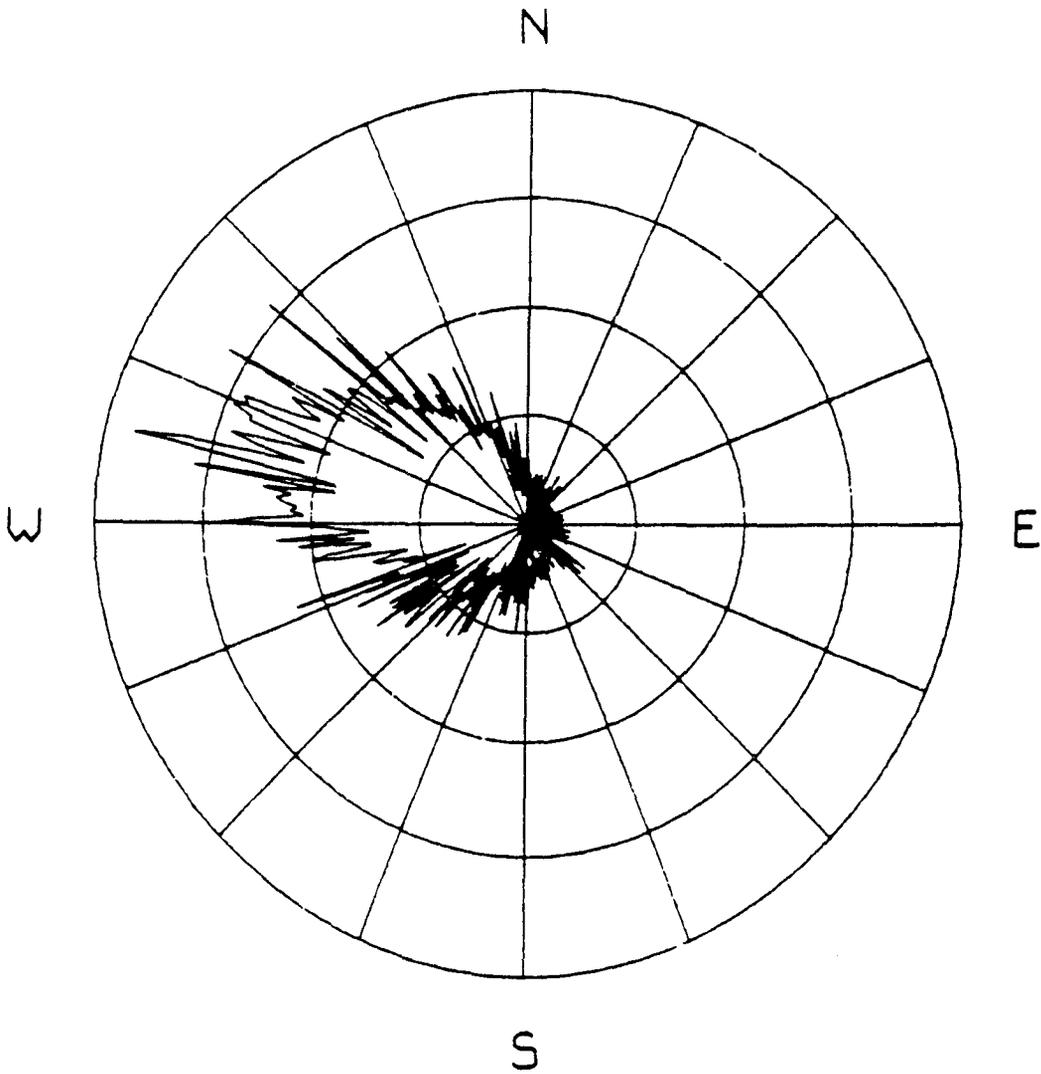


Figure 17. Distribution de la direction de la source du vent à un niveau de pression de 700 mbar relevé à Edmonton (Alberta) pendant une période de dix ans (1961–1970).

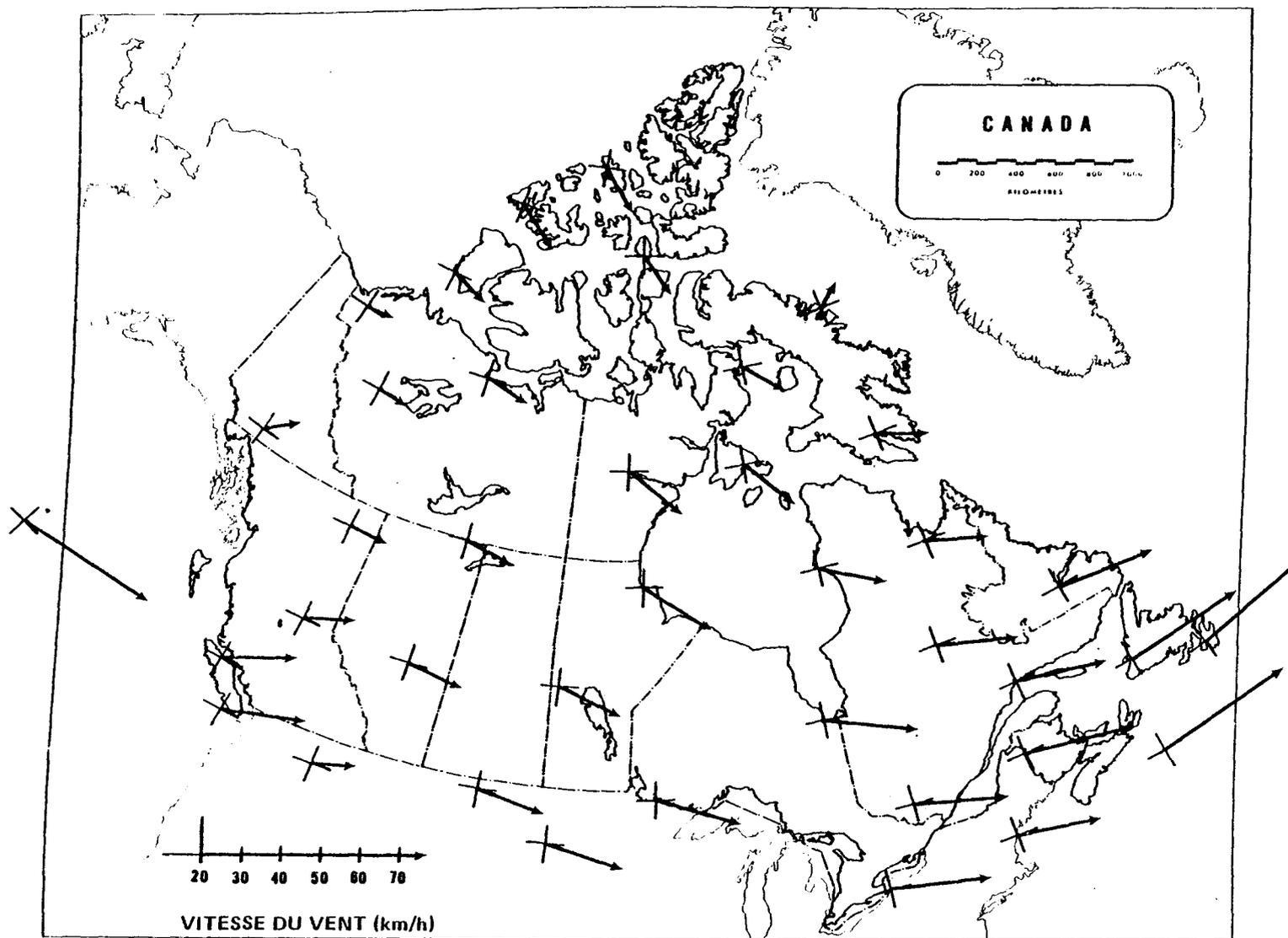


Figure 18. Vitesse et direction moyennes du vent dans la haute atmosphère en différents endroits du Canada. Les données couvrent les mois d'avril à octobre seulement, sauf le long des côtes est et ouest. Les croix à l'origine de chaque vecteur de vent indiquent les points cardinaux de la boussole à cet endroit.

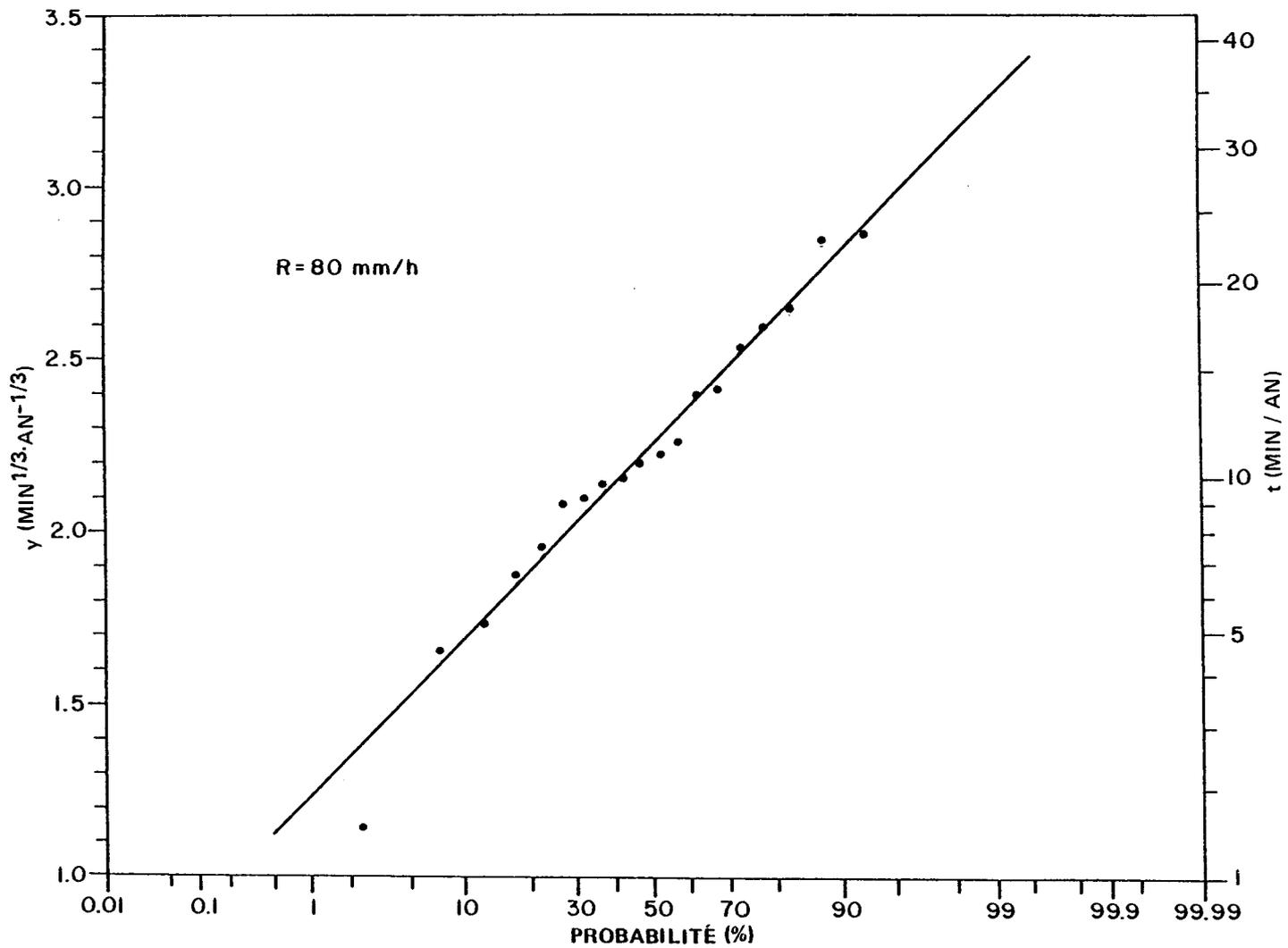


Figure 19. Distribution cumulative du temps, pendant une année civile, pendant laquelle l'intensité des chutes de pluies dépasse un seuil de 80 km/h à London (Ontario). L'ordonnée de gauche est la racine cubique du temps observé, en minutes par année, indiqué à droite.

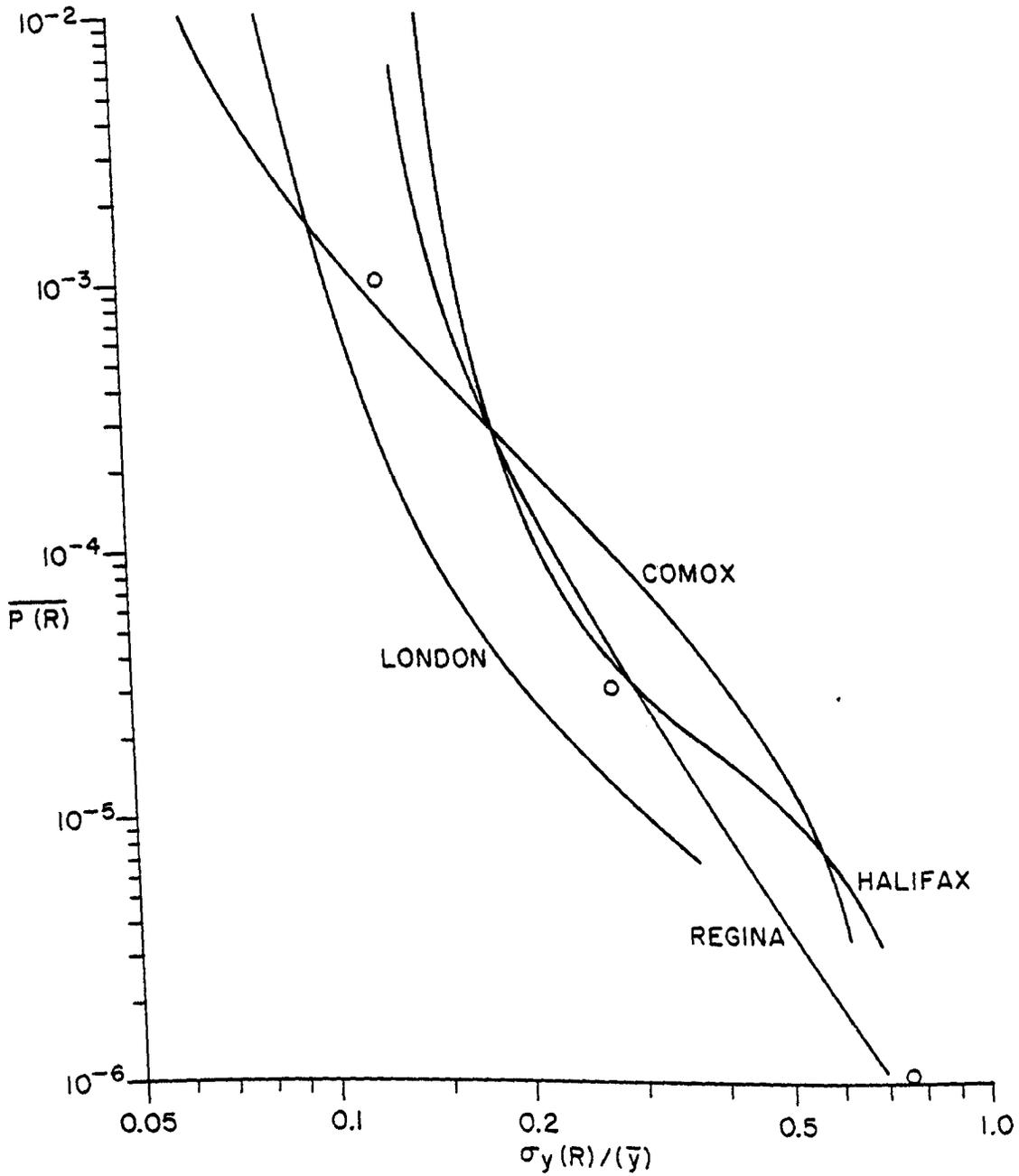


Figure 20. Probabilité moyenne des chutes de pluies de n'importe quelle intensité en fonction de la dispersion relative de la racine cubique du dépassement annuel pour cette intensité. Les cercles indiquent les valeurs "typiques" choisies pour étude (voir texte).

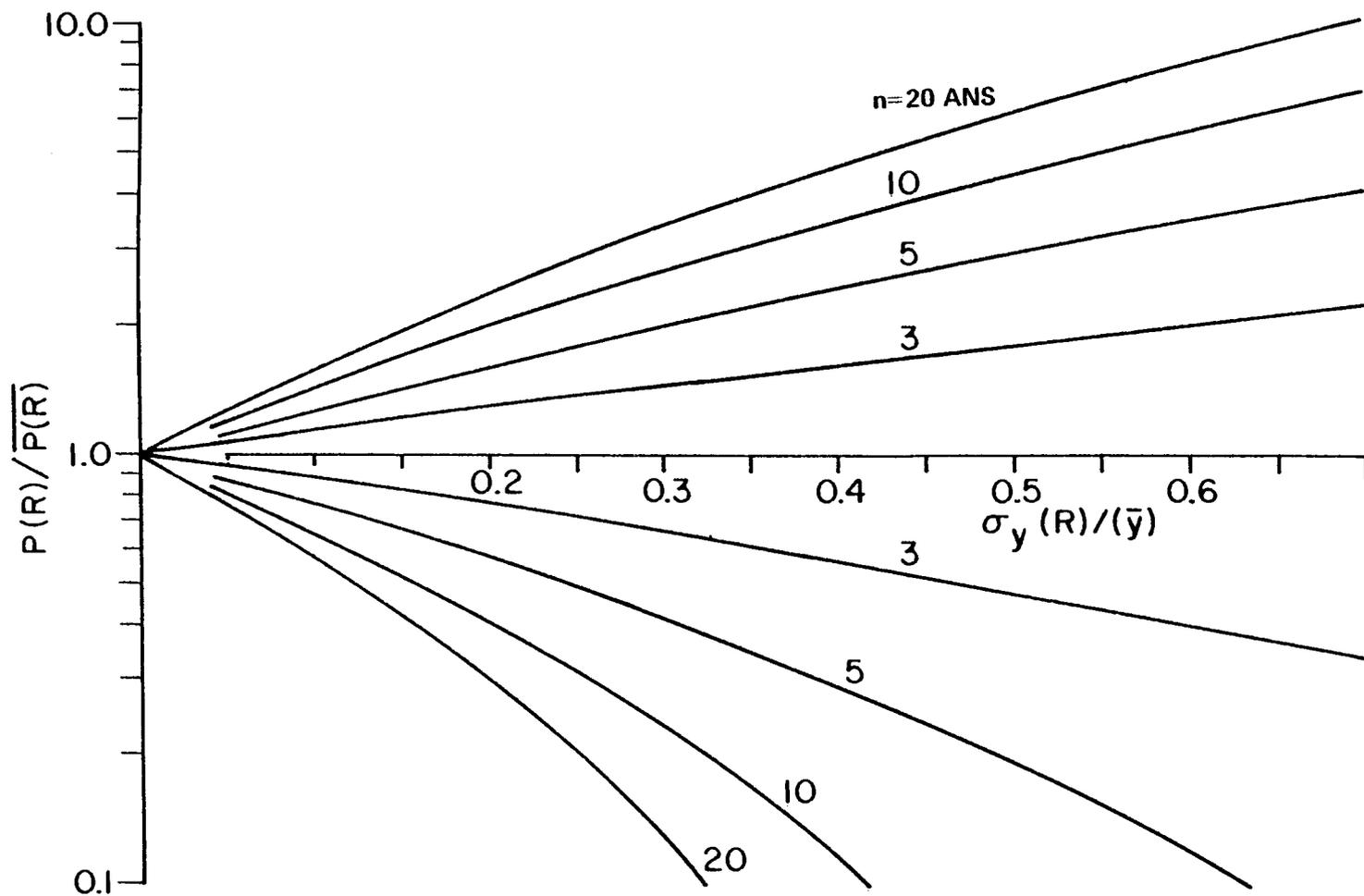


Figure 21. Variations des chutes de pluies annuelles susceptibles d'être dépassées une fois en plusieurs années en fonction de la dispersion relative en $y(R)$.

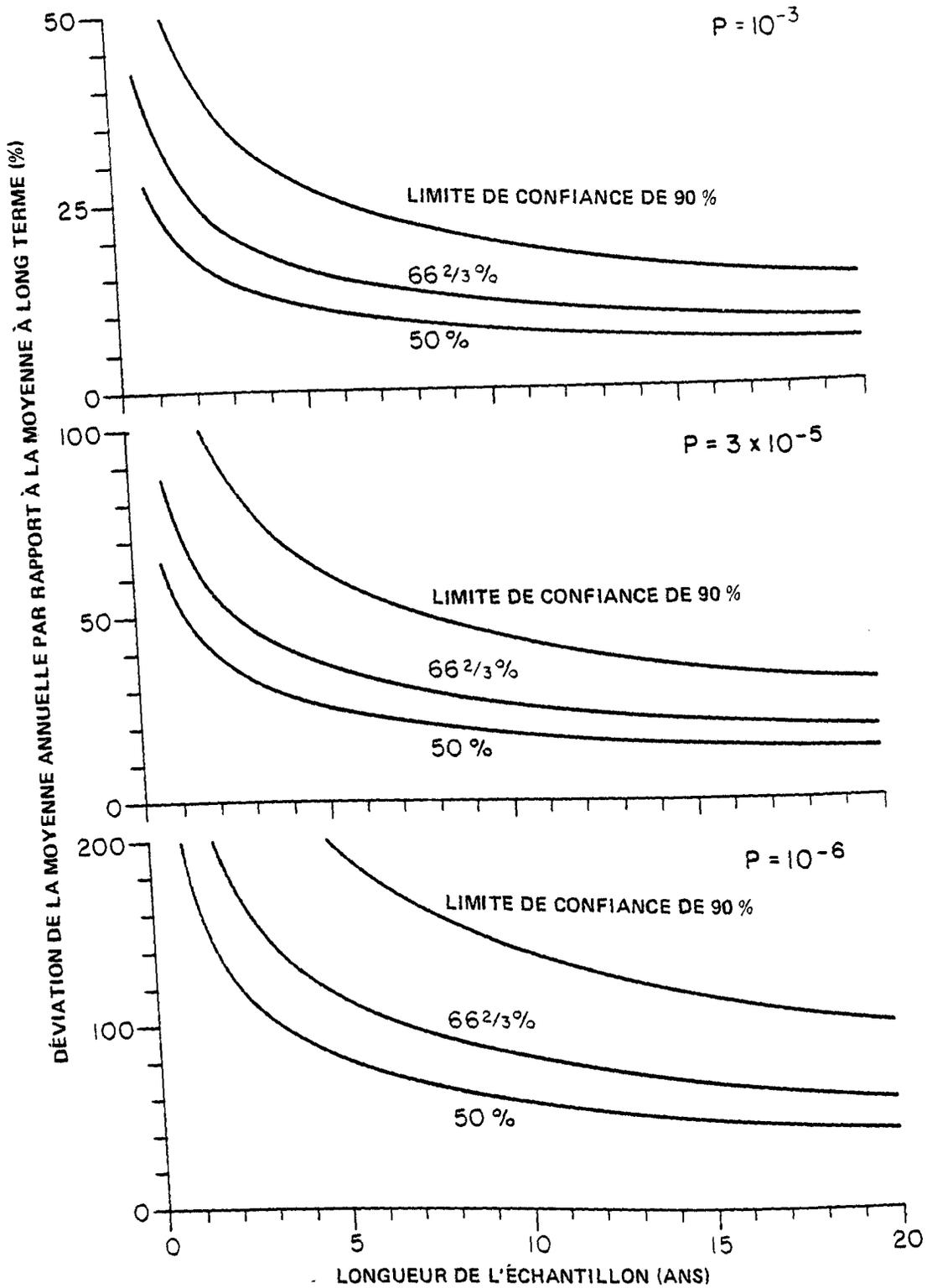


Figure 22. Déviation de la moyenne des dépassements annuels par rapport à la moyenne à long terme, en fonction de la longueur de l'échantillon et pour trois niveaux de probabilité de dépassement d'une intensité donnée de chutes de pluies.

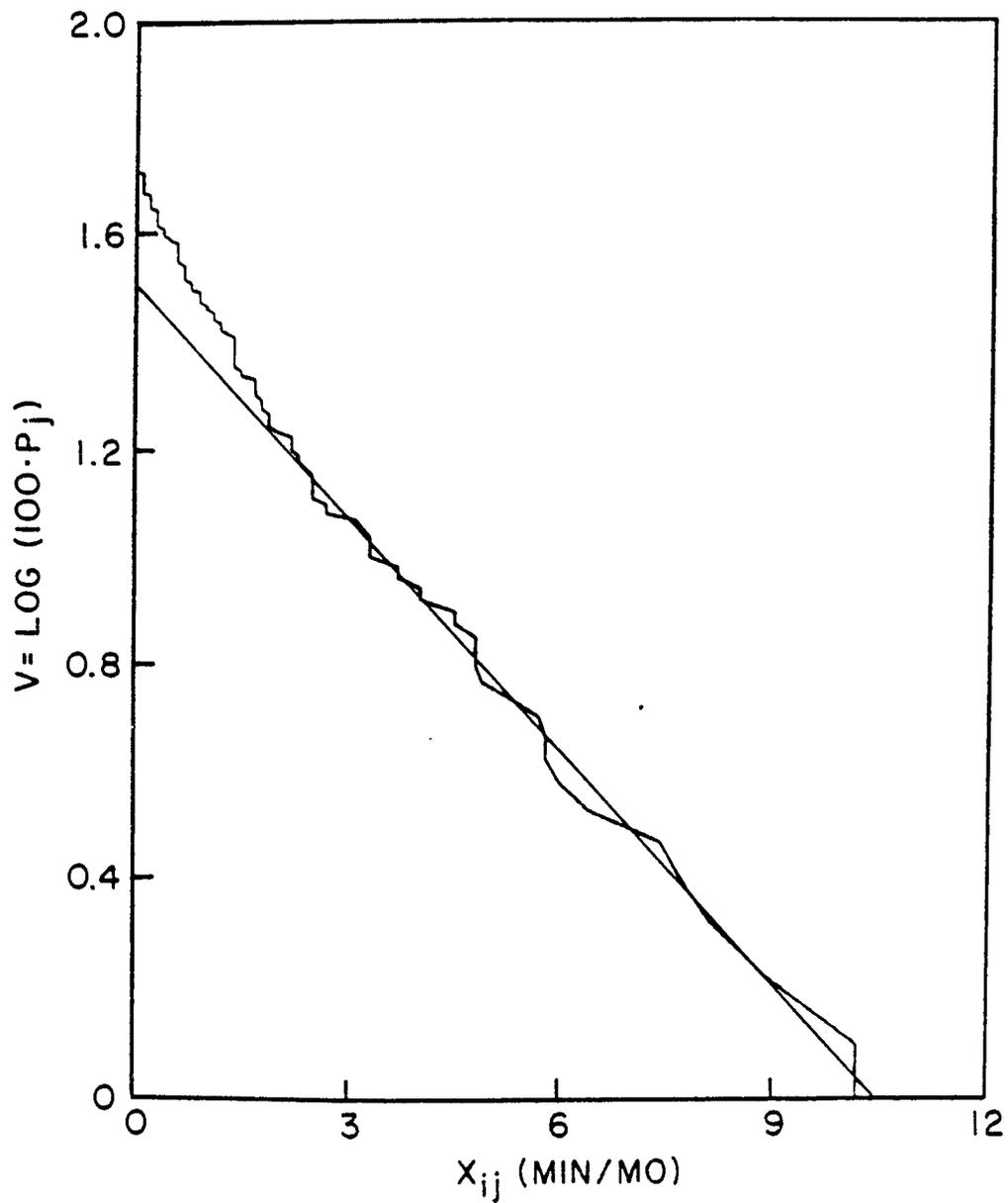


Figure 23. Probabilité cumulative, P_j , en fonction du dépassement mensuel pour le seuil de 80 mm/h à London (Ontario). Pour ce tracé on a utilisé 240 mois de données; les deux points ayant une probabilité inférieure à 1 % (c'est-à-dire $V < 0,0$) ont été omis pour plus de clarté.

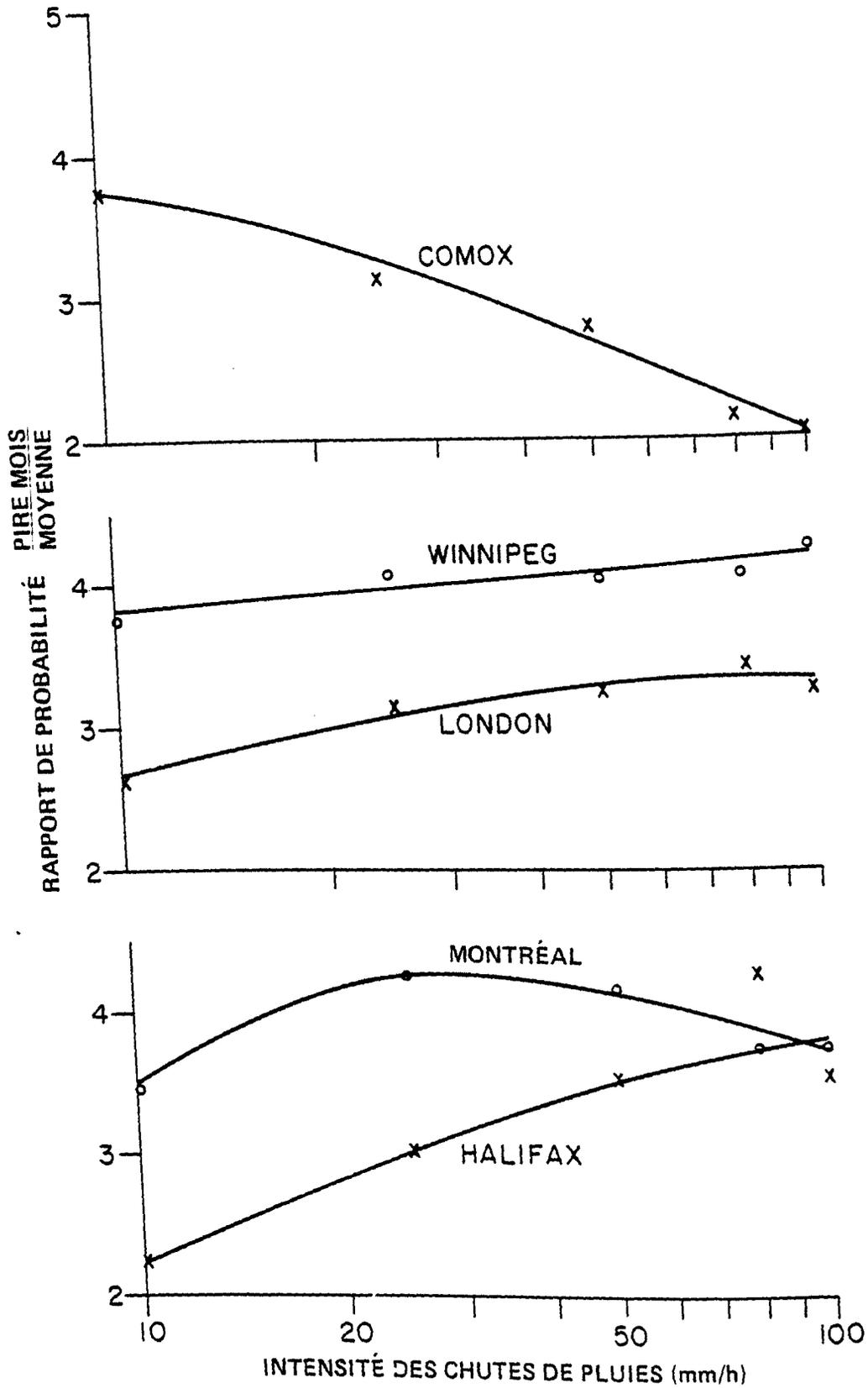


Figure 24. Rapport de la probabilité de dépassement mensuel (ayant une période de retour d'un an) à la probabilité annuelle moyenne, en fonction de l'intensité des pluies à différents endroits au Canada.

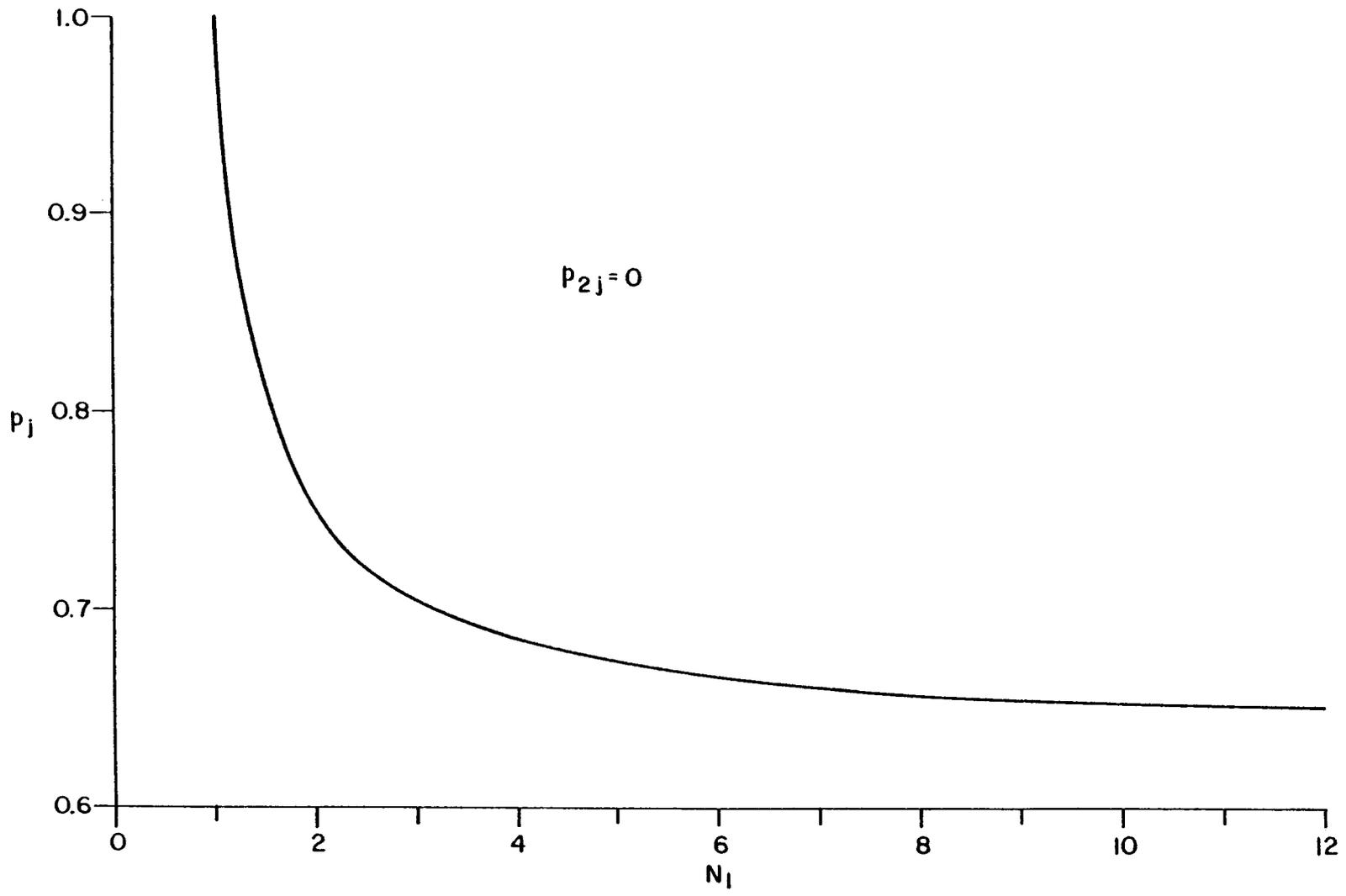


Figure 25. Probabilité que la valeur d'un "pire mois", telle que prédite par les courbes de la figure 24, se produise une année donnée. N_1 est le nombre de mois civils de l'année pendant lesquels on peut s'attendre à ce que des chutes de pluies correspondant au seuil choisi aient lieu.

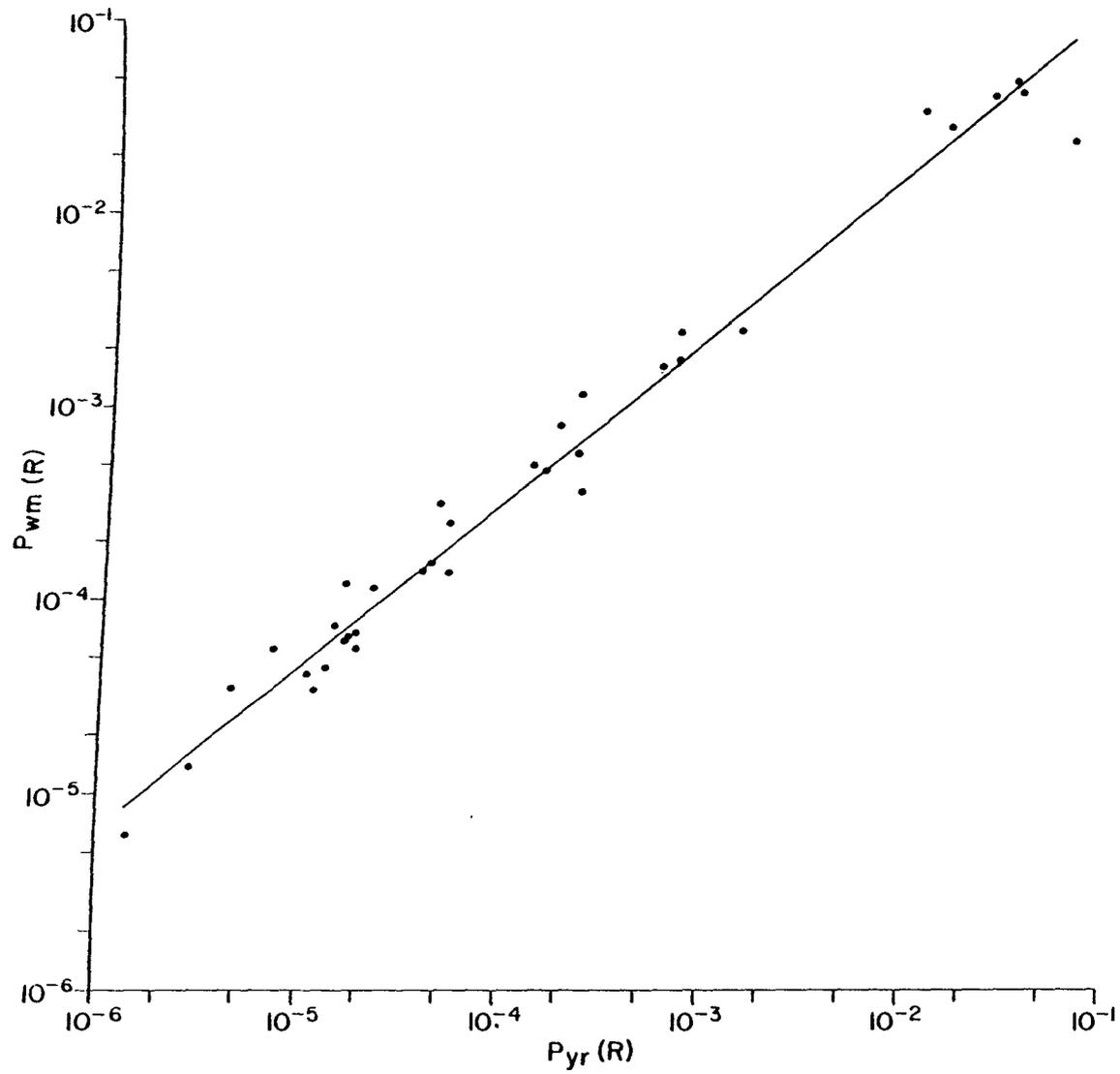


Figure 26. Probabilité d'avoir les chutes de pluies du pire mois civil, par rapport à la probabilité annuelle pour la même intensité de chutes de pluies. Les données combinées proviennent de six stations situées à différents endroits au Canada.

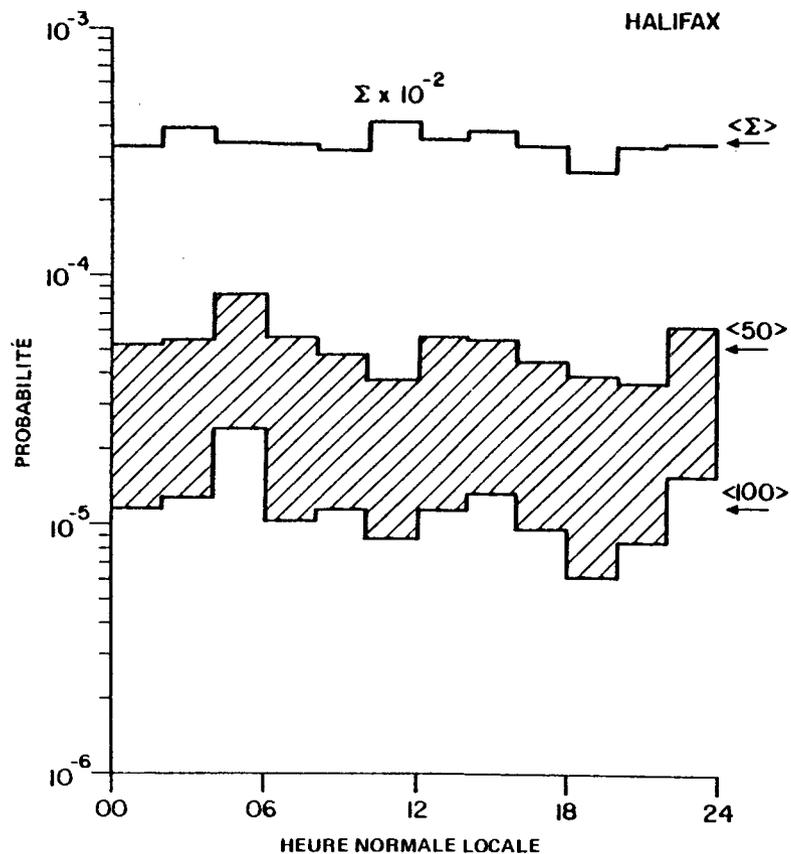


Figure 27(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Halifax (N.-É.). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

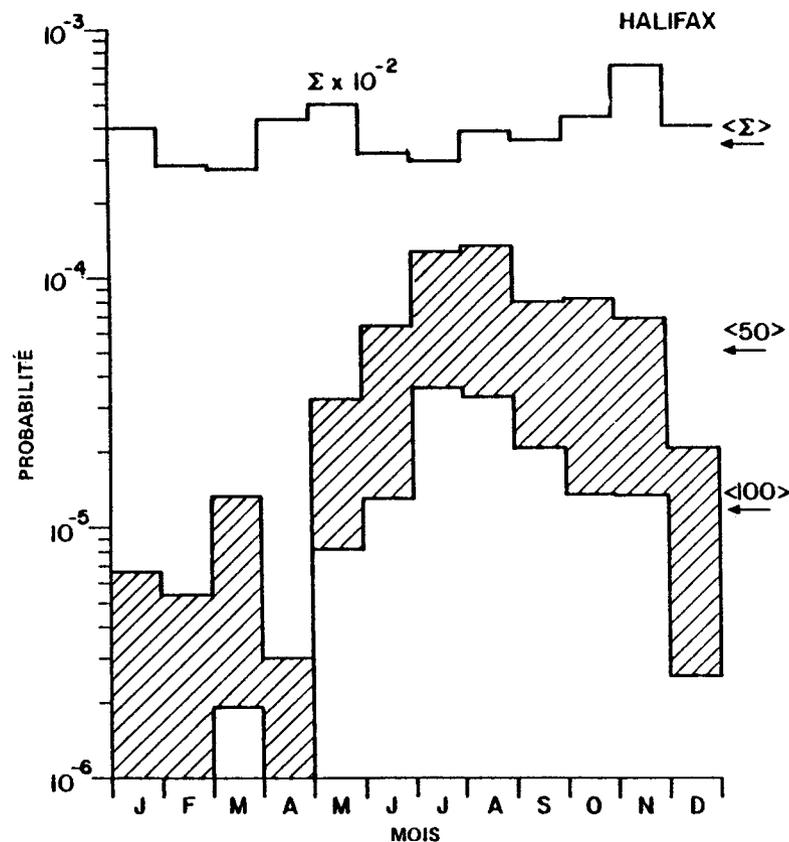


Figure 27(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Halifax (N.-É.). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

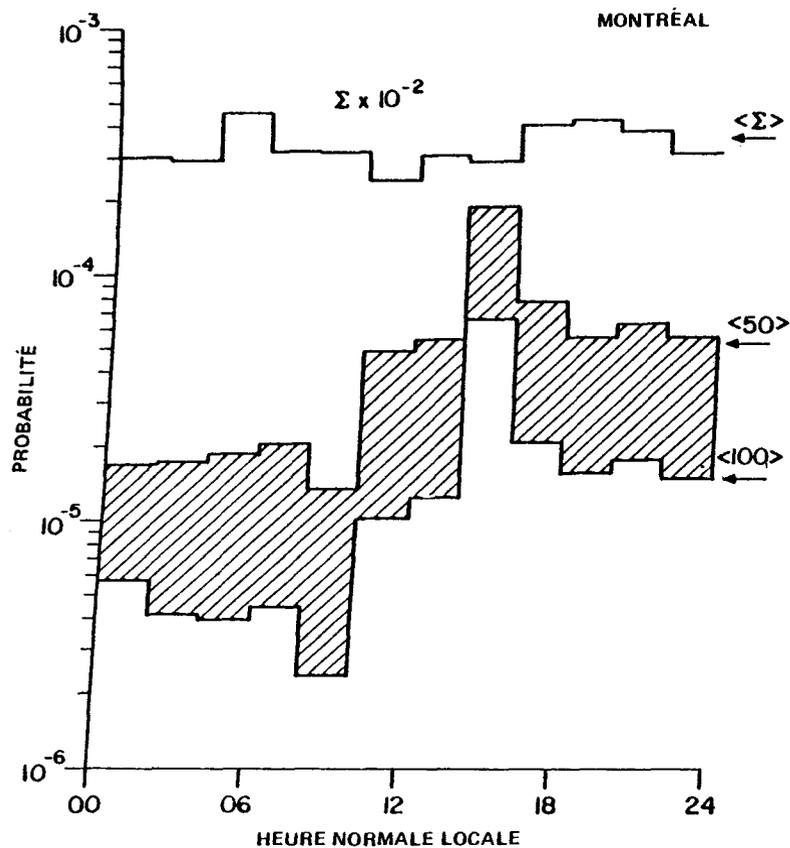


Figure 28(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Montréal (Québec). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

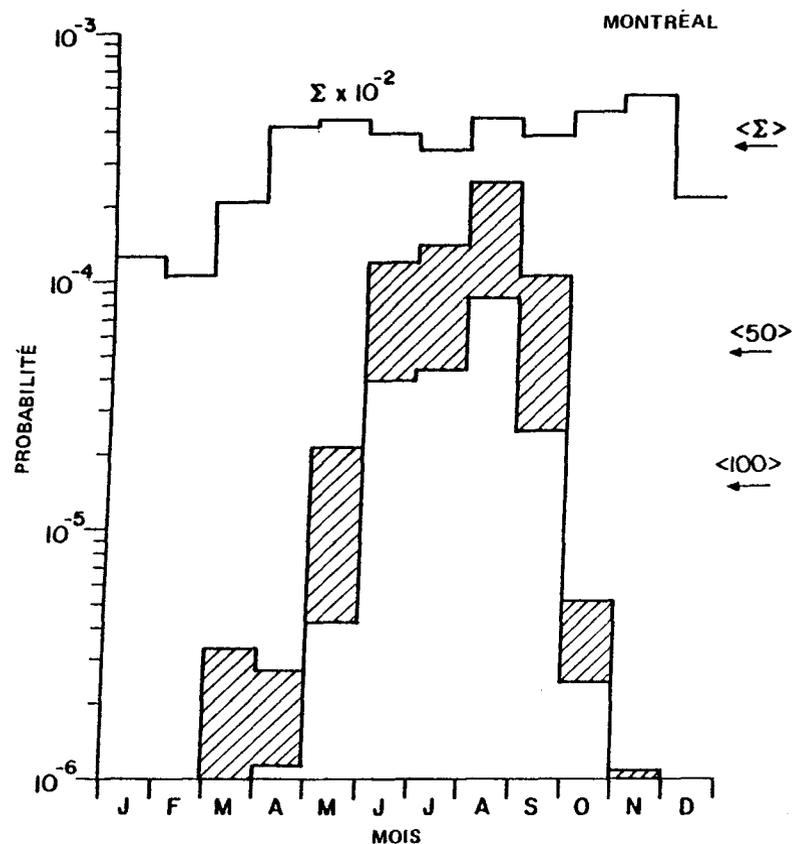


Figure 28(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Montréal (Québec). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

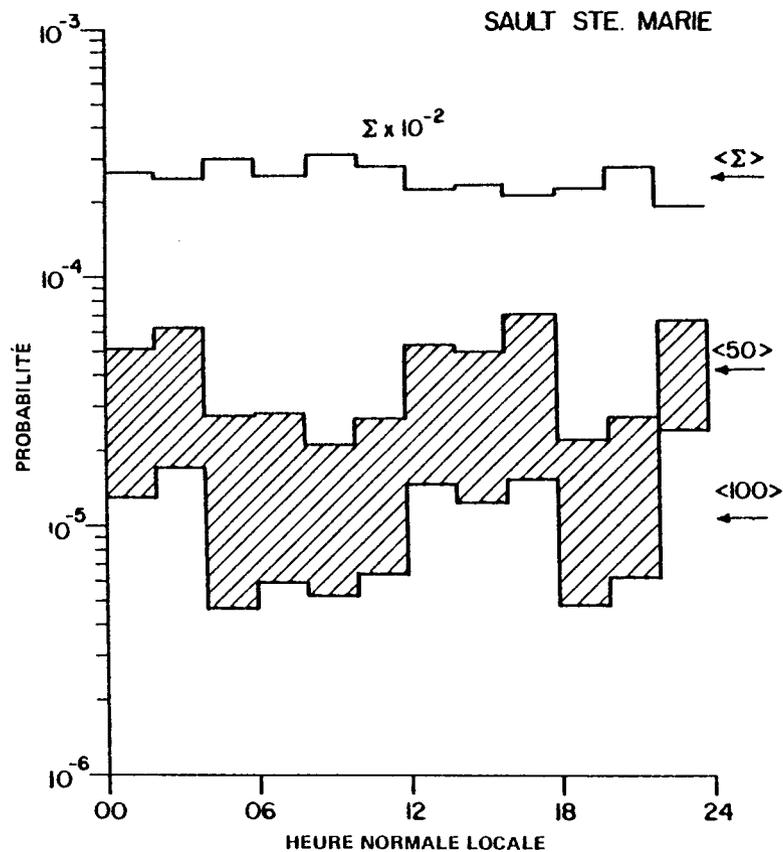


Figure 29(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Sault Ste Marie (Ontario). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

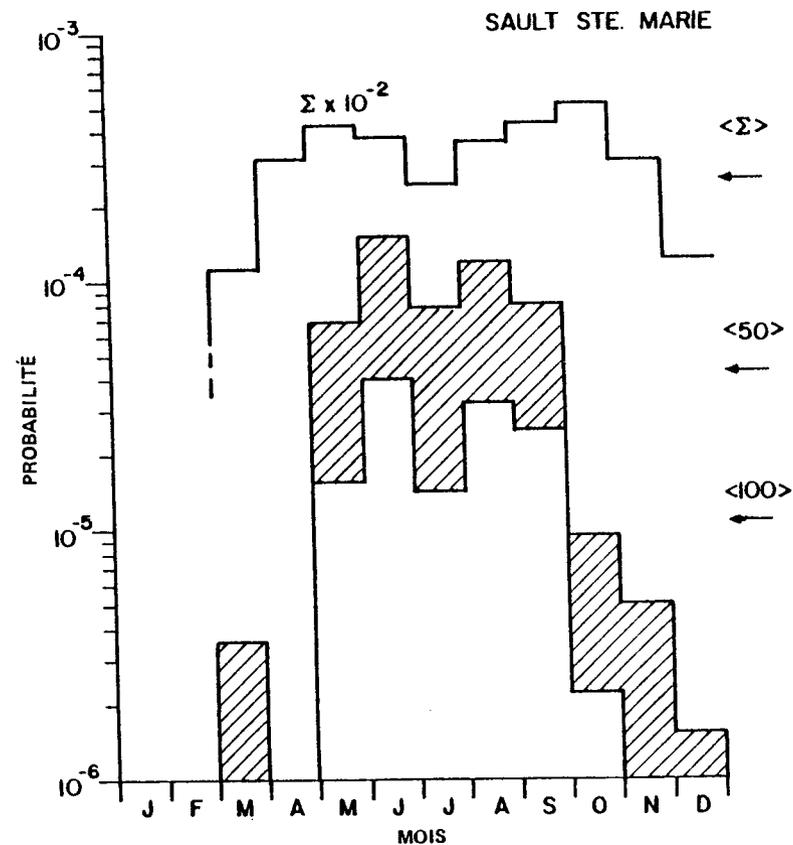


Figure 29(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Sault Ste Marie (Ontario). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

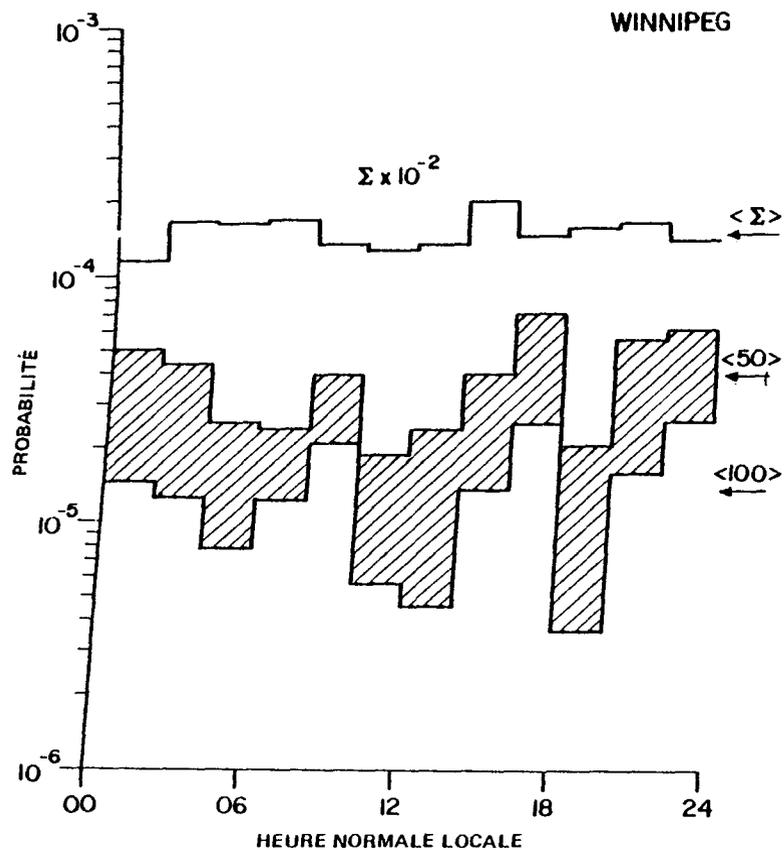


Figure 30(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Winnipeg (Manitoba). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

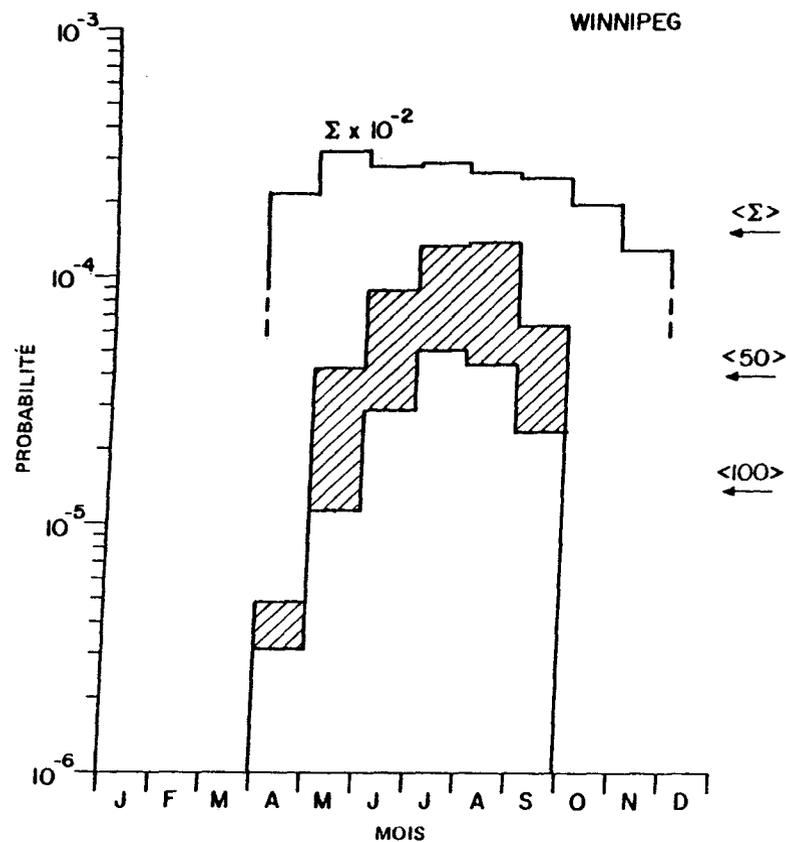


Figure 30(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Winnipeg (Manitoba). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

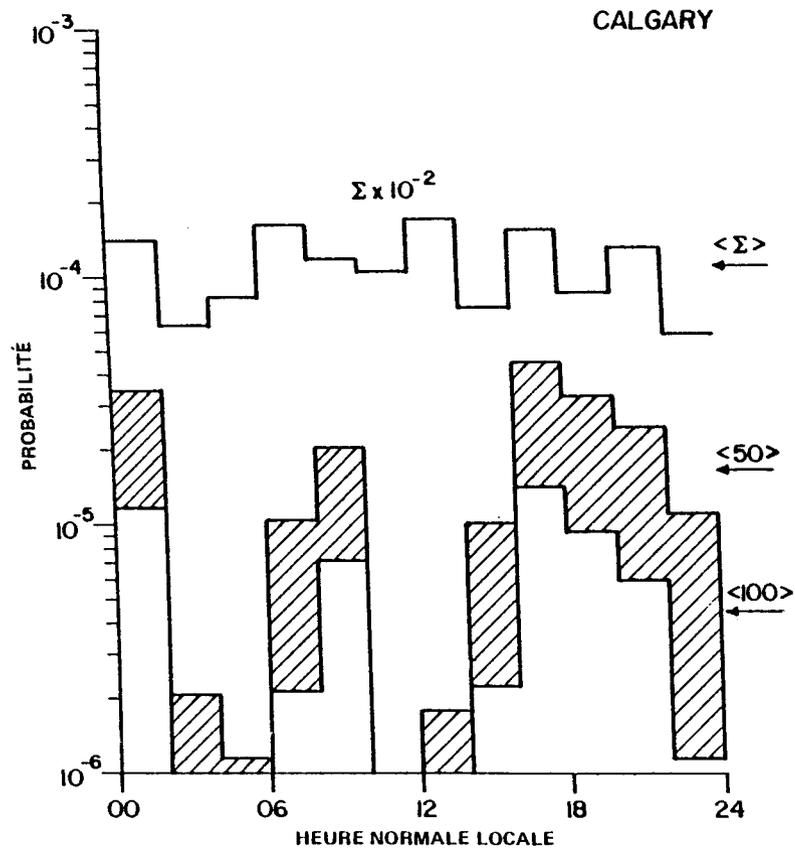


Figure 31(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Calgary (Alberta). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

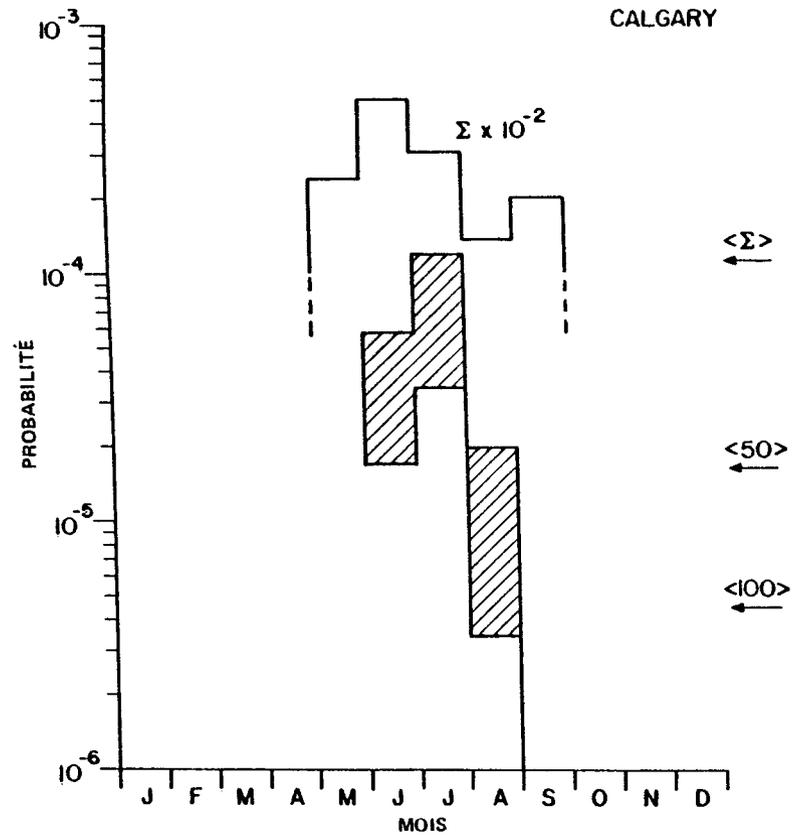


Figure 31(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Calgary (Alberta). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 50 mm/h et 100 mm/h, ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

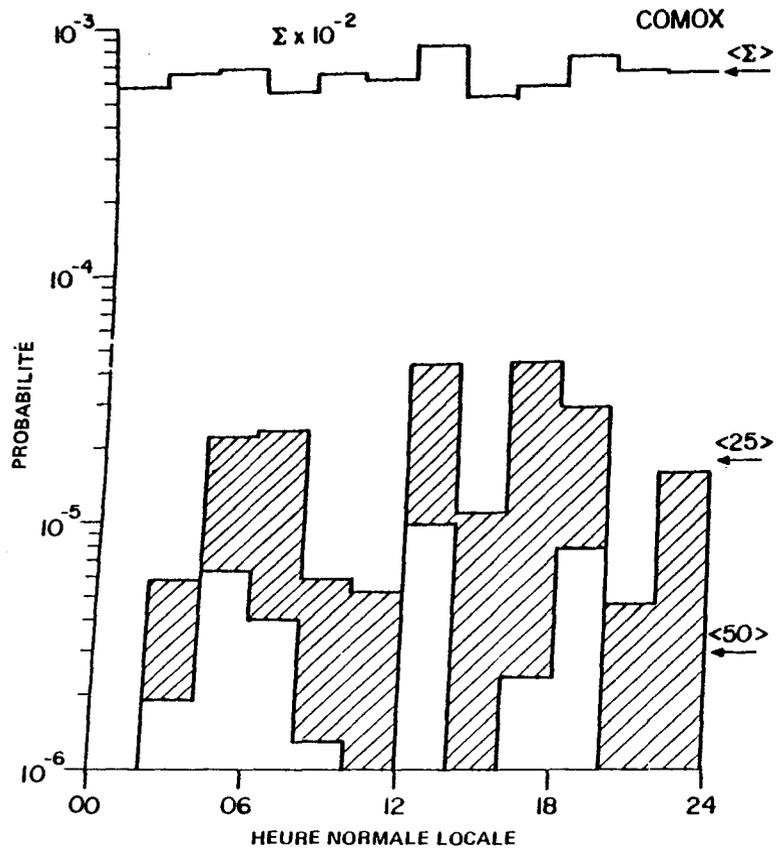


Figure 32(a). Variation journalière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Comox (C.-B.). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne des chutes de pluie dépassant 25 mm/h et 50 mm/h et 100 mm/h dans les exemples précédents) ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

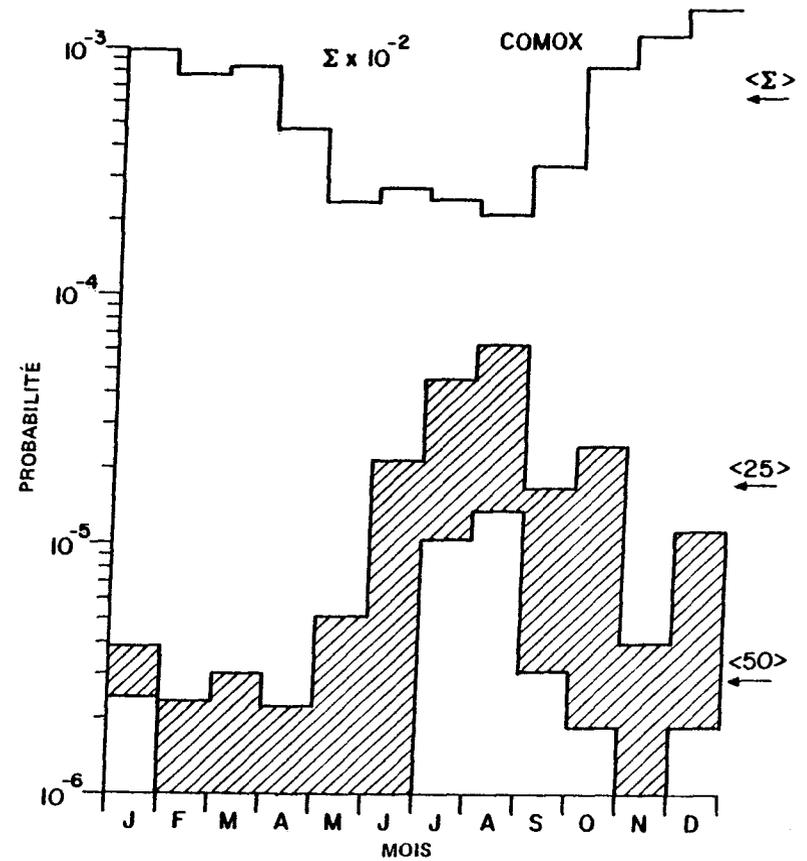


Figure 32(b). Variation saisonnière moyenne dans les probabilités de pluie totale et de pluie intense à Comox (C.-B.). La courbe supérieure a été multipliée par un facteur de 10^{-2} afin de pouvoir la tracer à la même échelle. Les flèches à droite du graphique indiquent la probabilité moyenne de chutes de pluie dépassant 25 mm/h et 50 mm/h et 100 mm/h dans les exemples (précédents) ainsi que la probabilité des chutes de pluie totales.

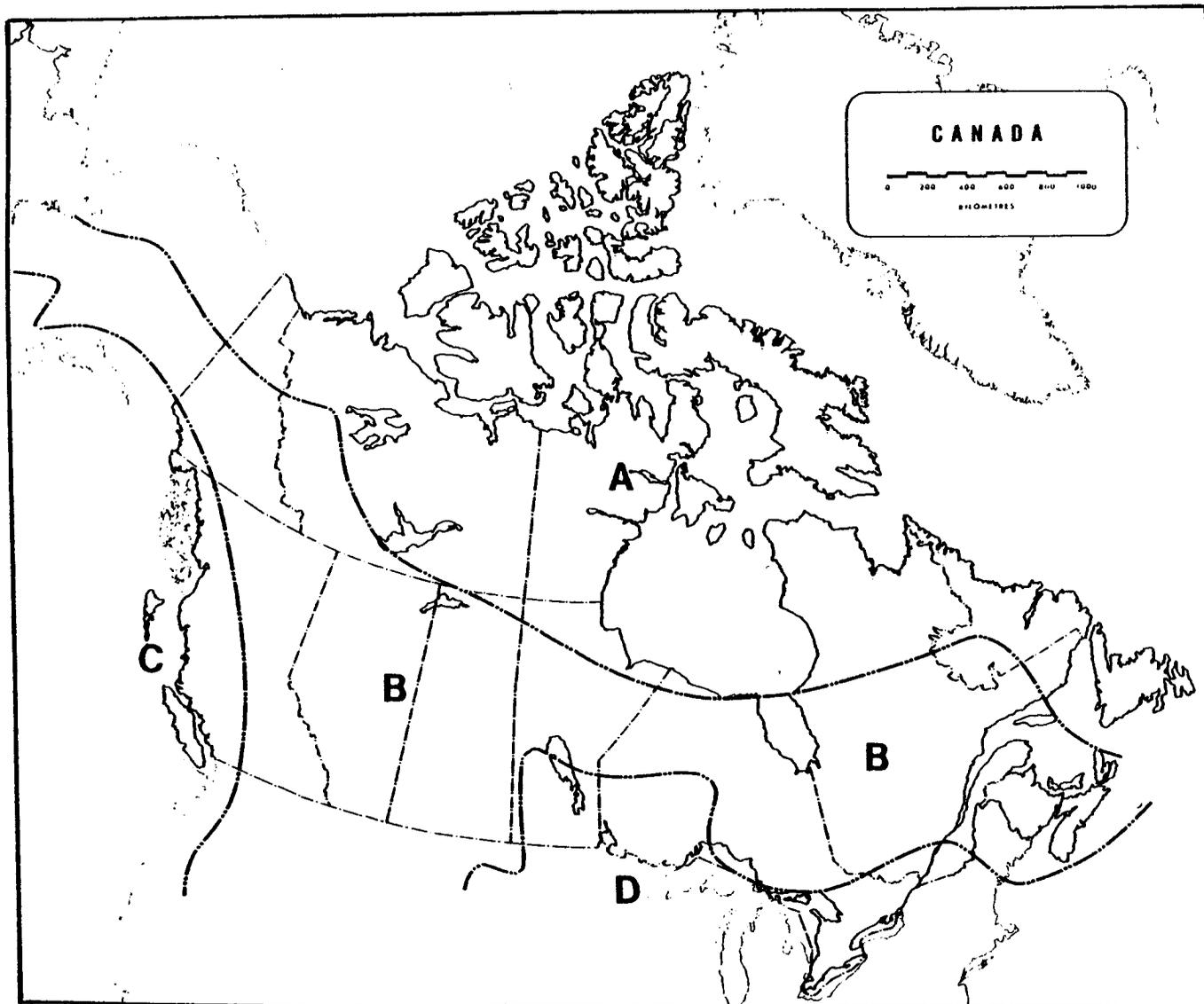


Figure 33. Régions pluviométriques du Canada d'après la classification du CCIR (1978b).

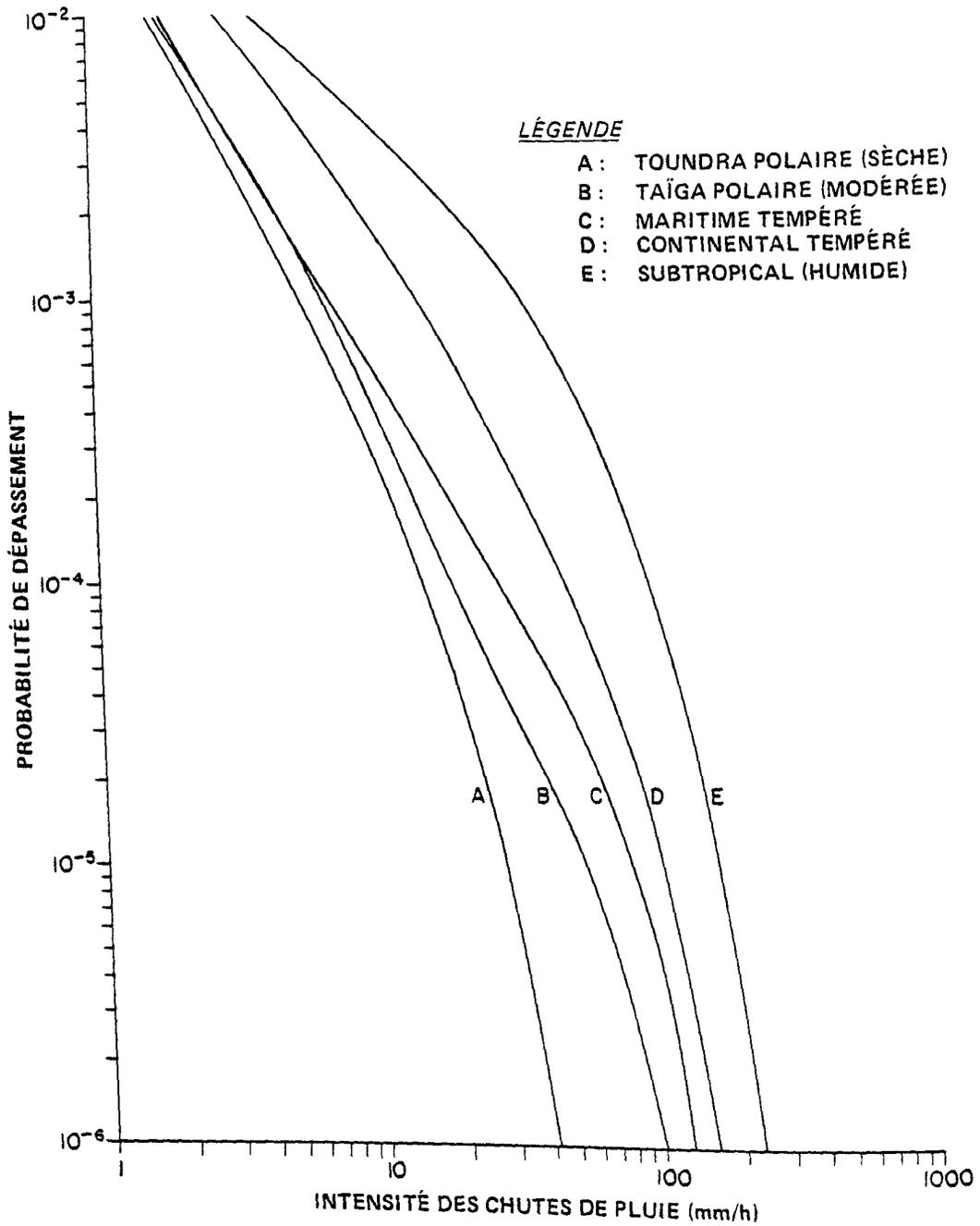


Figure 34. Fonctions de distribution complémentaire pour les zones climatiques du CCIR (1978b). Les courbes ont été extrapolées jusqu'au niveau de probabilité de 10^{-6} pour pouvoir les comparer aux résultats présentés dans les figures 43 à 89.

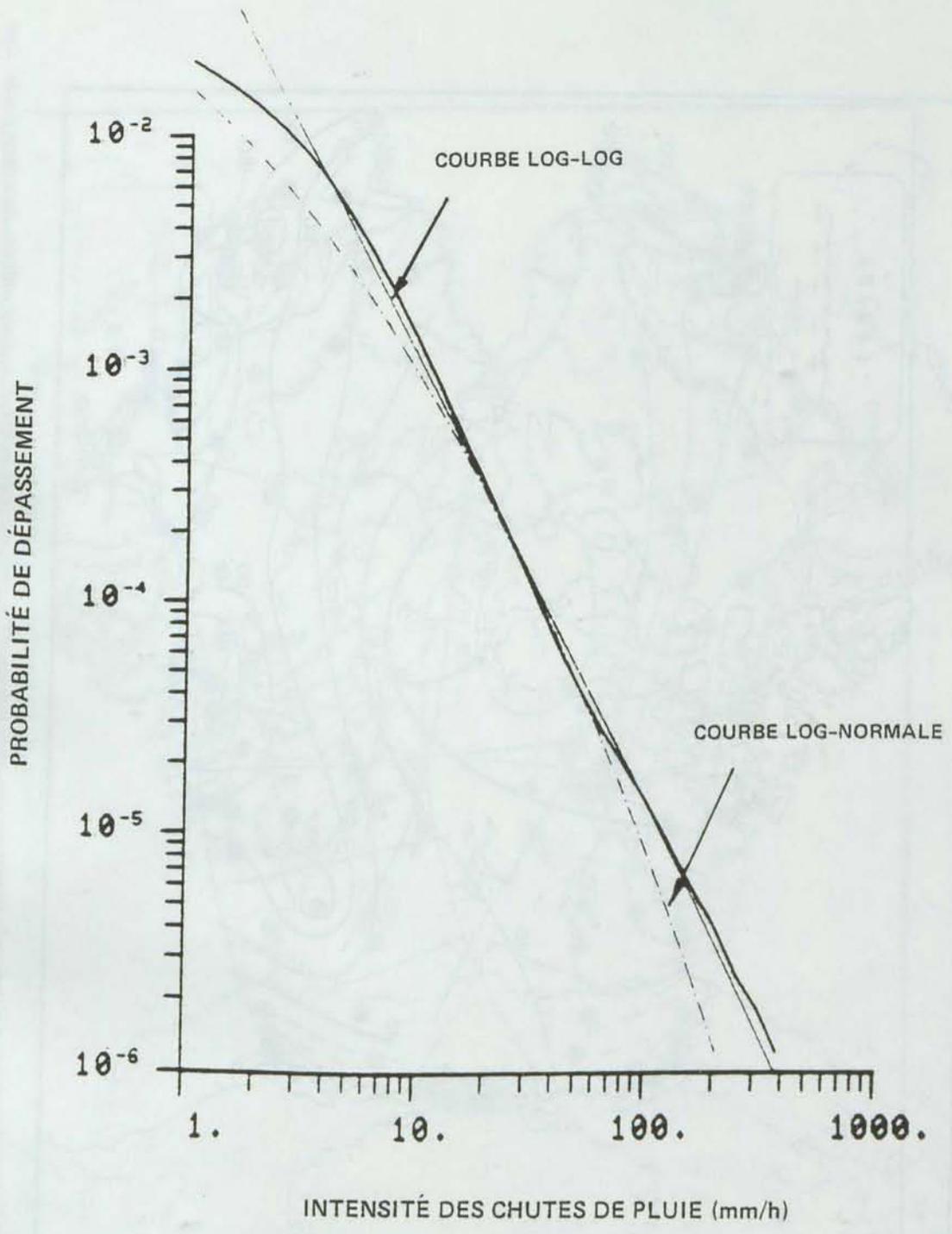


Figure 35. Courbe de distribution avec résolution élevée des chutes de pluie pour St John (N.-B.) avec les approximations tracées à la fois en log-log (trait plein) et en logarithme normal (trait interrompu). Cette dernière a été dérivée en forçant la courbe à s'ajuster aux données analytiques de $R = 0,25$ mm/h et $R = 50$ mm/h.

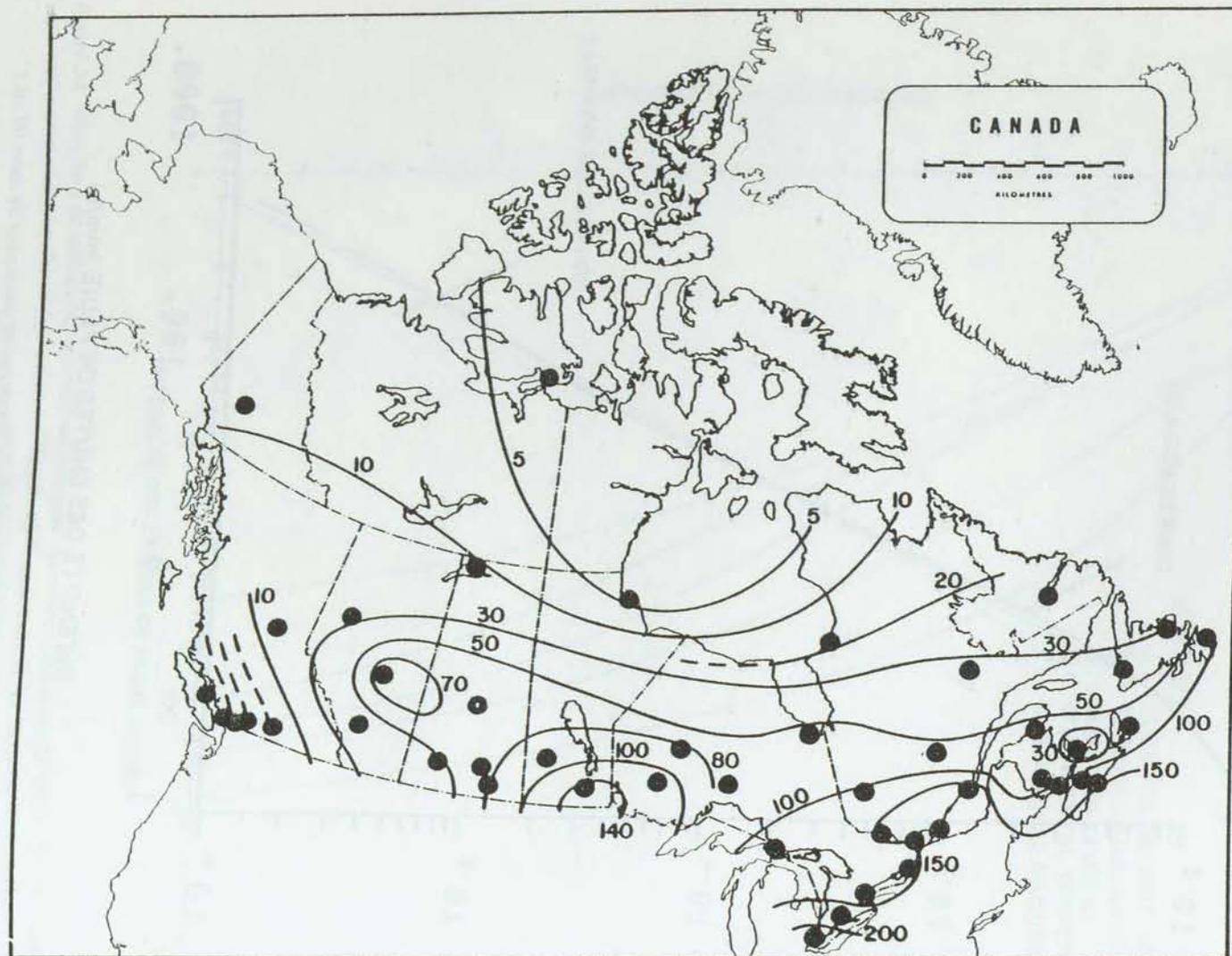


Figure 36. Courbes des valeurs constantes P_0 tracées sur une carte indiquant l'emplacement de toutes les stations utilisées dans cette étude. Les valeurs numériques indiquées à côté des isoplèthes correspondent à $10^7 P_0$.

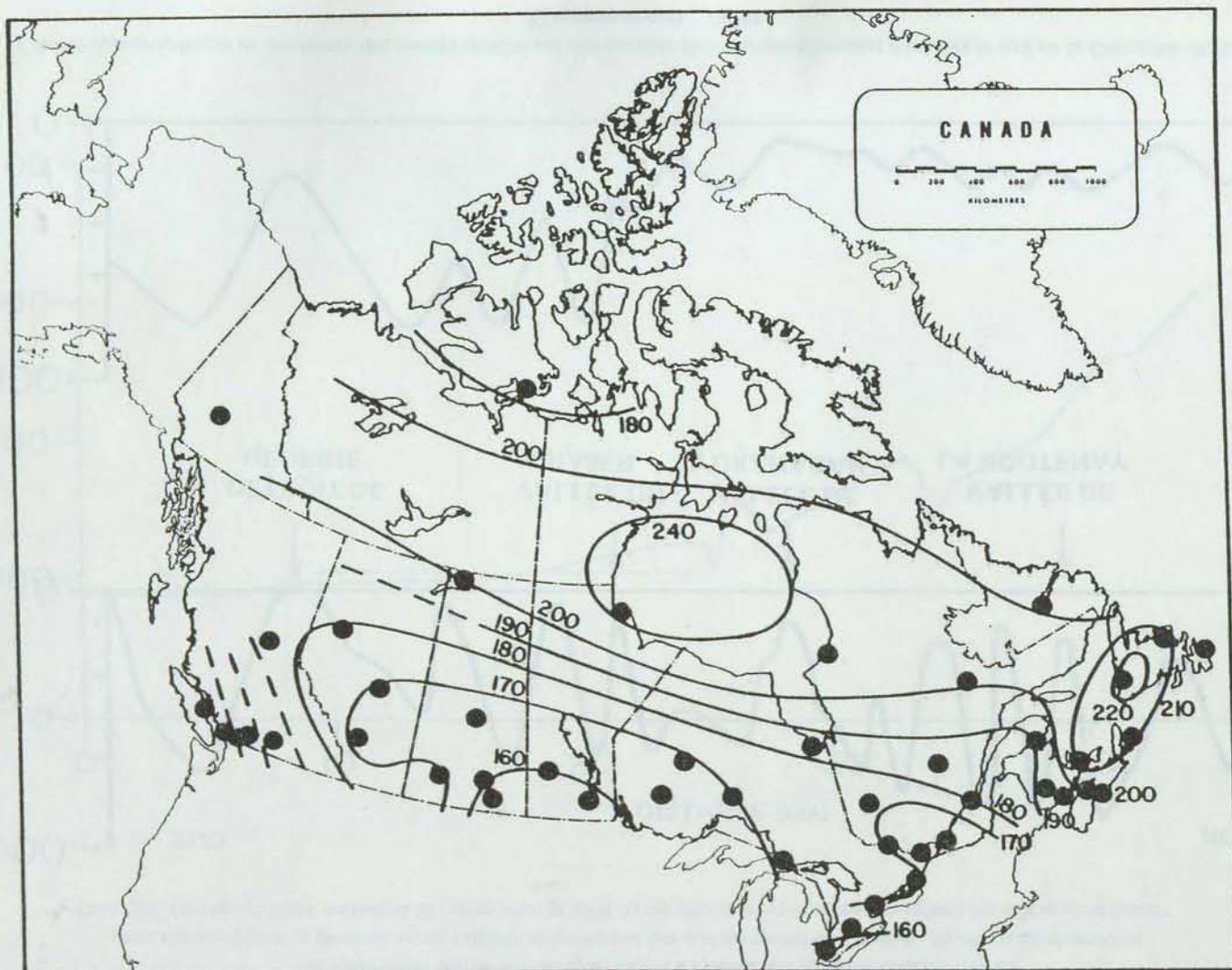


Figure 37. Courbes des valeurs constantes de γ . Les valeurs numériques indiquées à côté des isoplèthes correspondent à -100γ .

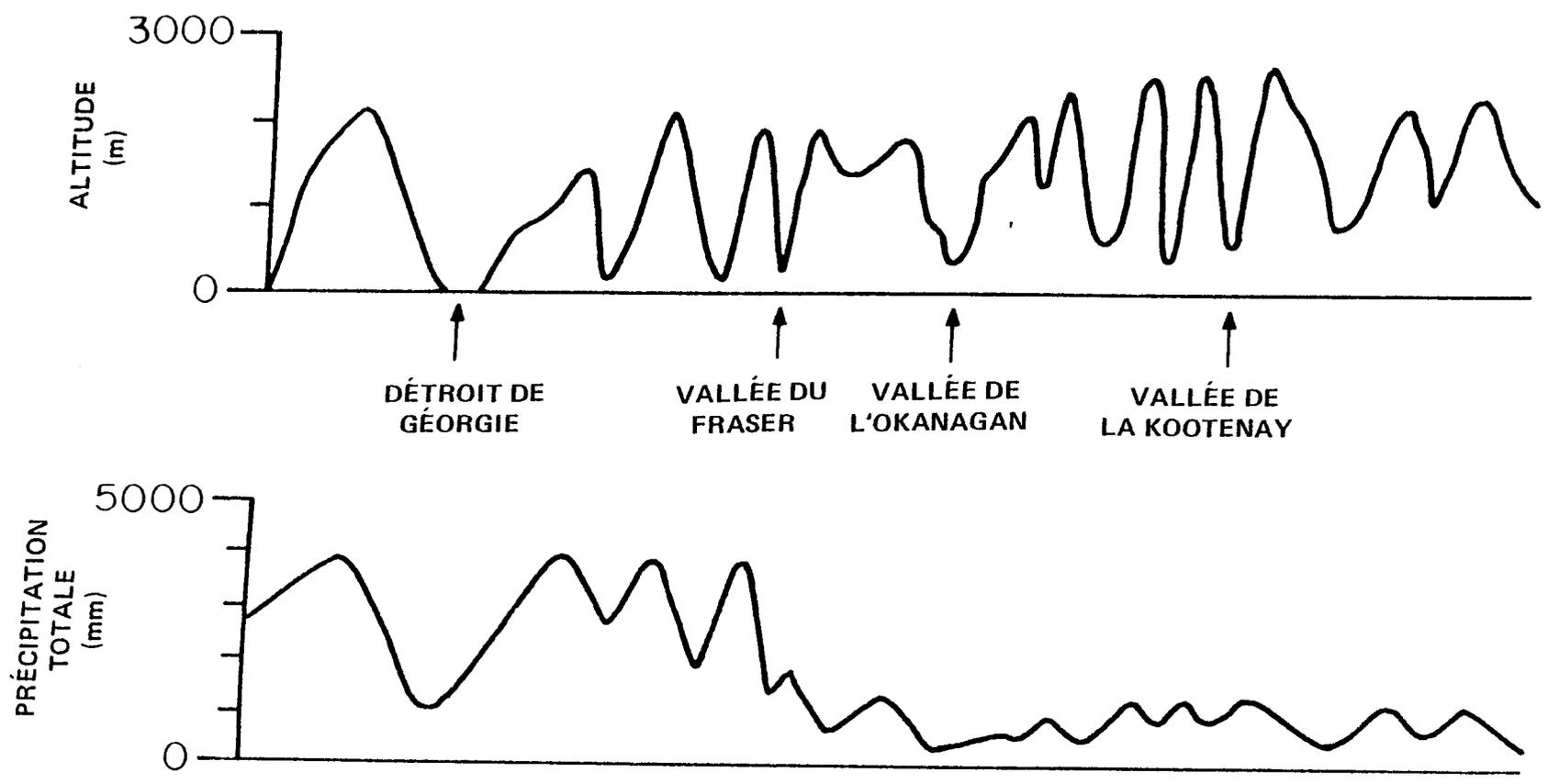


Figure 38. Courbe topographique et tendances des précipitations sur une section transversale est-ouest à travers le sud de la Colombie-Britannique (Chapman et coll., 1956)

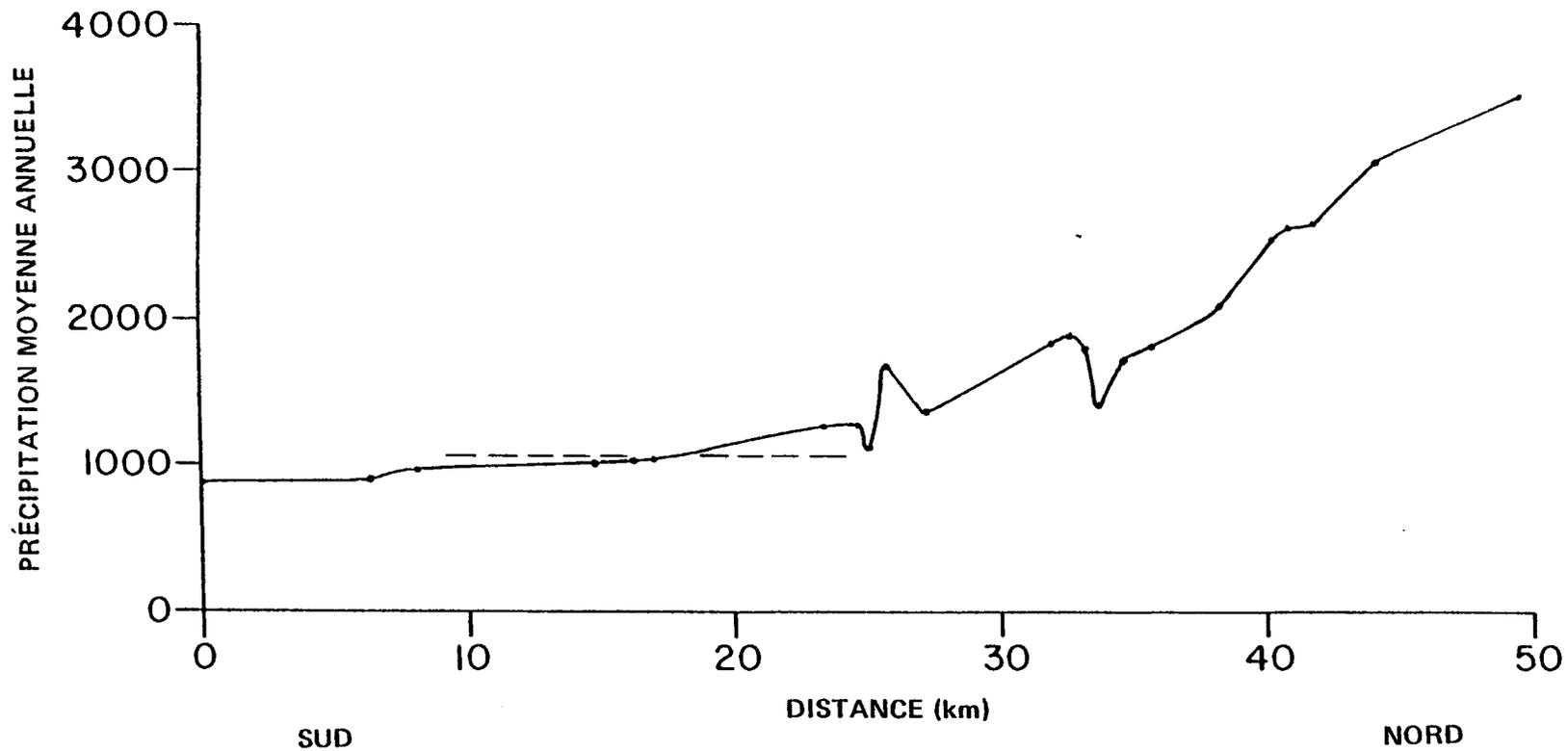


Figure 39. Chutes de pluie annuelles se produisant le long d'une bande nord-sud dans la région du grand Vancouver. Pour comparaison, la ligne en tireté indique la moyenne des chutes de pluie relevée à l'aéroport international de Vancouver qui se trouve légèrement à l'ouest des stations considérées ici (Wright et Trenholm, 1969; Anon., 1976).

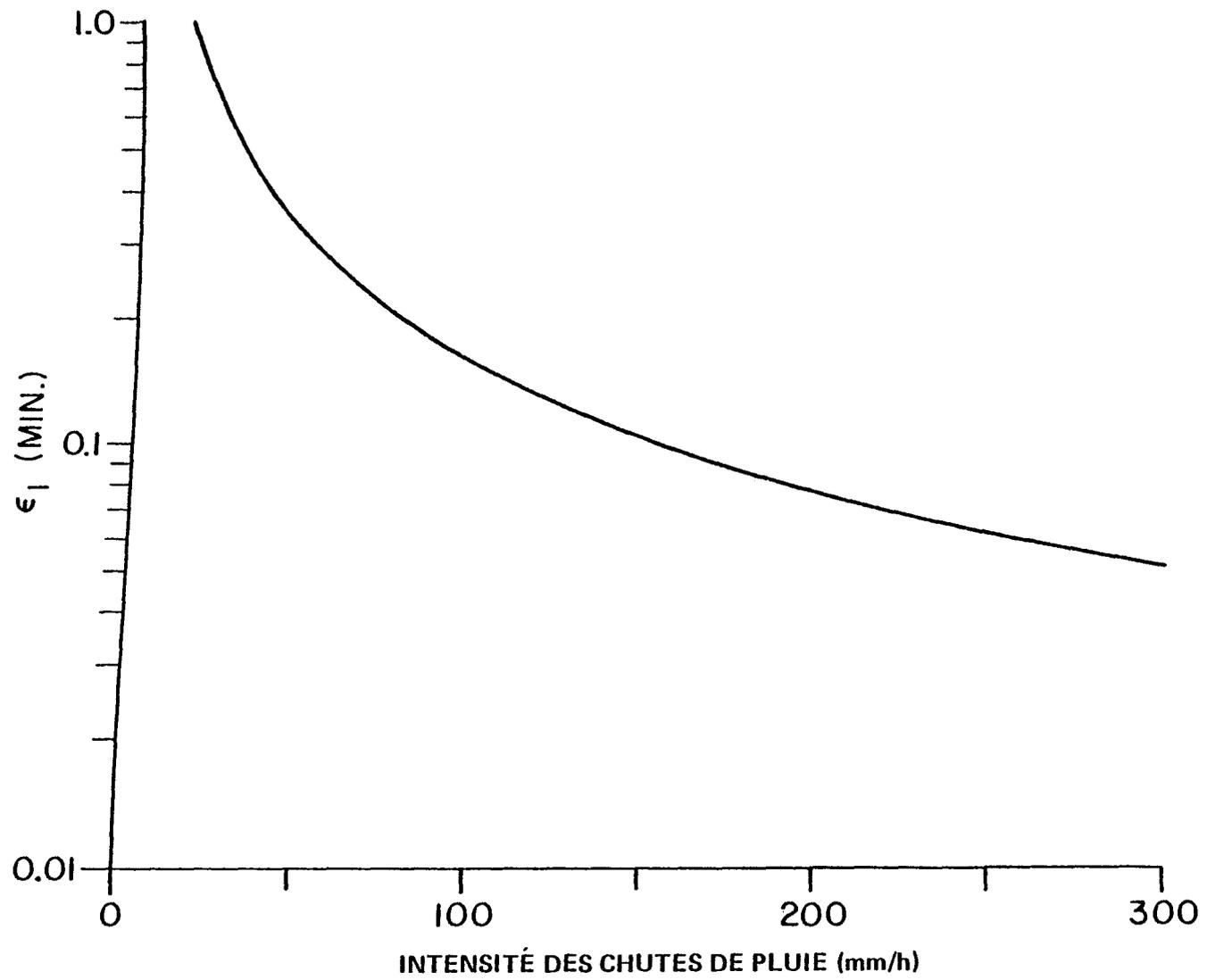


Figure 40. Temps nécessaire pour remplir un auget de pluviomètre à augets basculeurs.

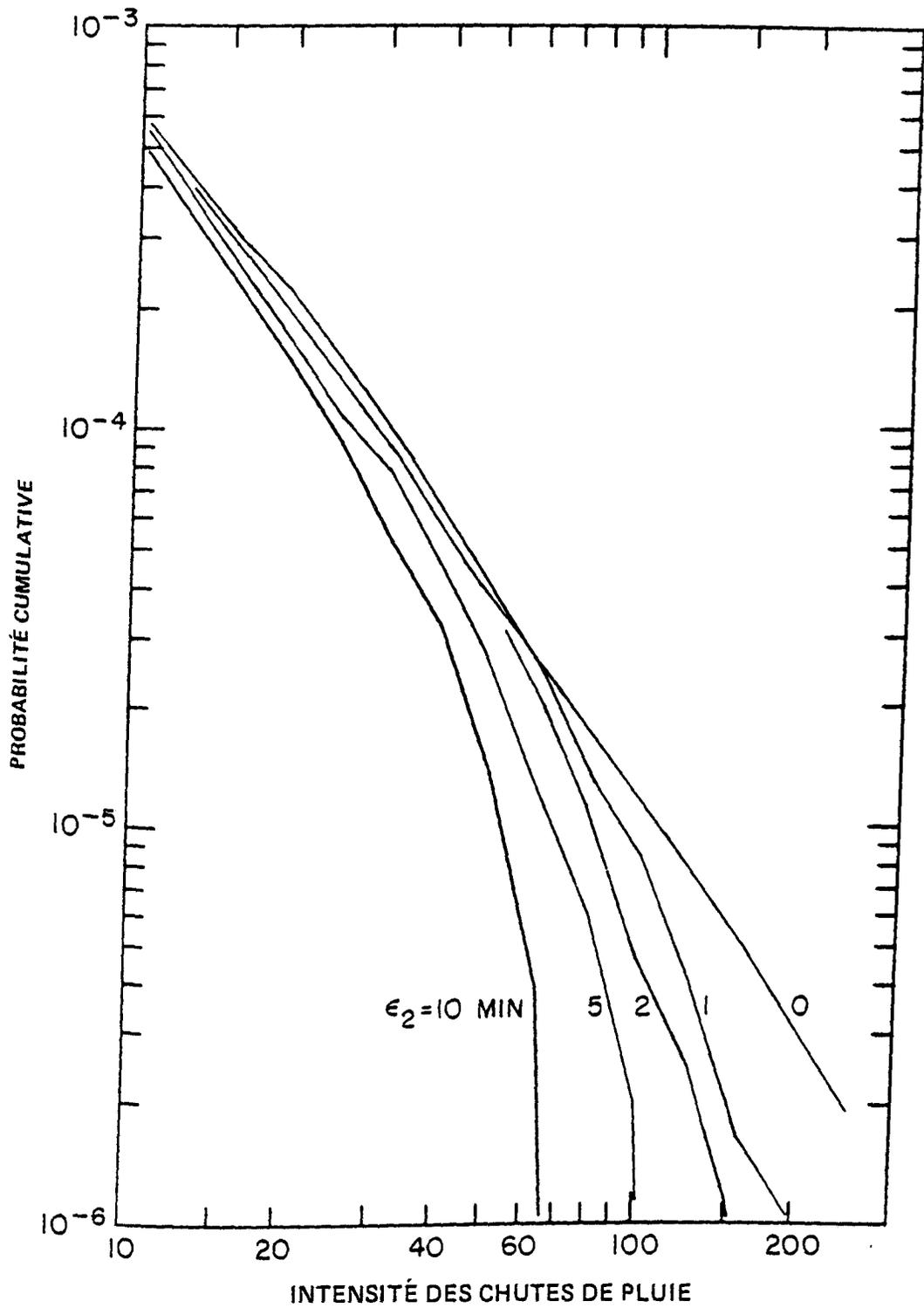


Figure 41. Changements dans la distribution des intensités de pluie cumulatives en fonction du temps d'intégration à Kingston (Ontario).

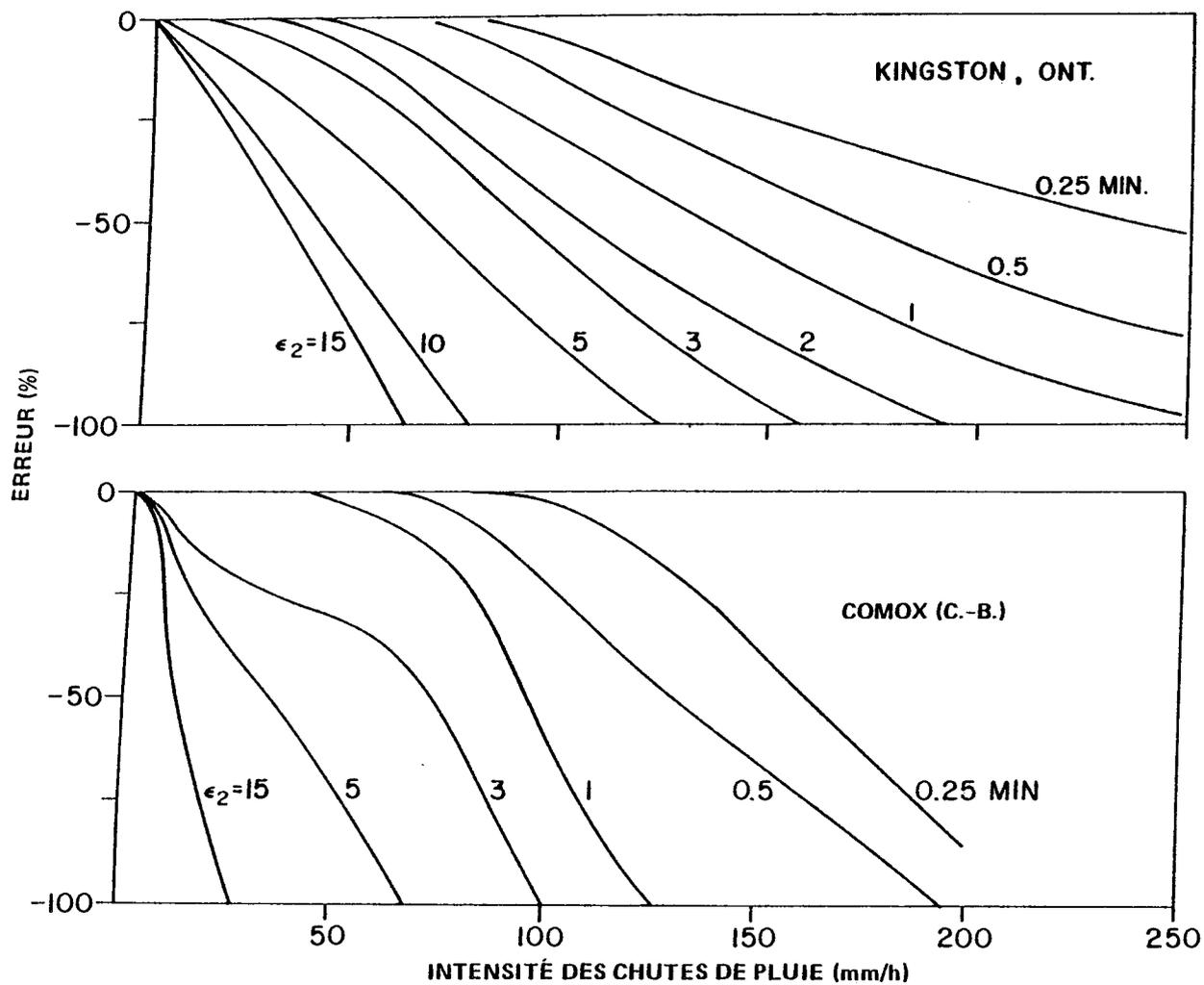


Figure 42. Erreur dans la probabilité de dépassement des valeurs des chutes de pluie à cause d'un temps de résolution fini du système de mesure, en fonction de la réponse "instantanée".

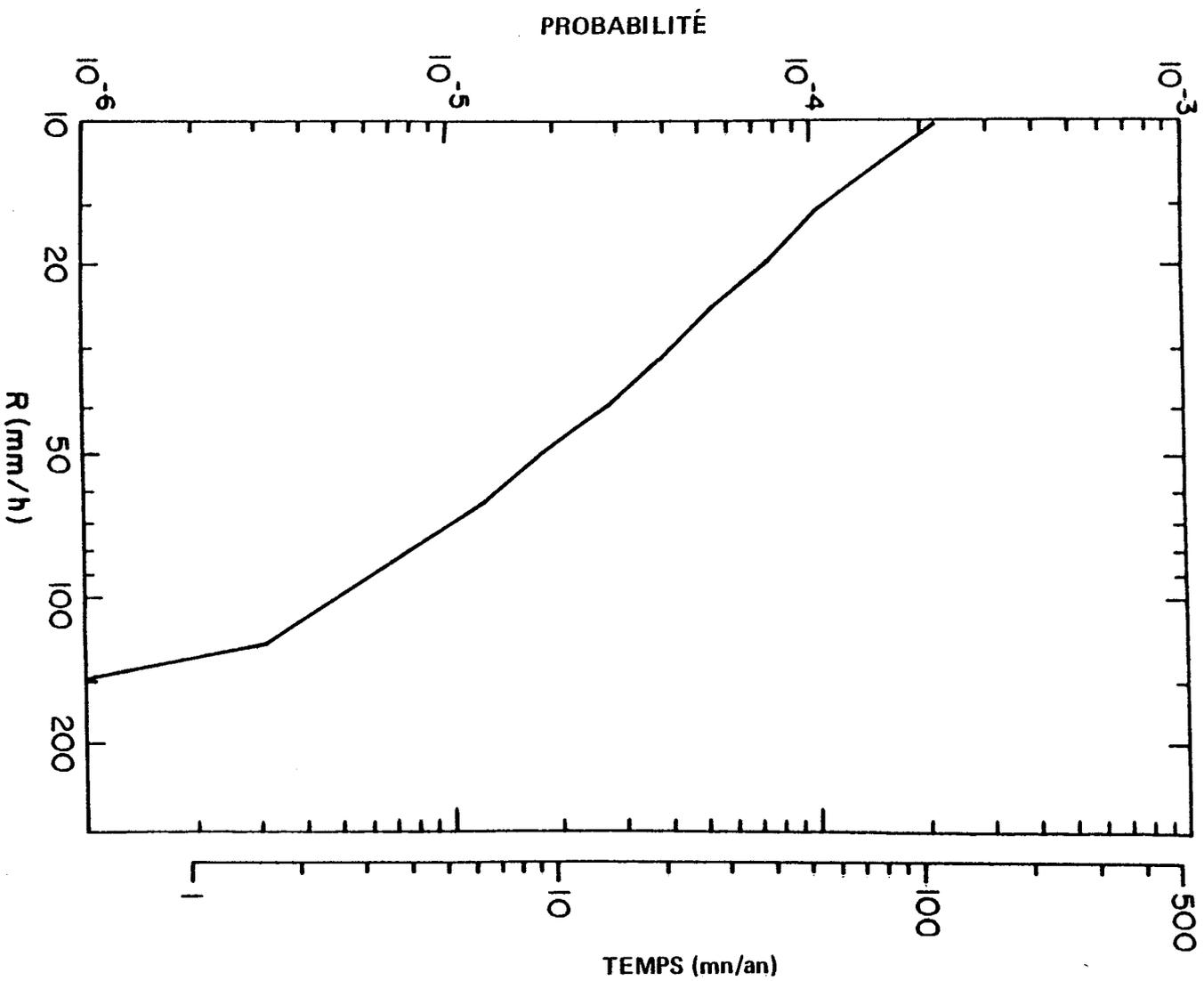


Figure 43. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Calgary (Alta.)

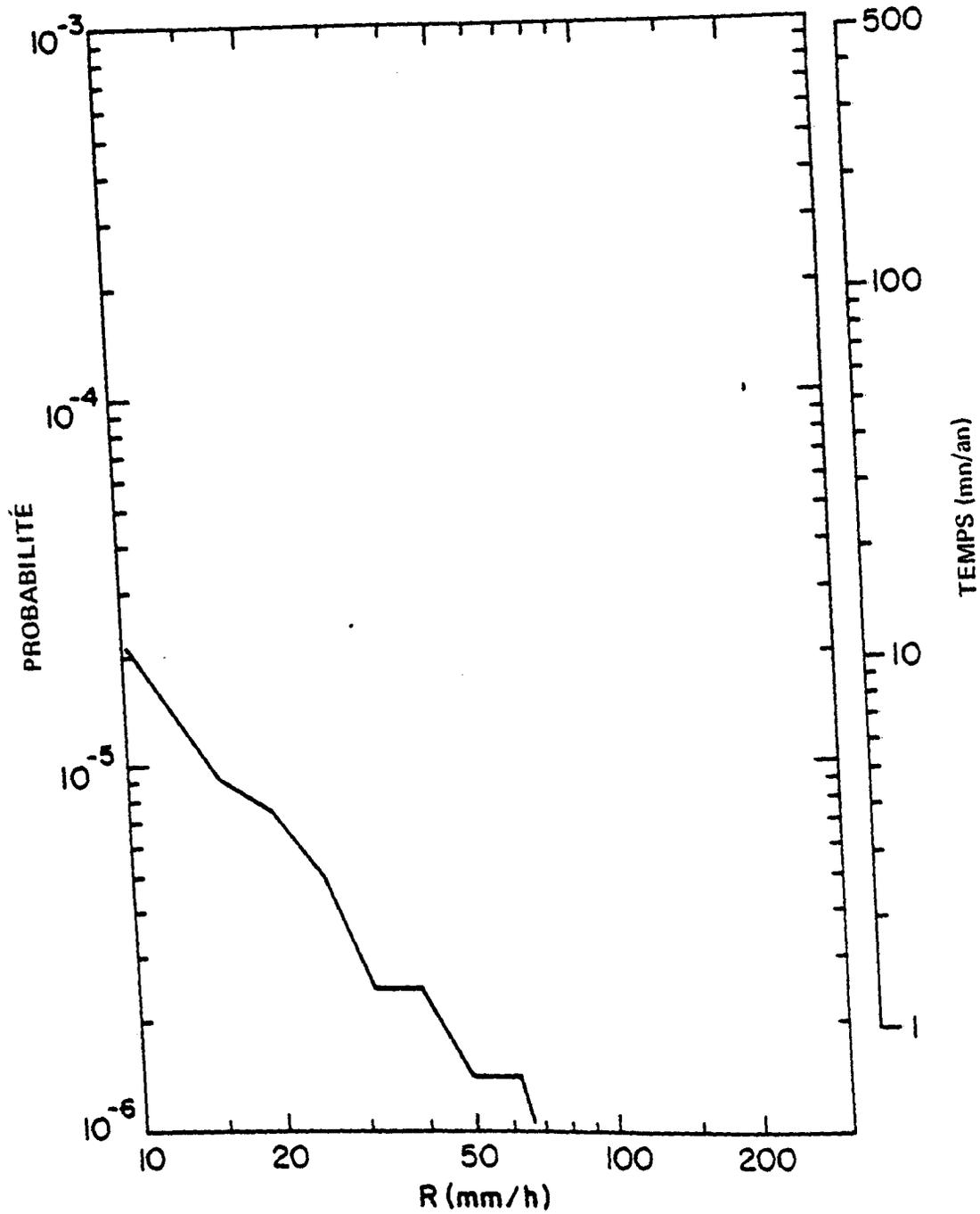


Figure 44. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Cambridge Bay (T.N.-O)

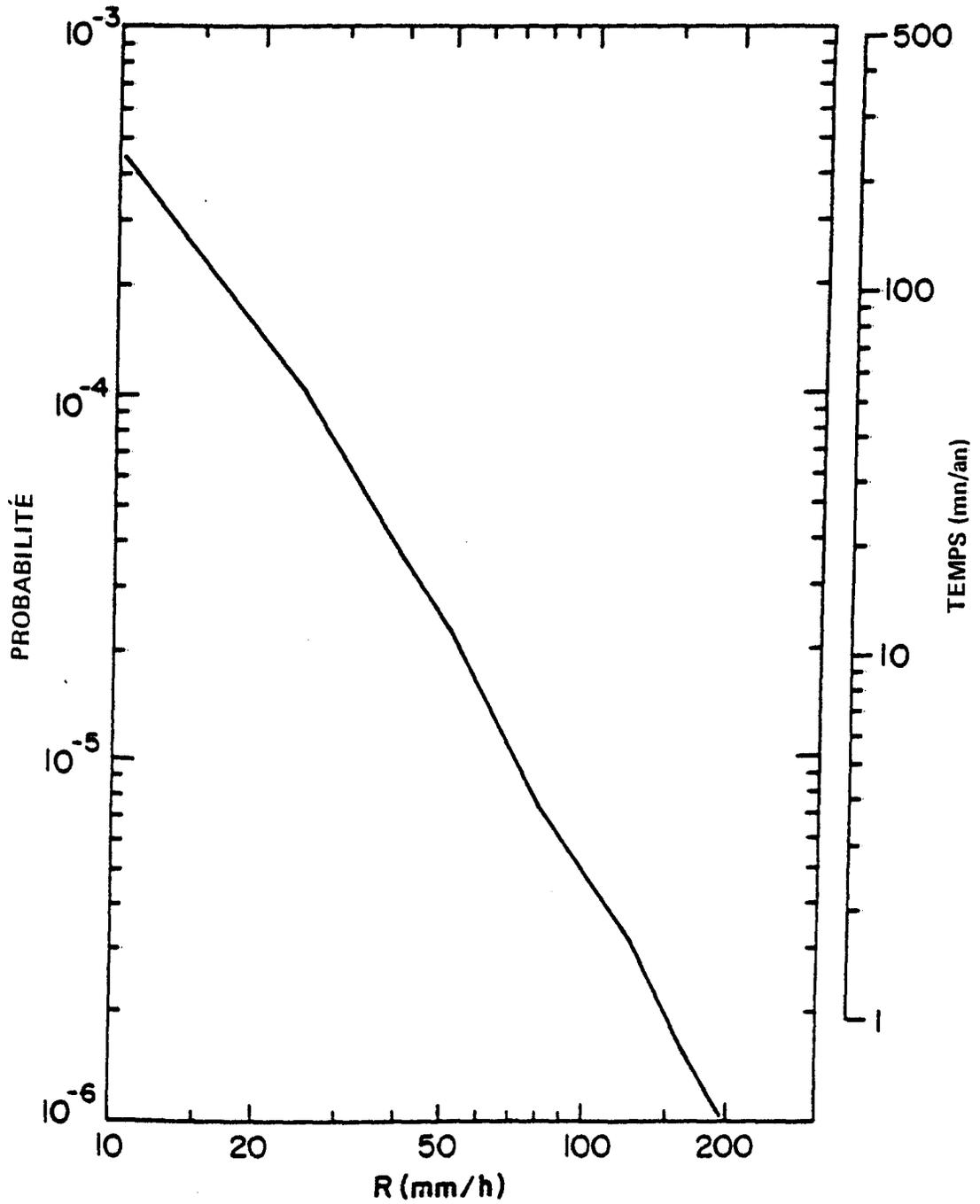


Figure 45. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Caplan (Québec).

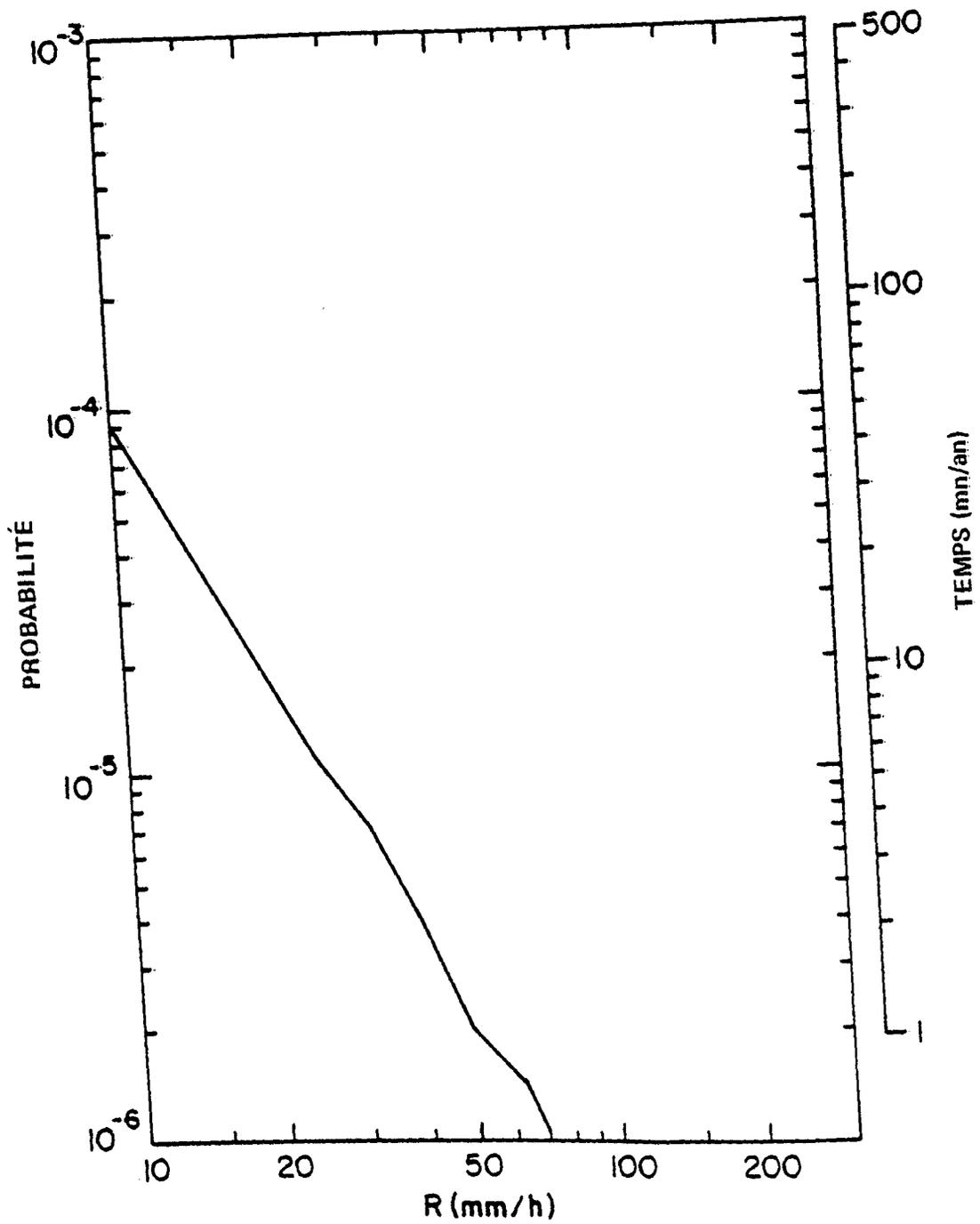


Figure 46. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Carmacks (T.Y.).

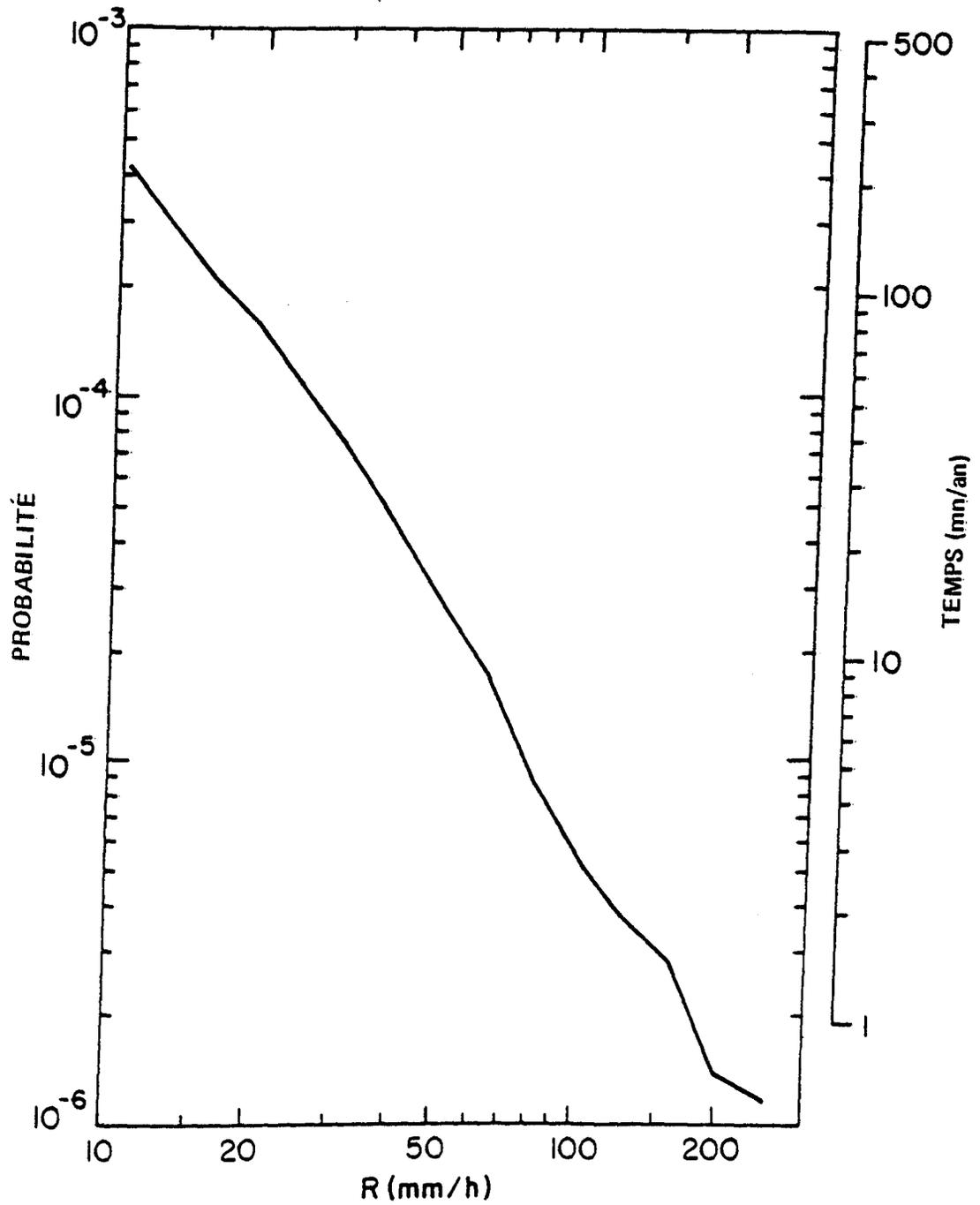


Figure 47. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Central Patricia (Ont.).

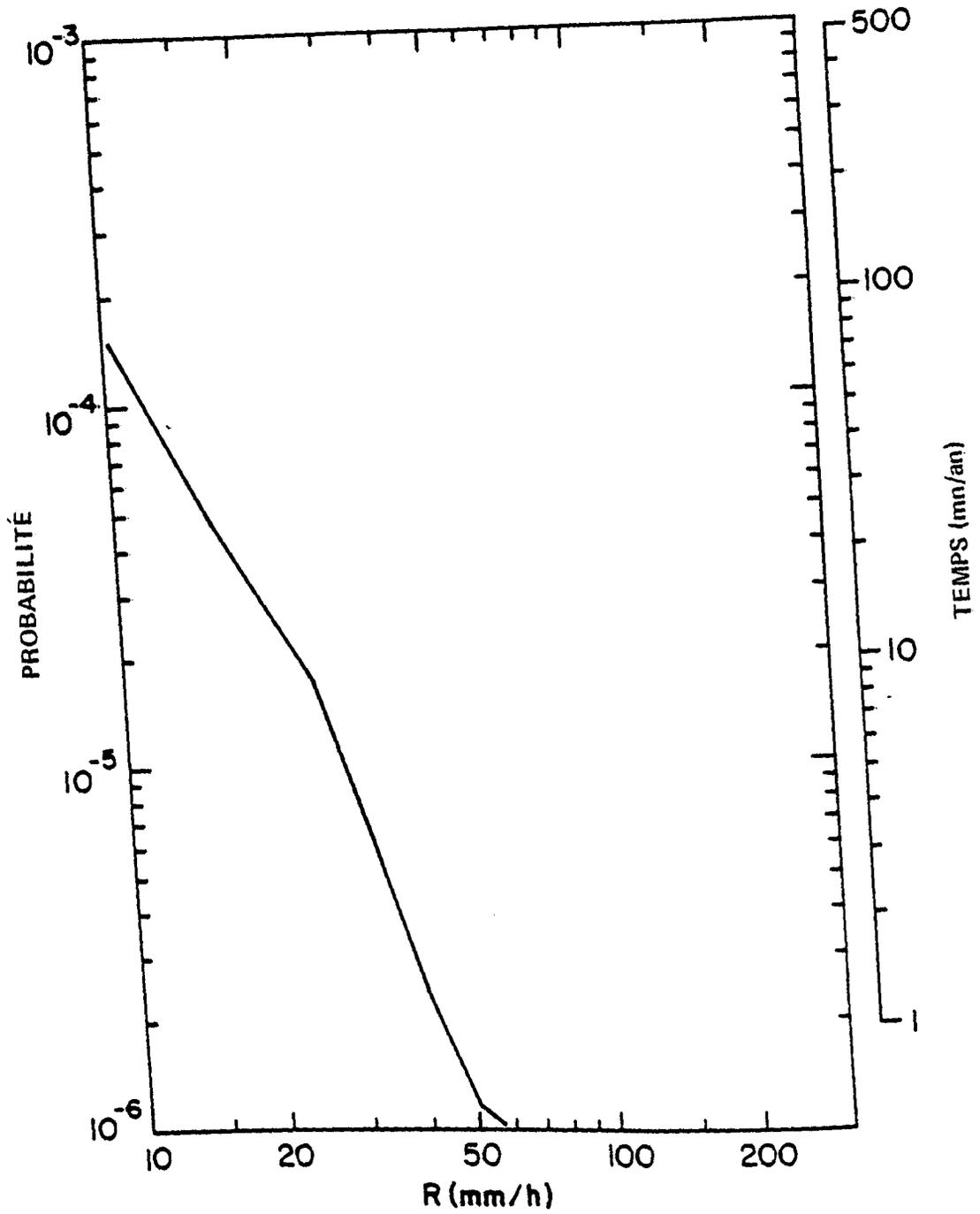


Figure 48. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Churchill (Man.).

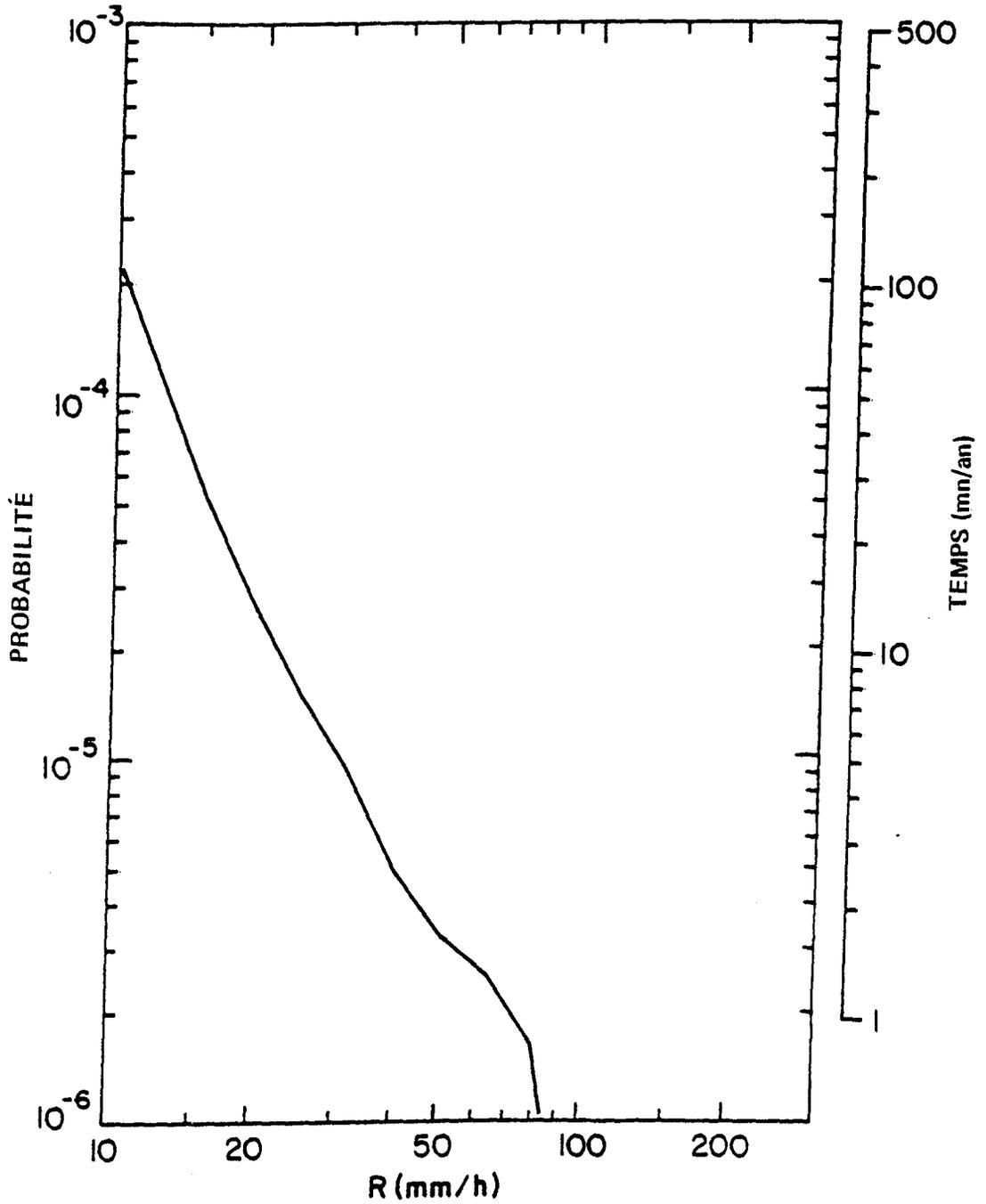


Figure 49. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Comox (C.-B.).

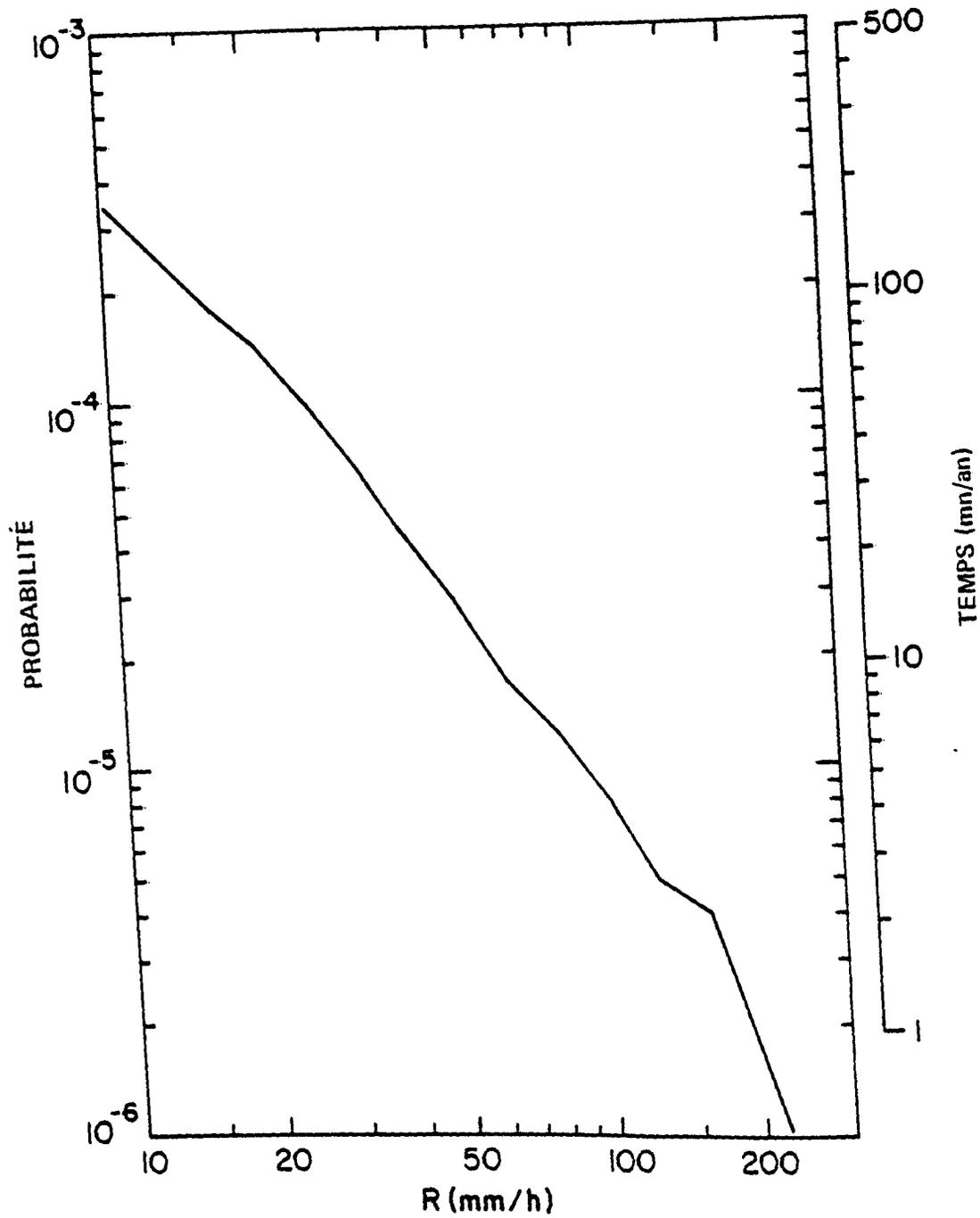


Figure 50. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Dauphin (Man.).

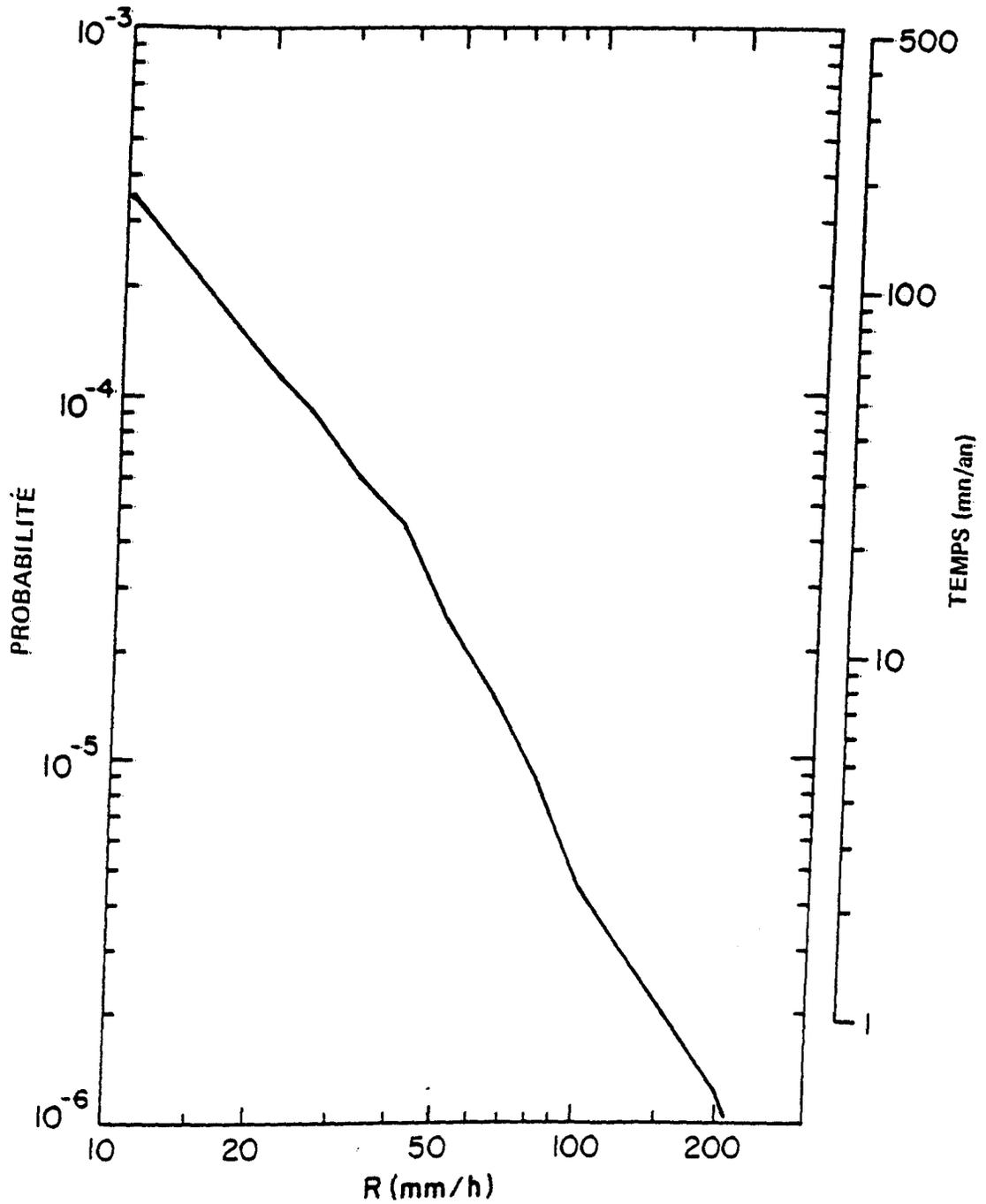


Figure 51. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Edmonton (Alta.).

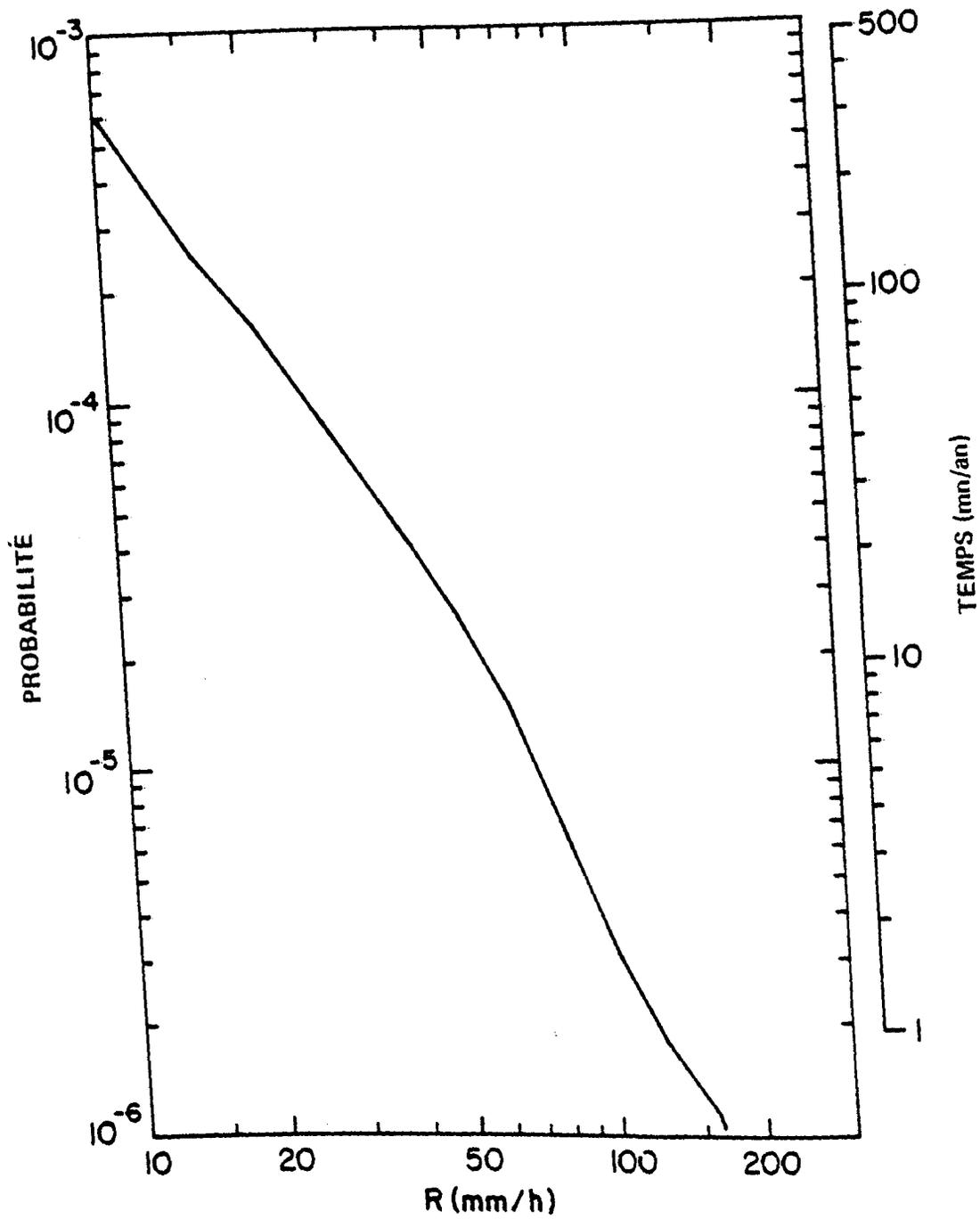


Figure 52. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Frédéricton (N.-B.).

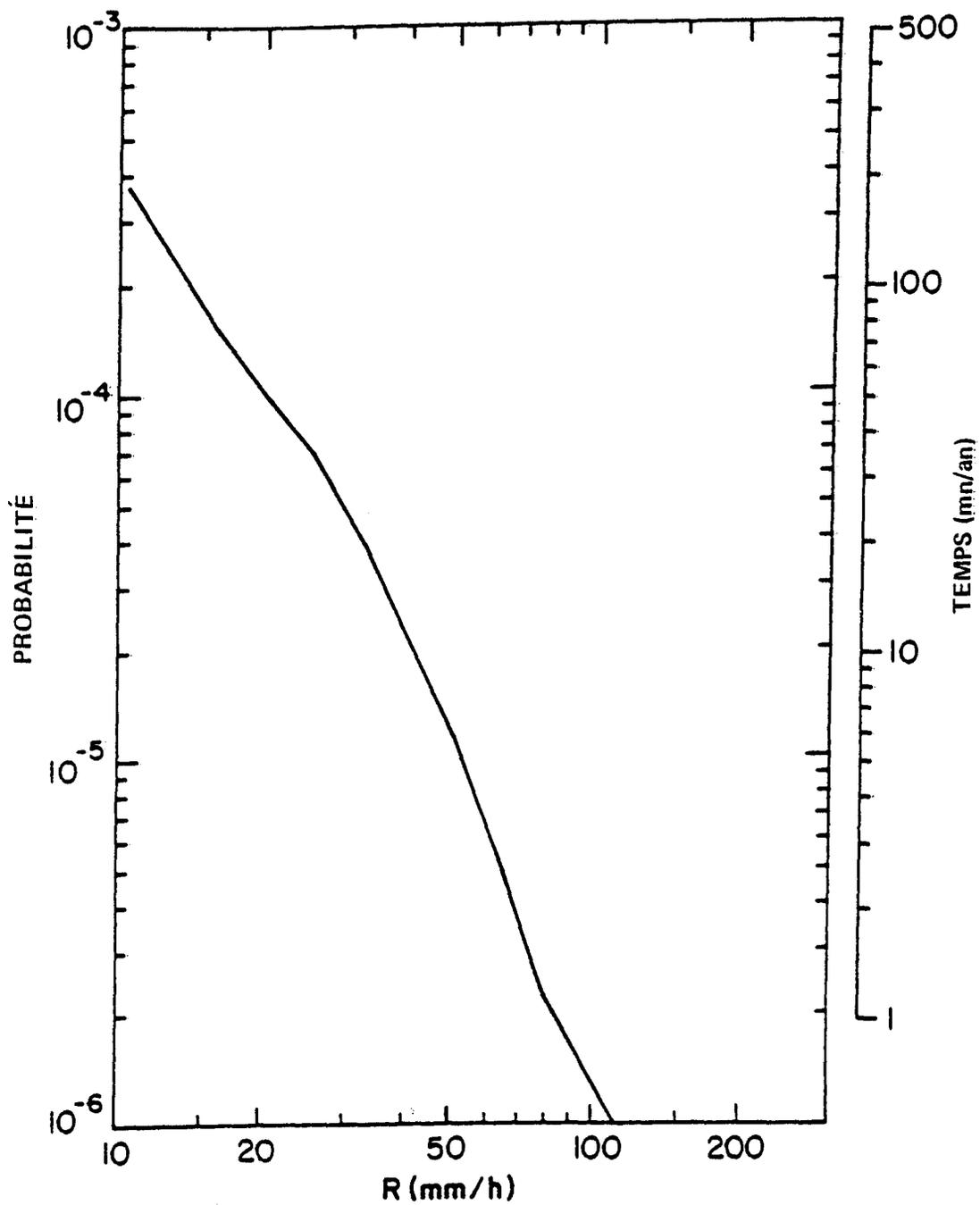


Figure 53. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Gagnon (Québec).

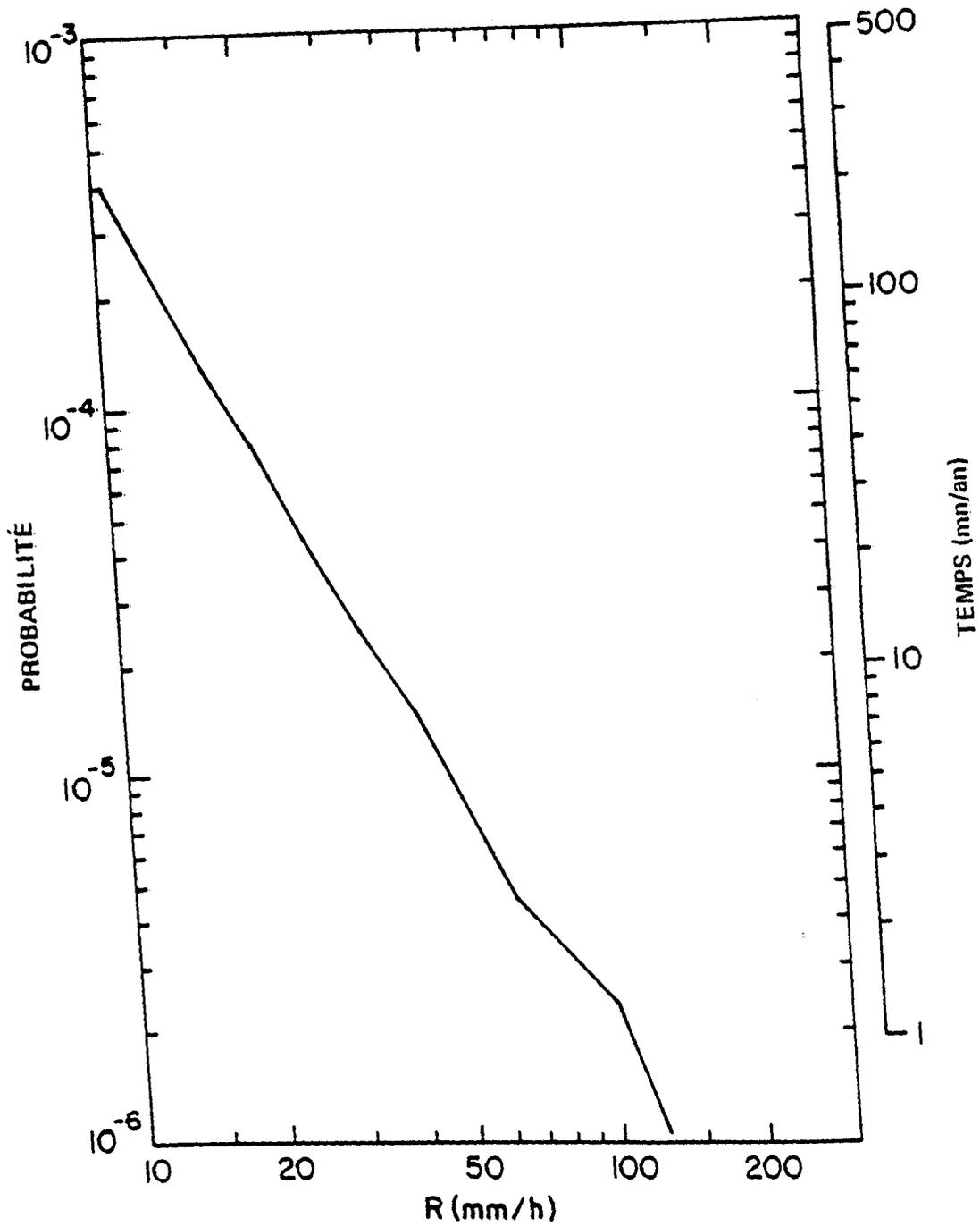


Figure 54. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Gander (Terre-Neuve).

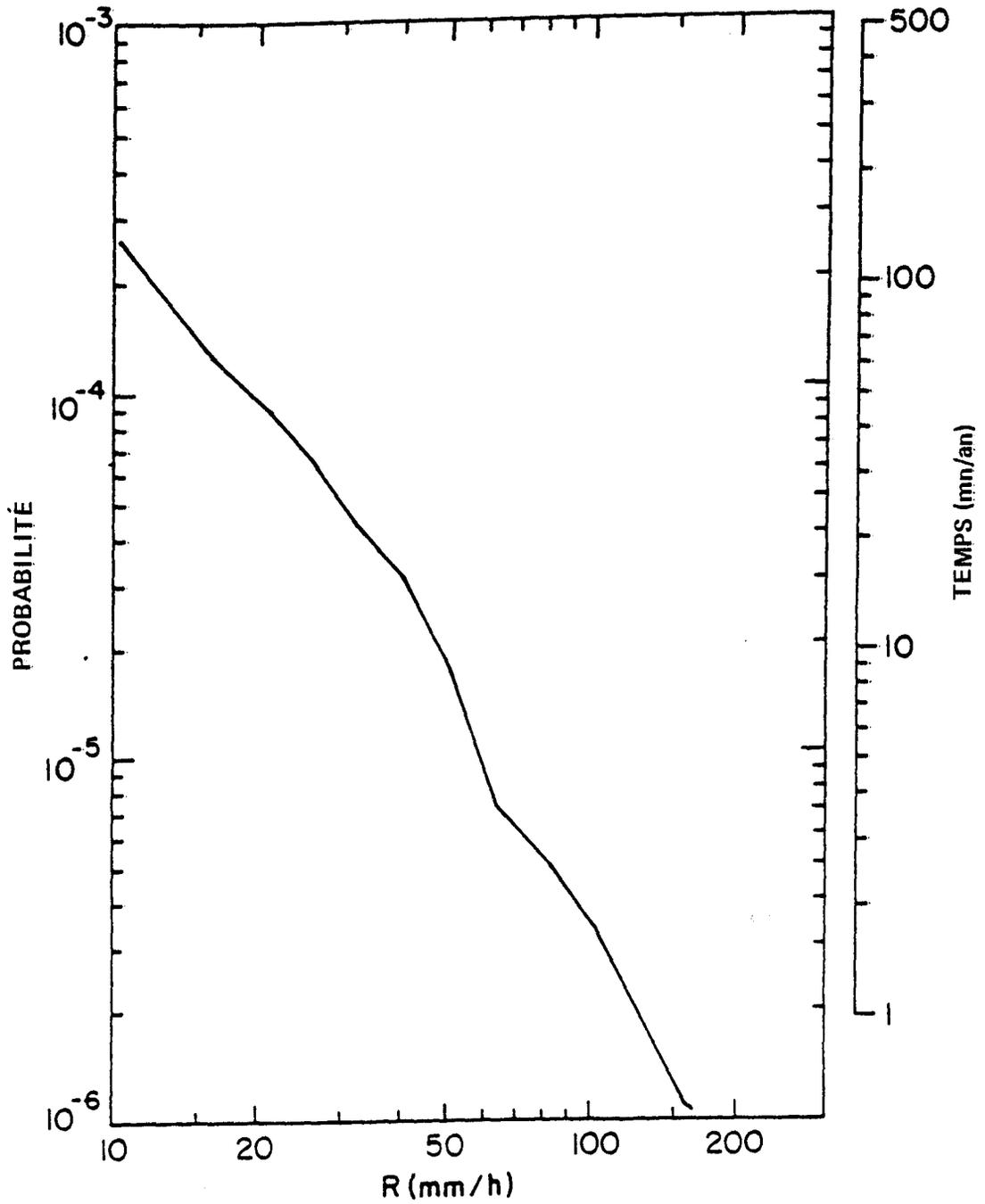


Figure 55. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Geraldton (Ontario).

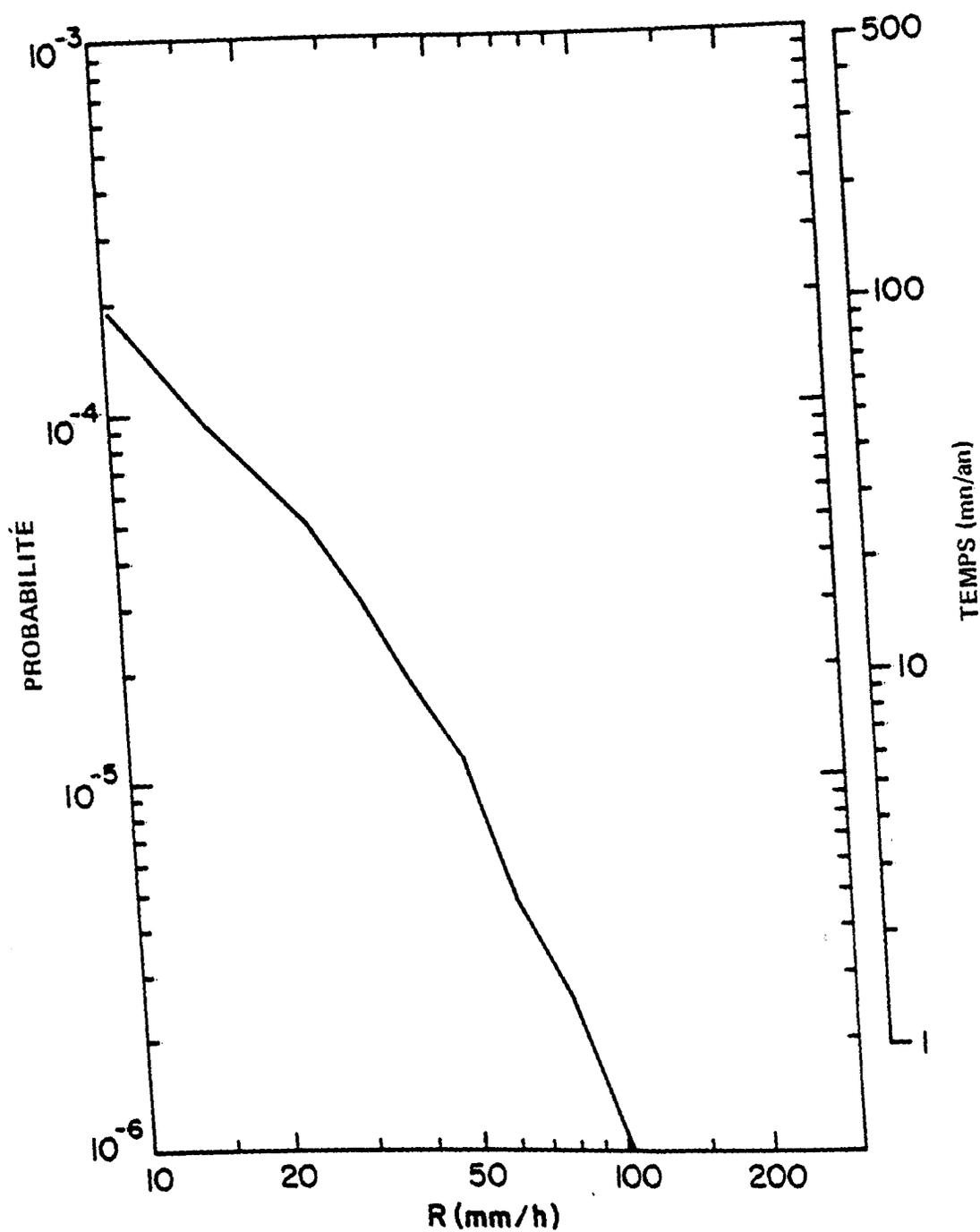


Figure 56. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Goose Bay (Terre-Neuve).

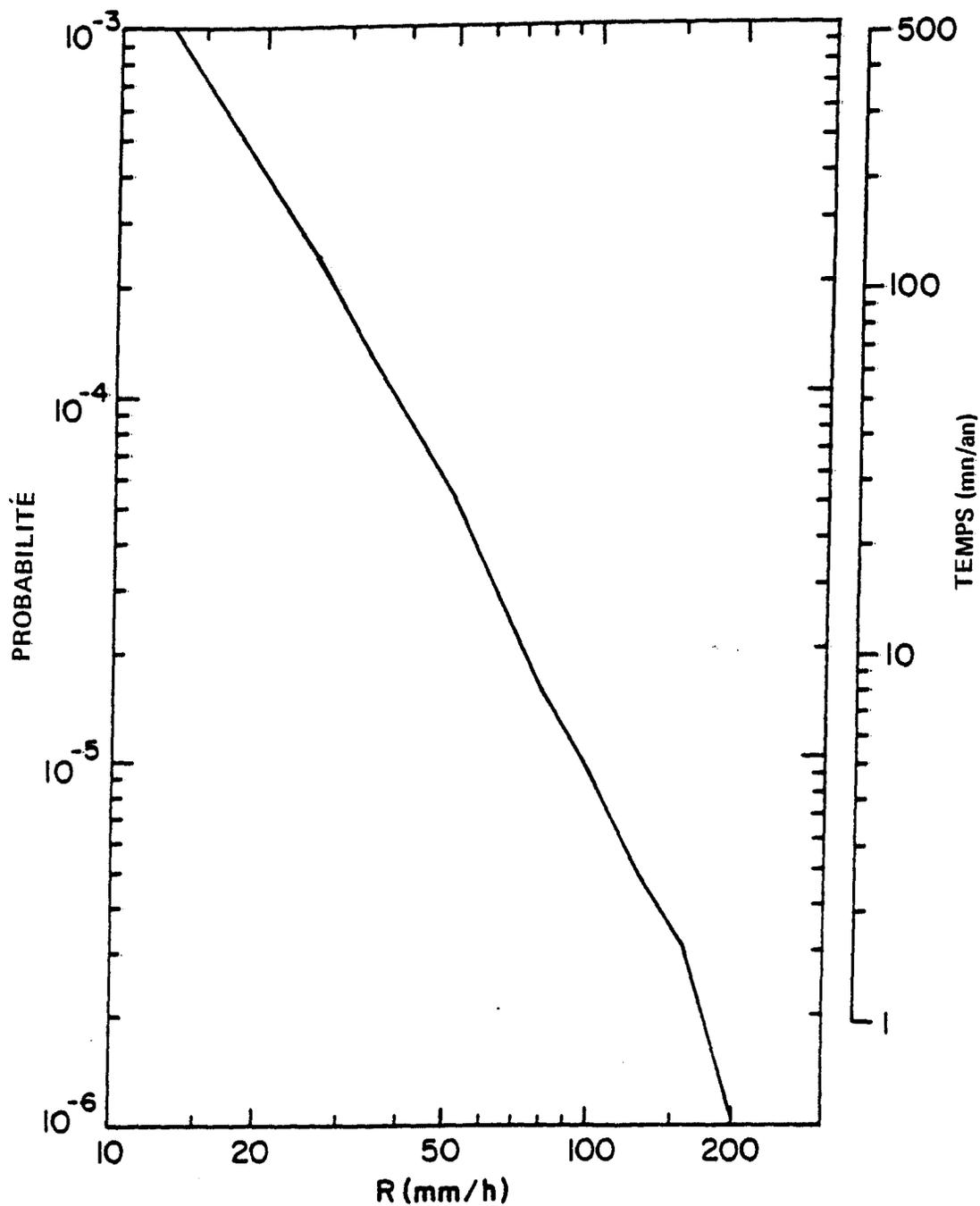


Figure 57. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Halifax (N.-É.).

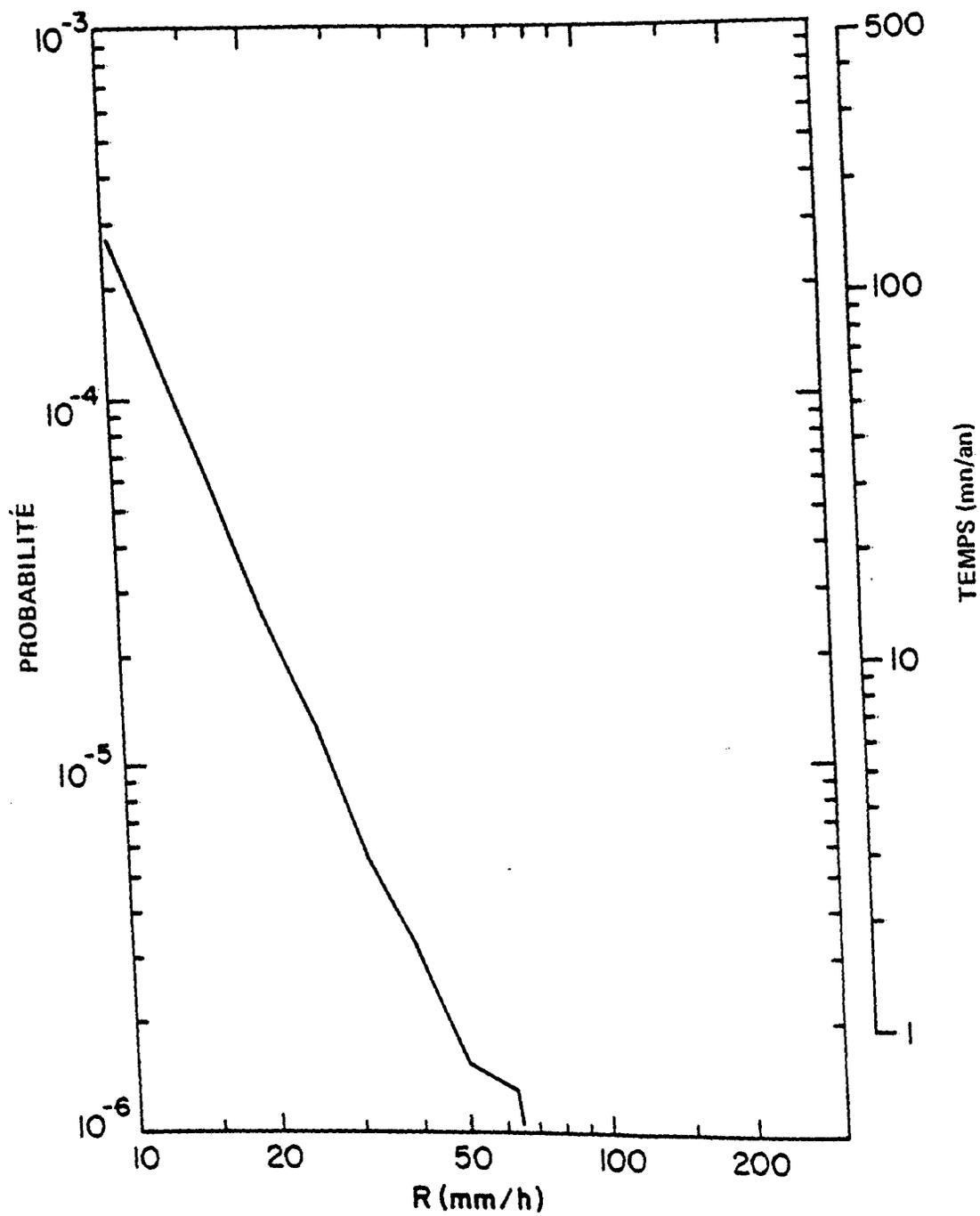


Figure 58. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Hape (C.-B.).

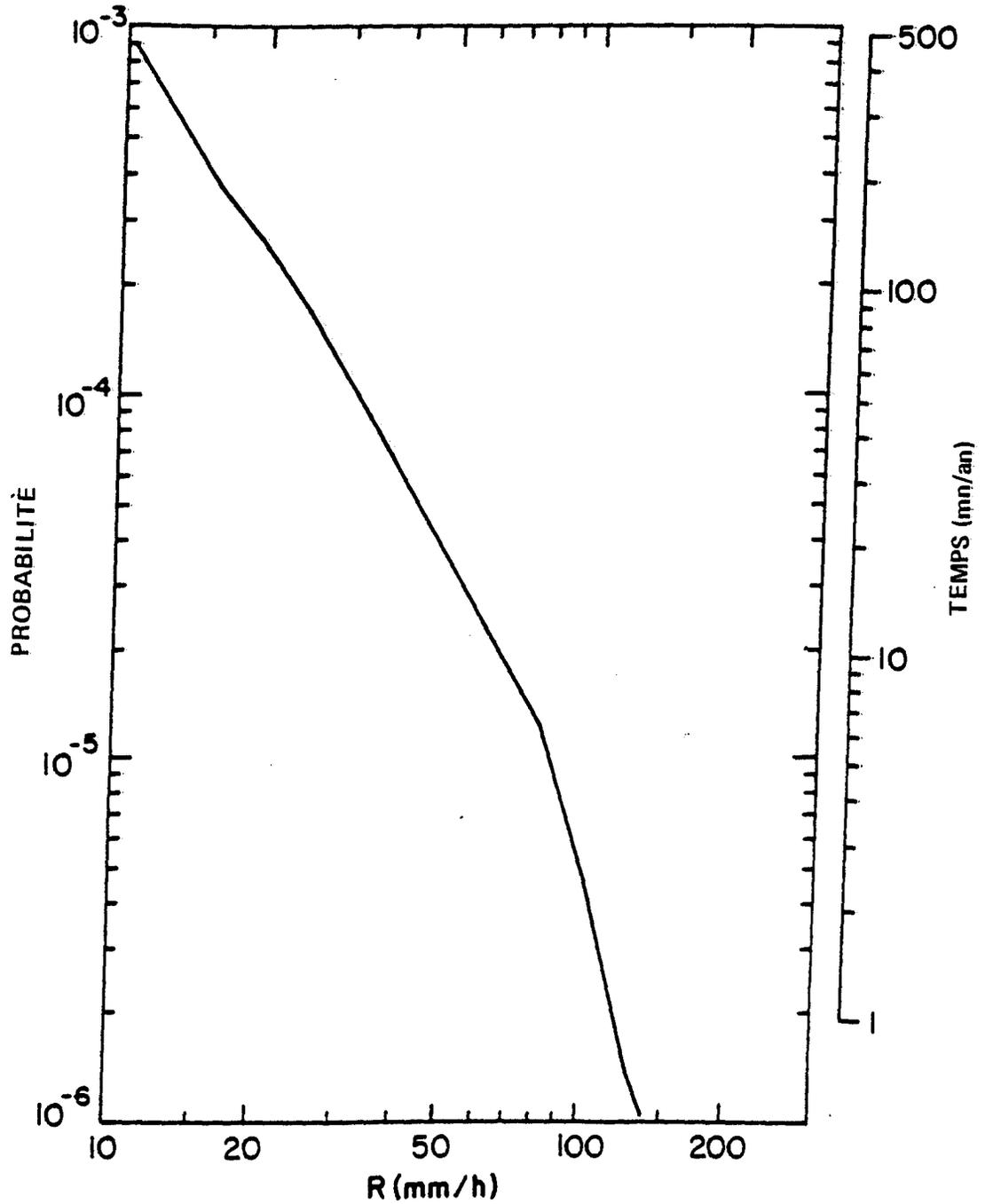


Figure 59. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Kentville (N.-É.).

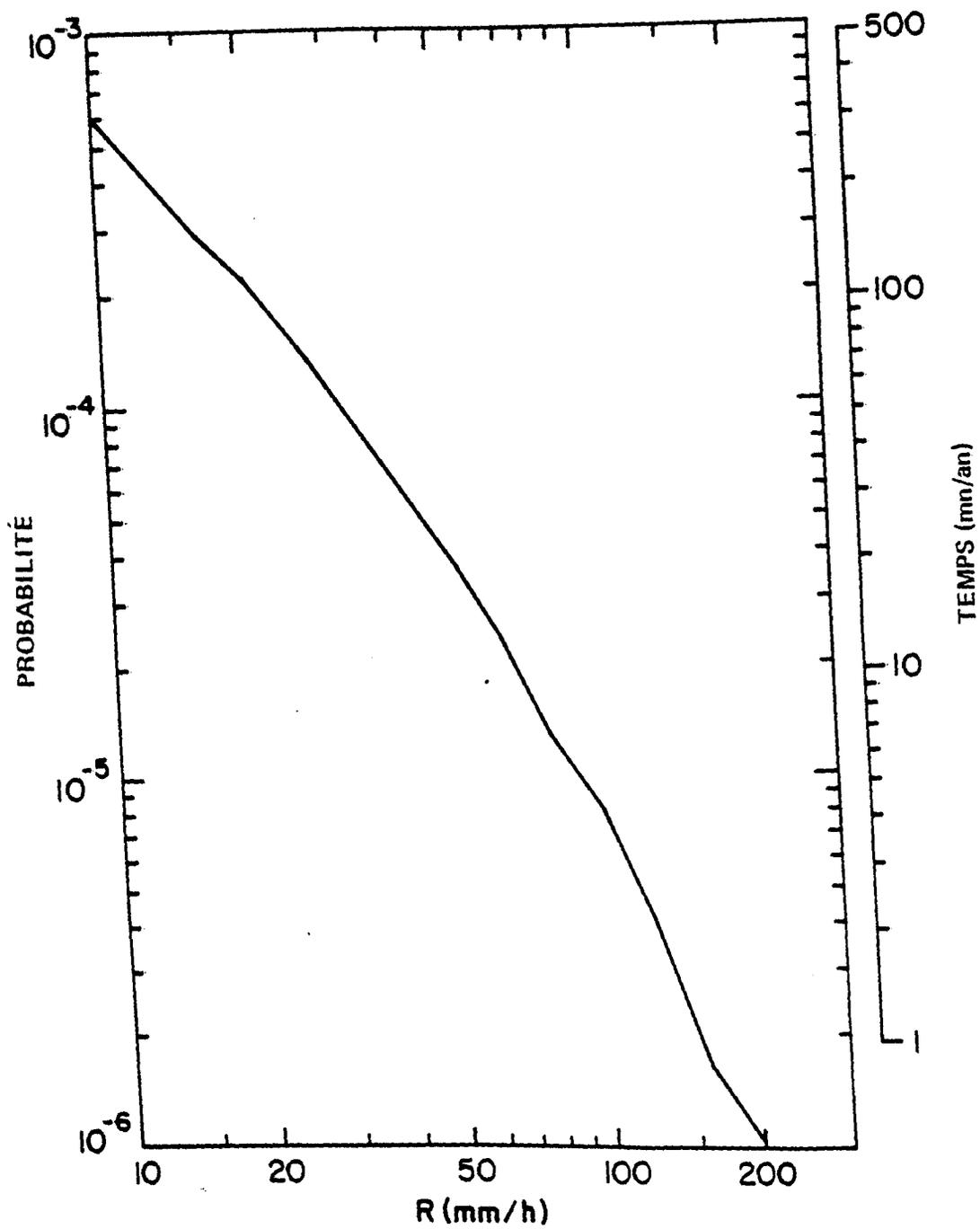


Figure 60. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Kingston (Ont.).

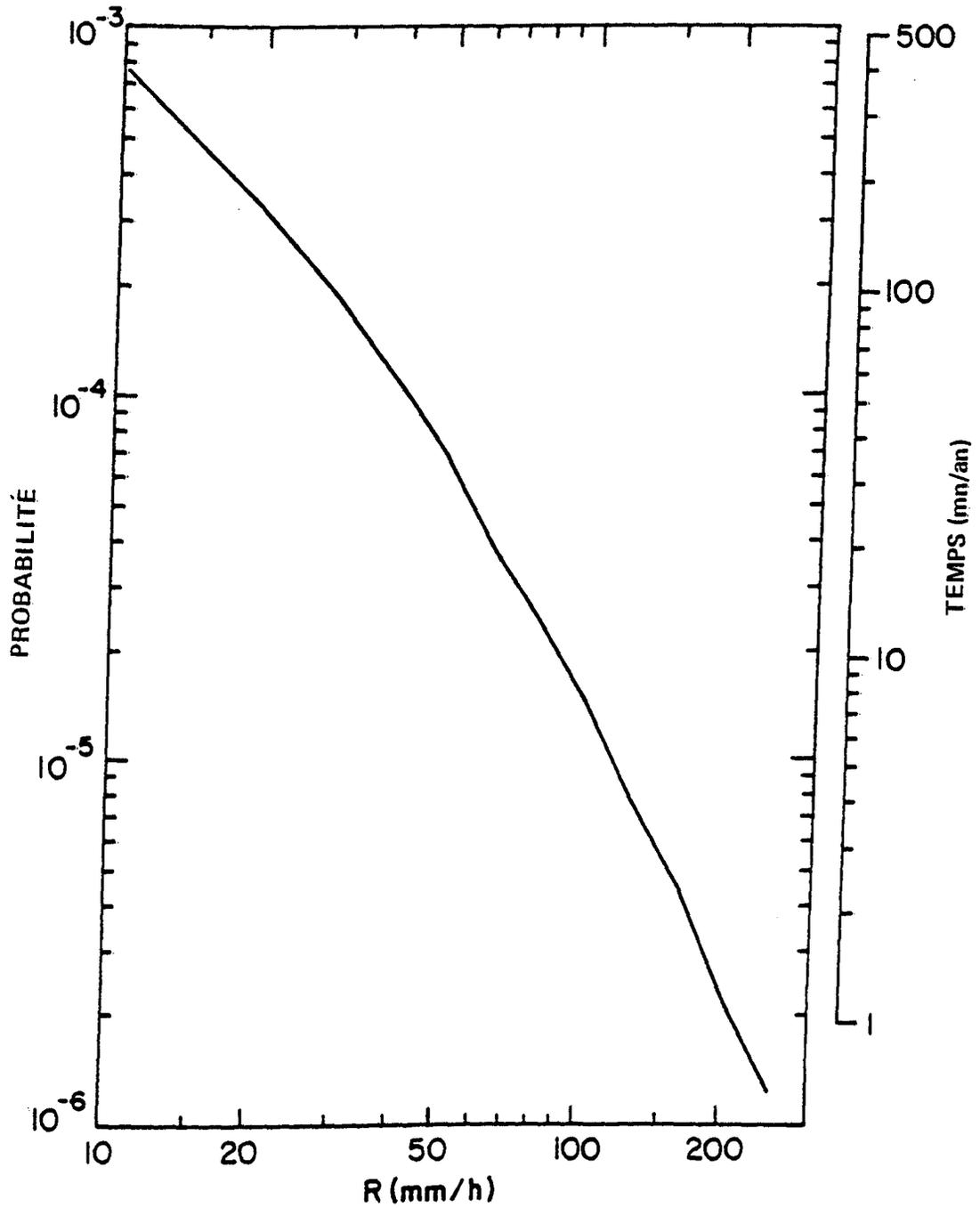


Figure 61. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à London (Ont.).

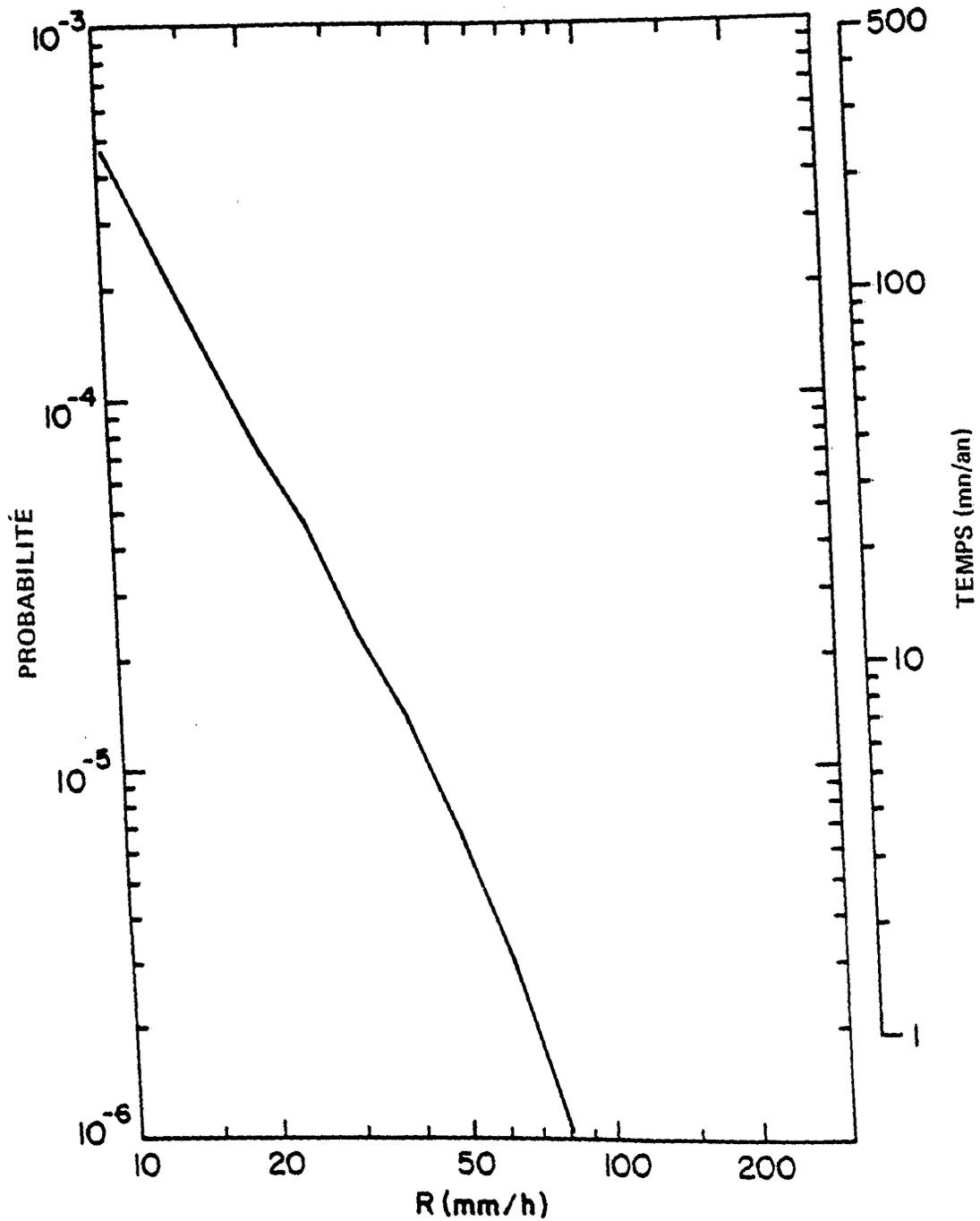


Figure 62. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Mission (C.-B.).

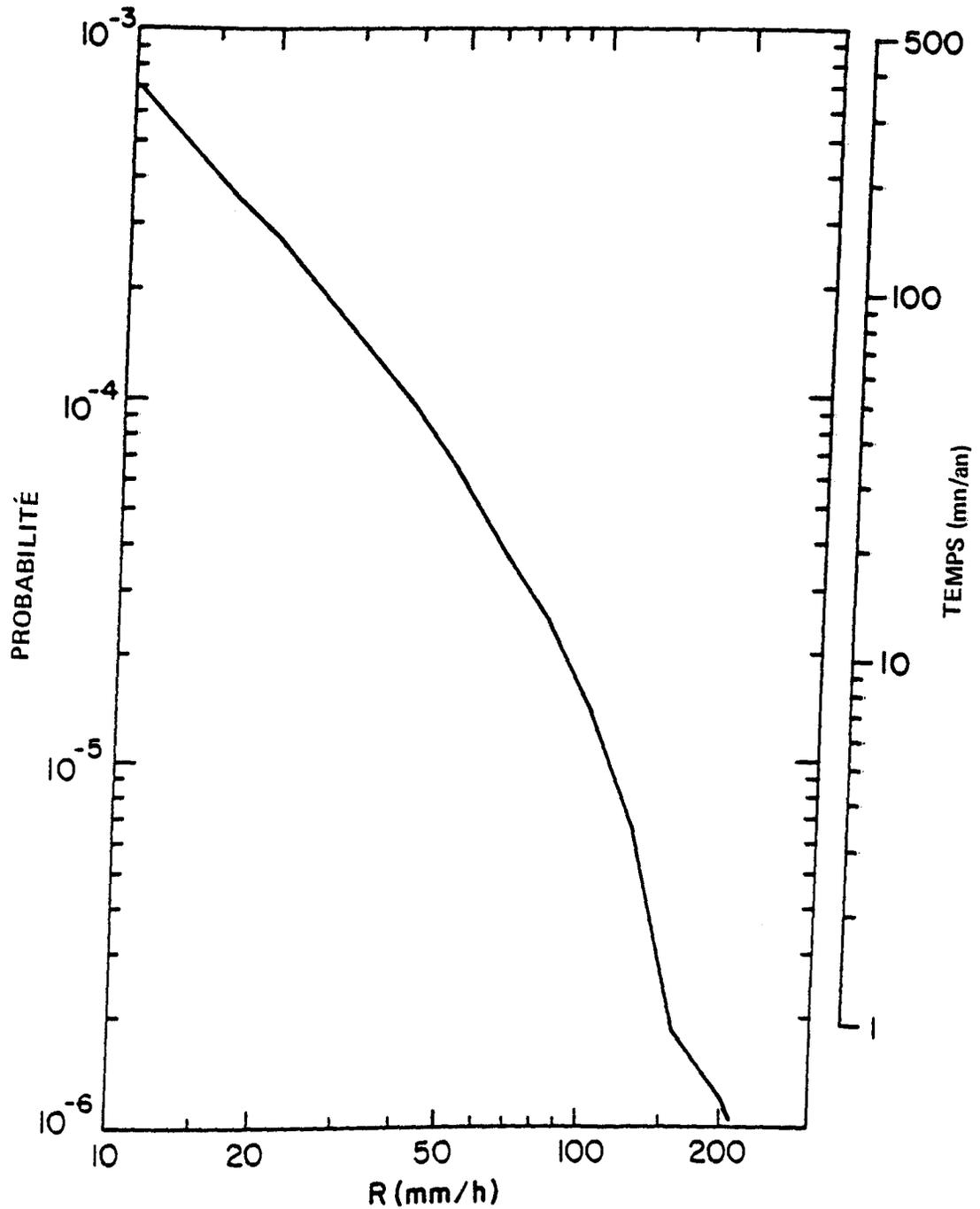


Figure 63. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Montréal (Québec).

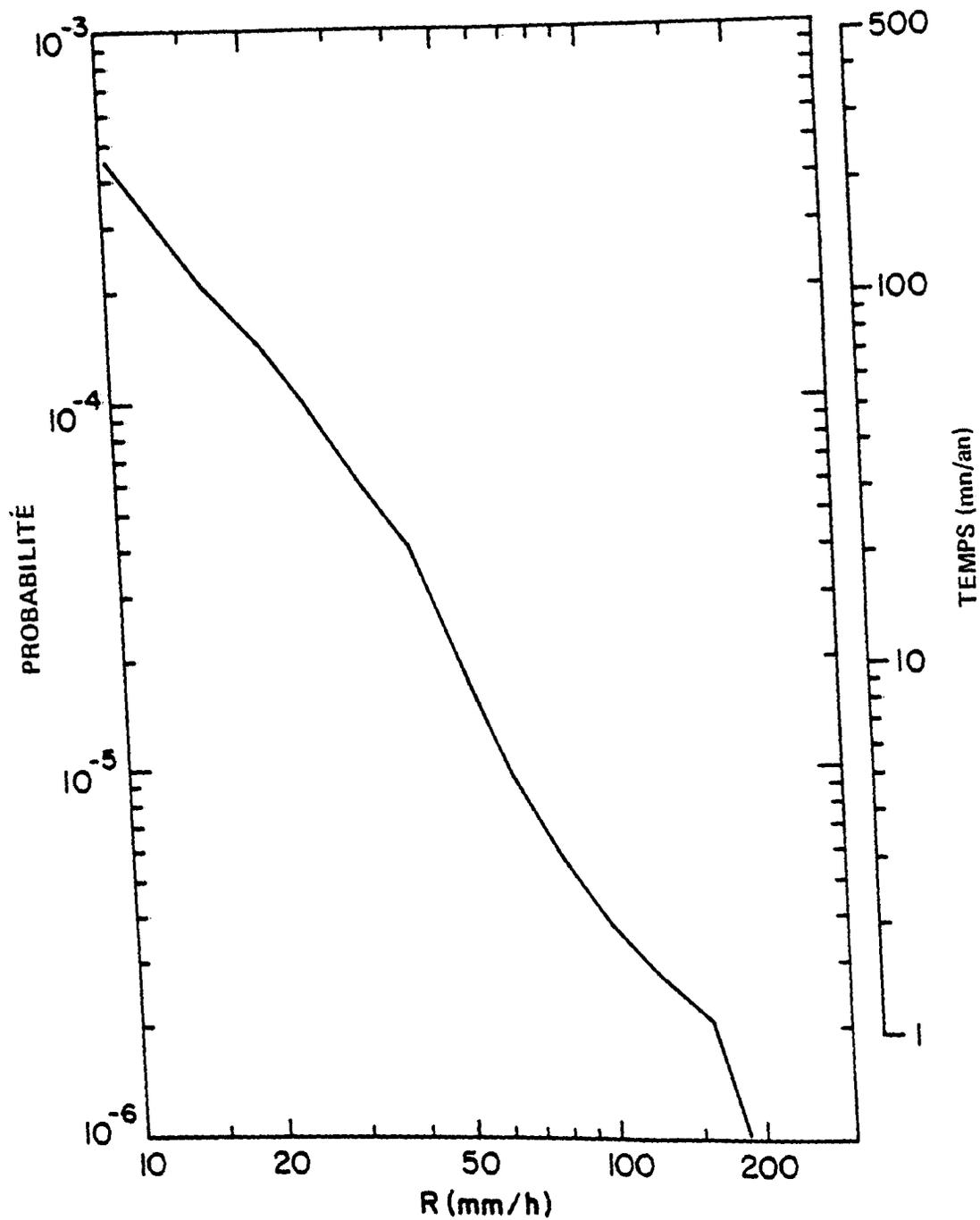


Figure 64. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Moosonee (Ont.).

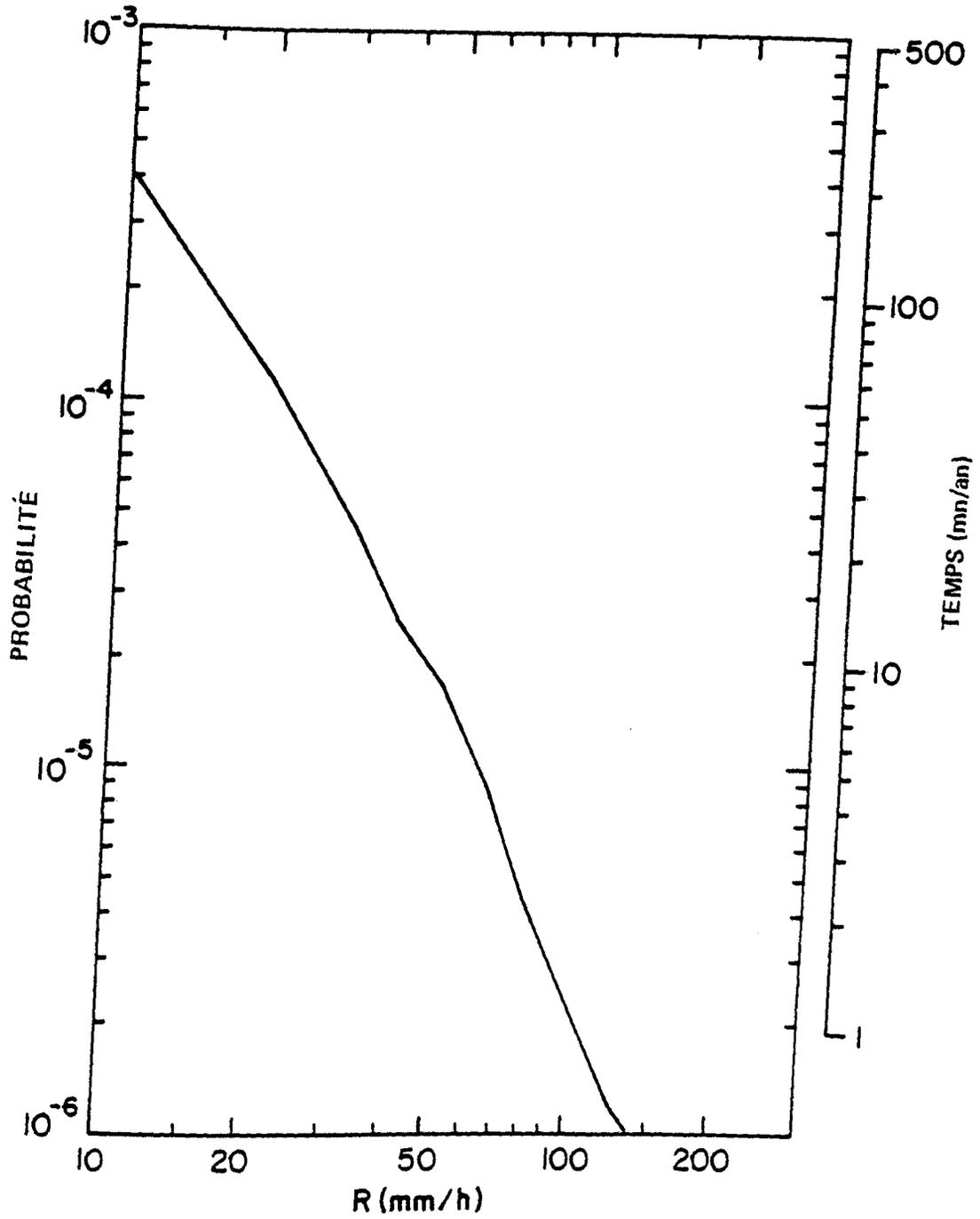


Figure 65. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Normandin (Québec).

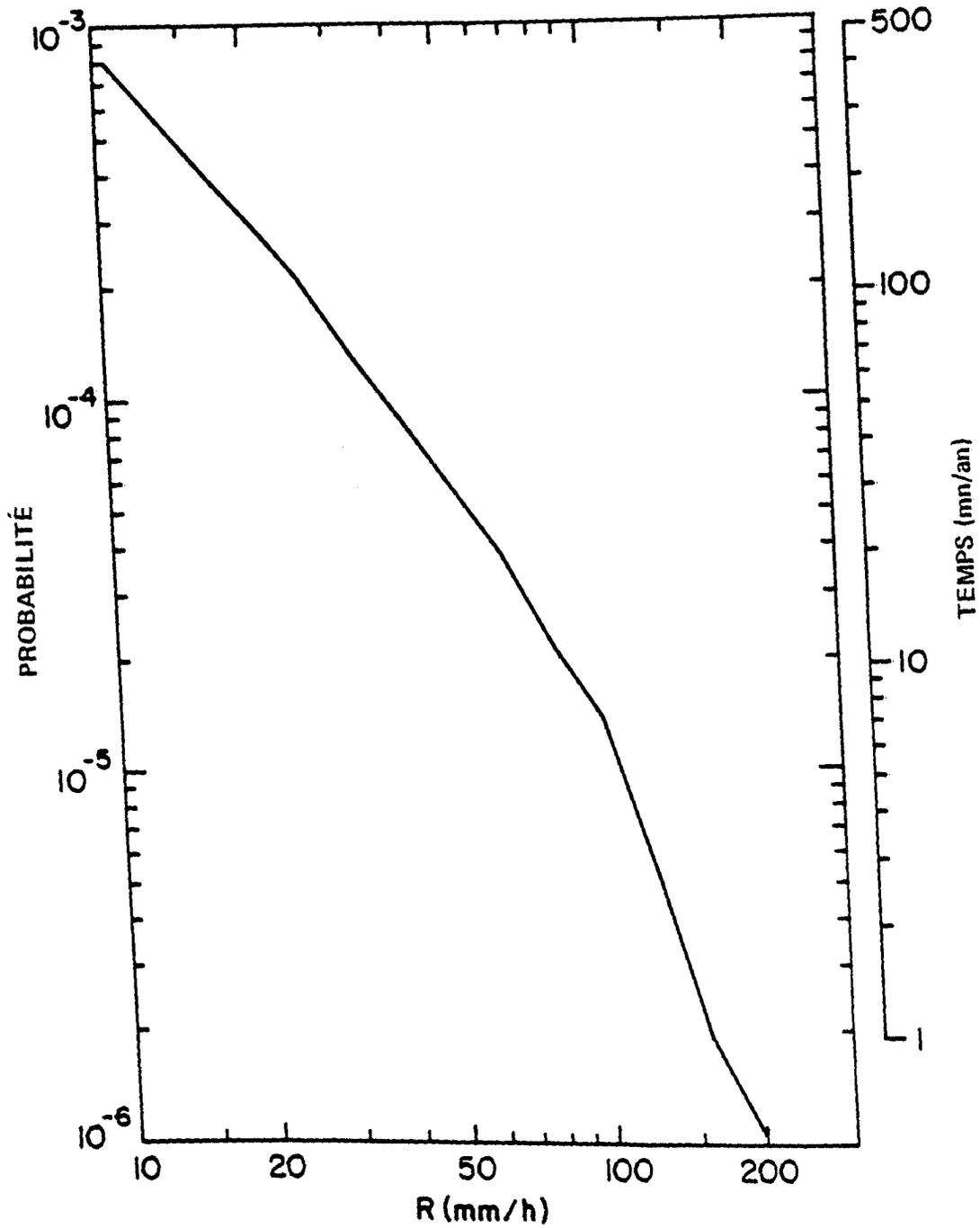


Figure 66. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à North Bay (Ont.).

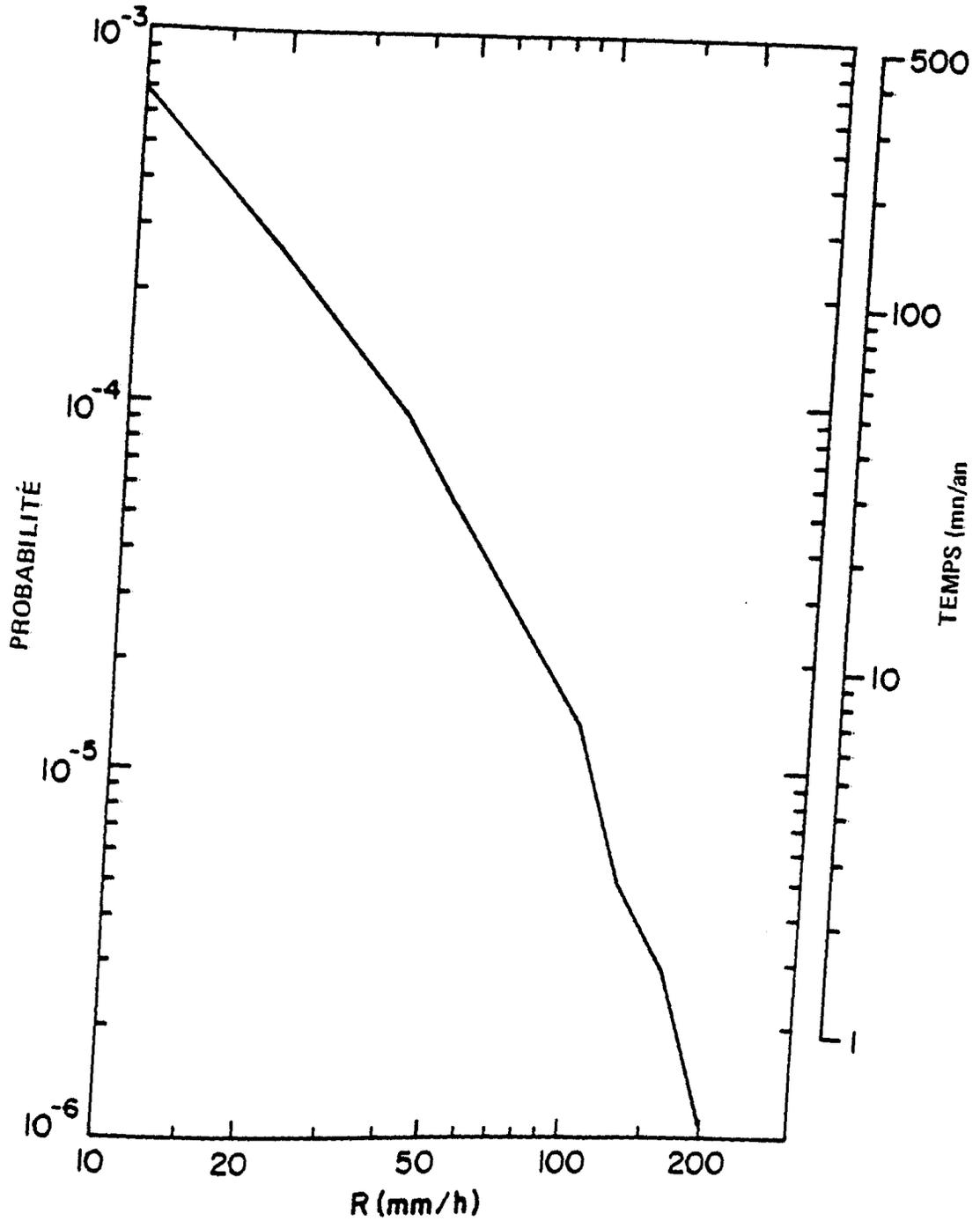


Figure 67. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Ottawa (Ont.).

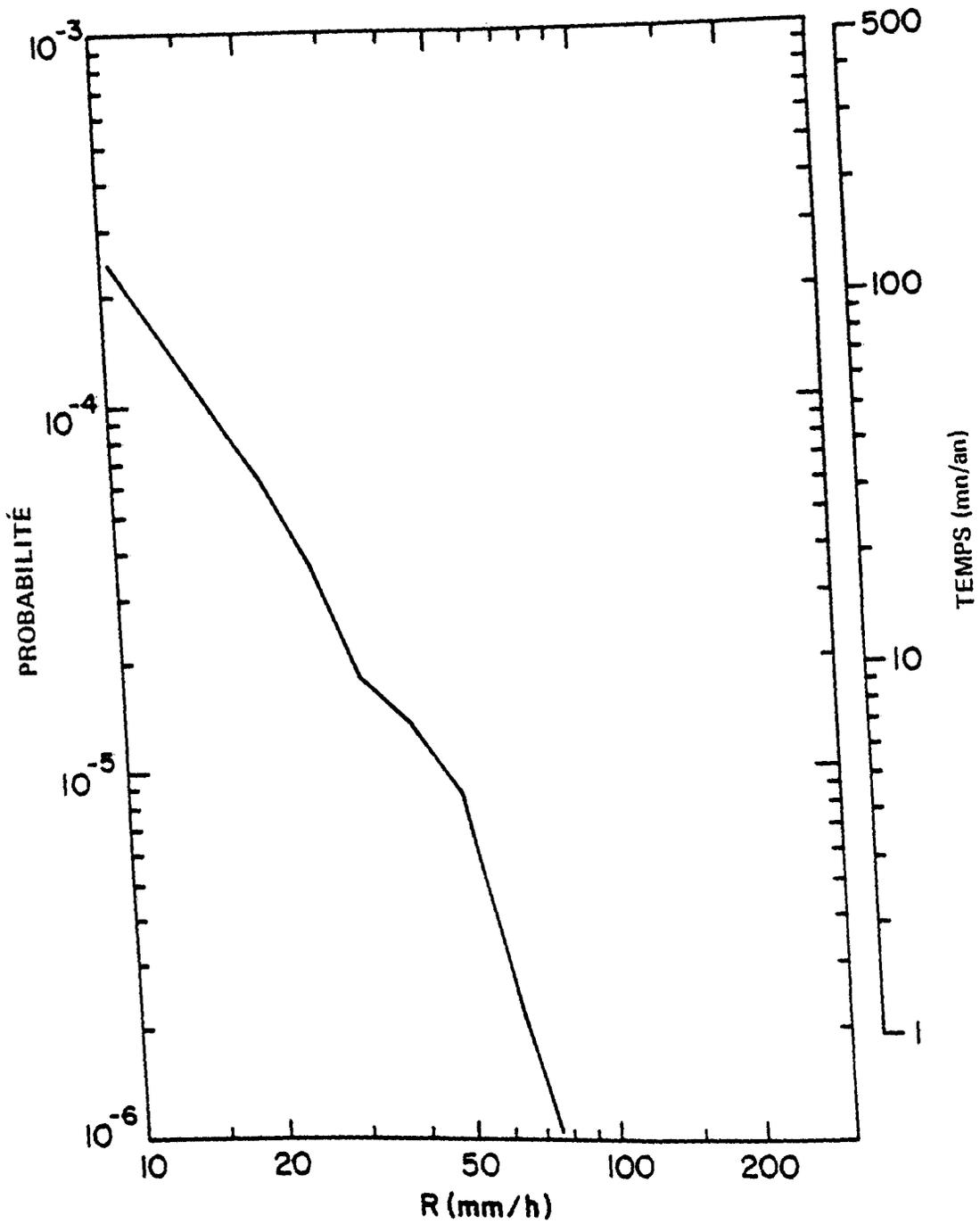


Figure 68. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Poste de la Baleine (Québec).

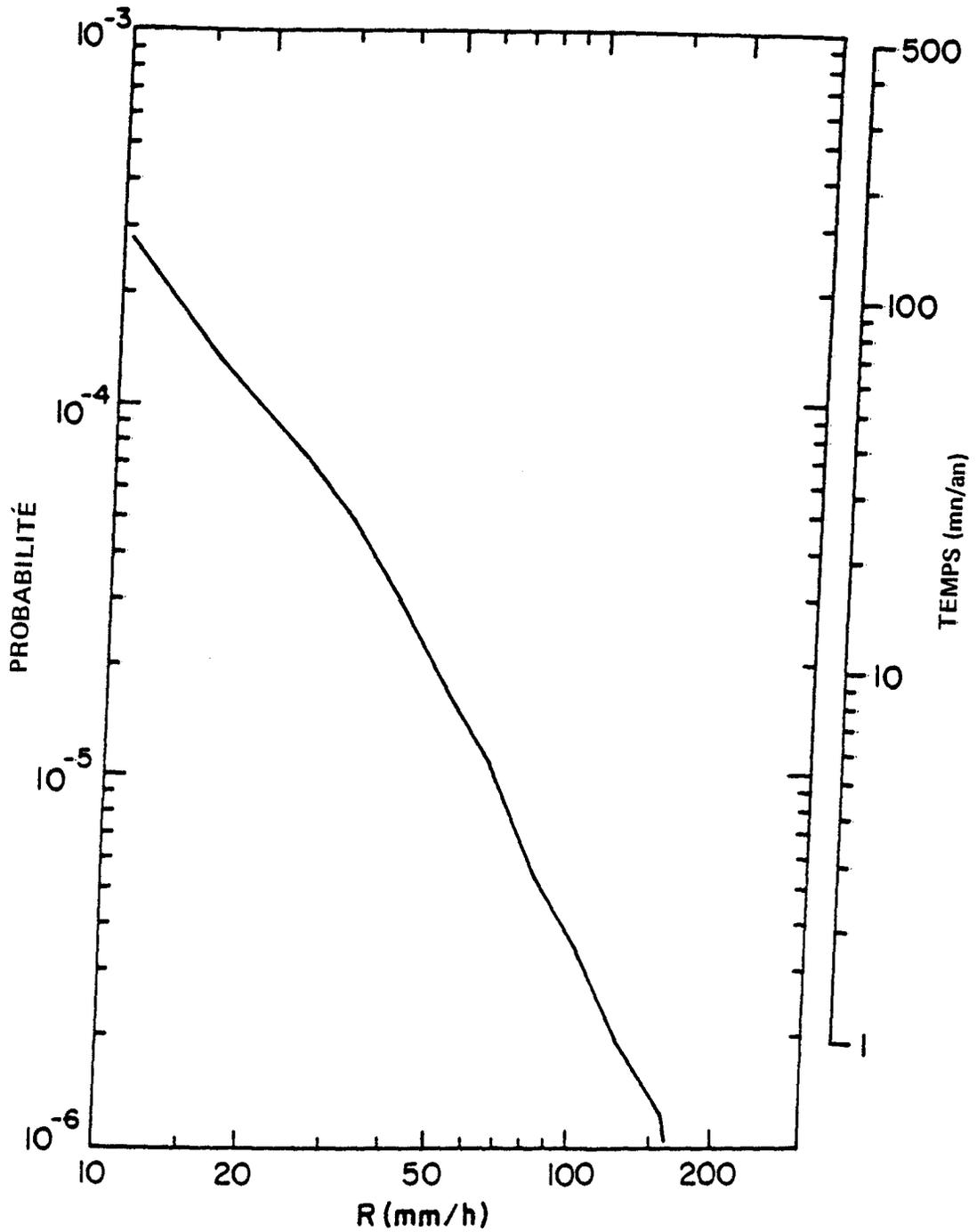


Figure 69. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Prince Albert (Sask.).

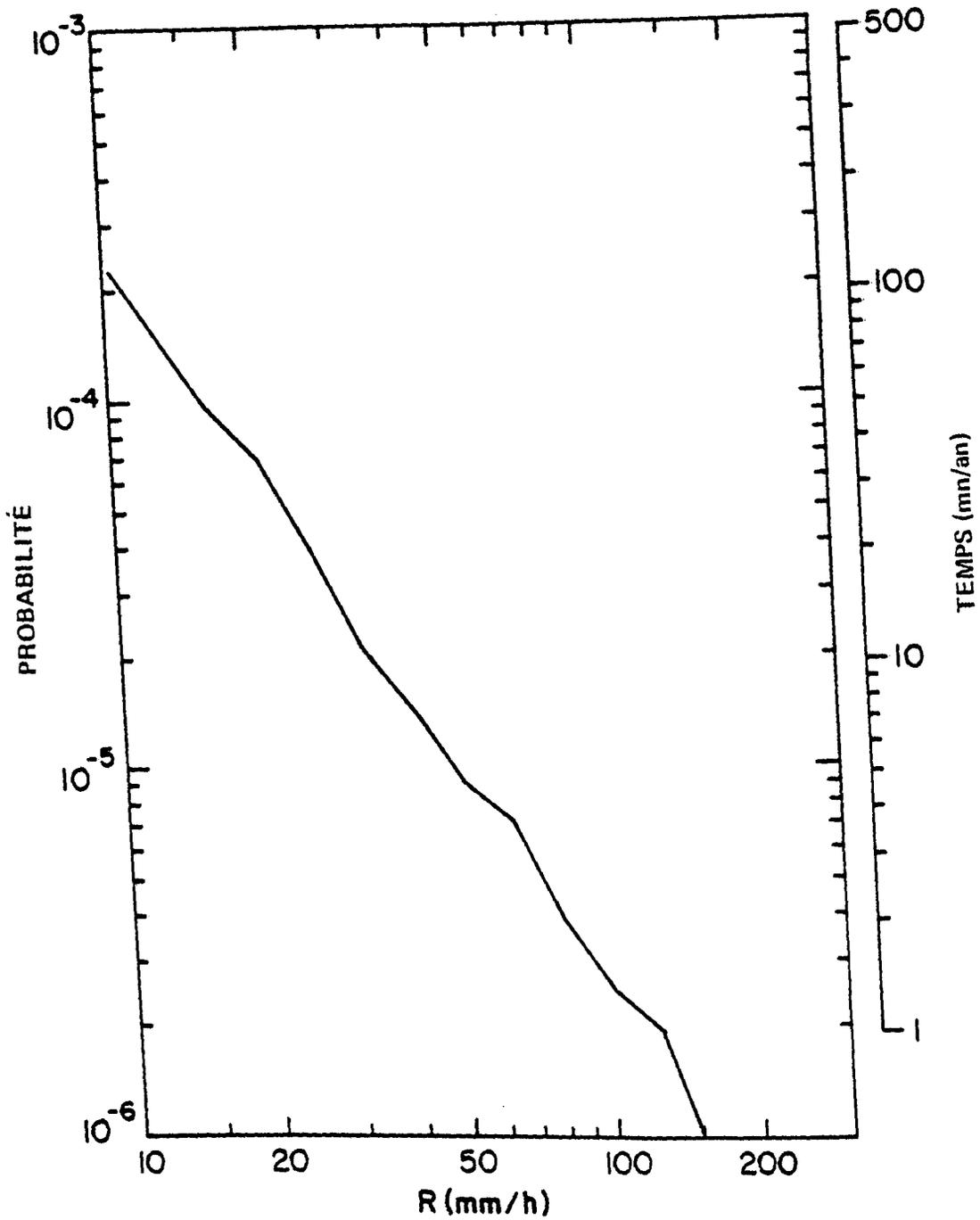


Figure 70. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Prince George (C.-B.).

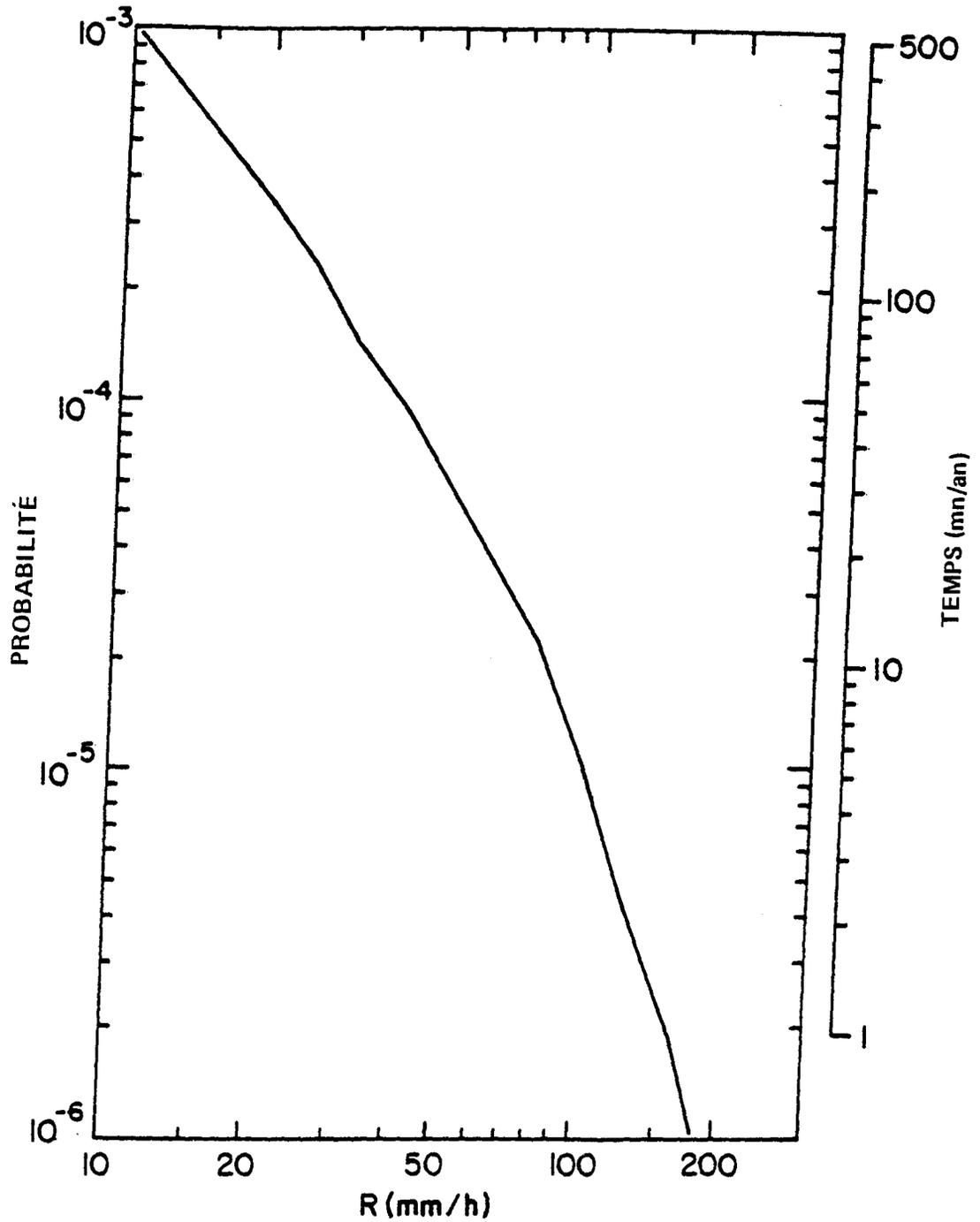


Figure 71. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Québec (Québec).

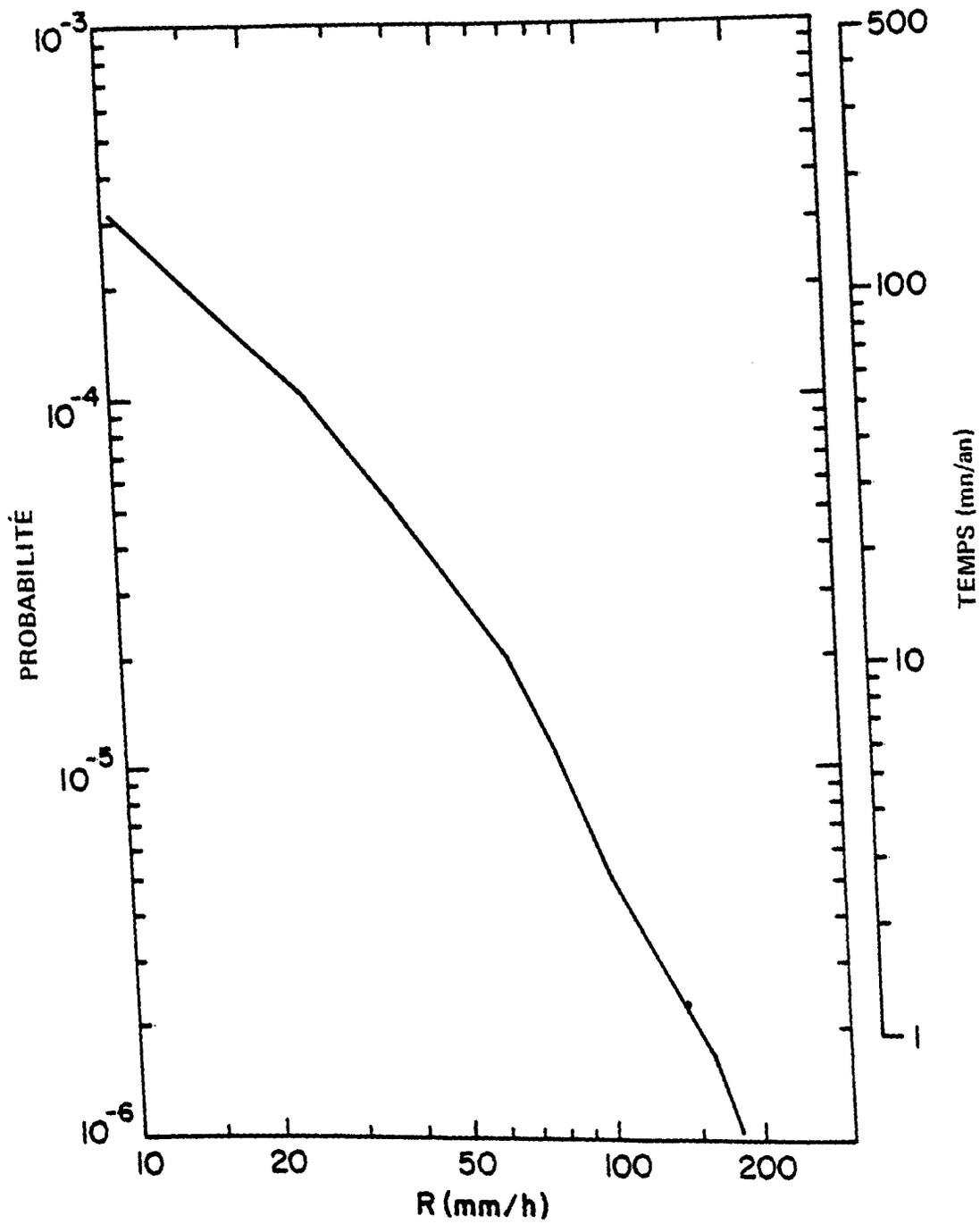


Figure 72. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Regina (Sask.).

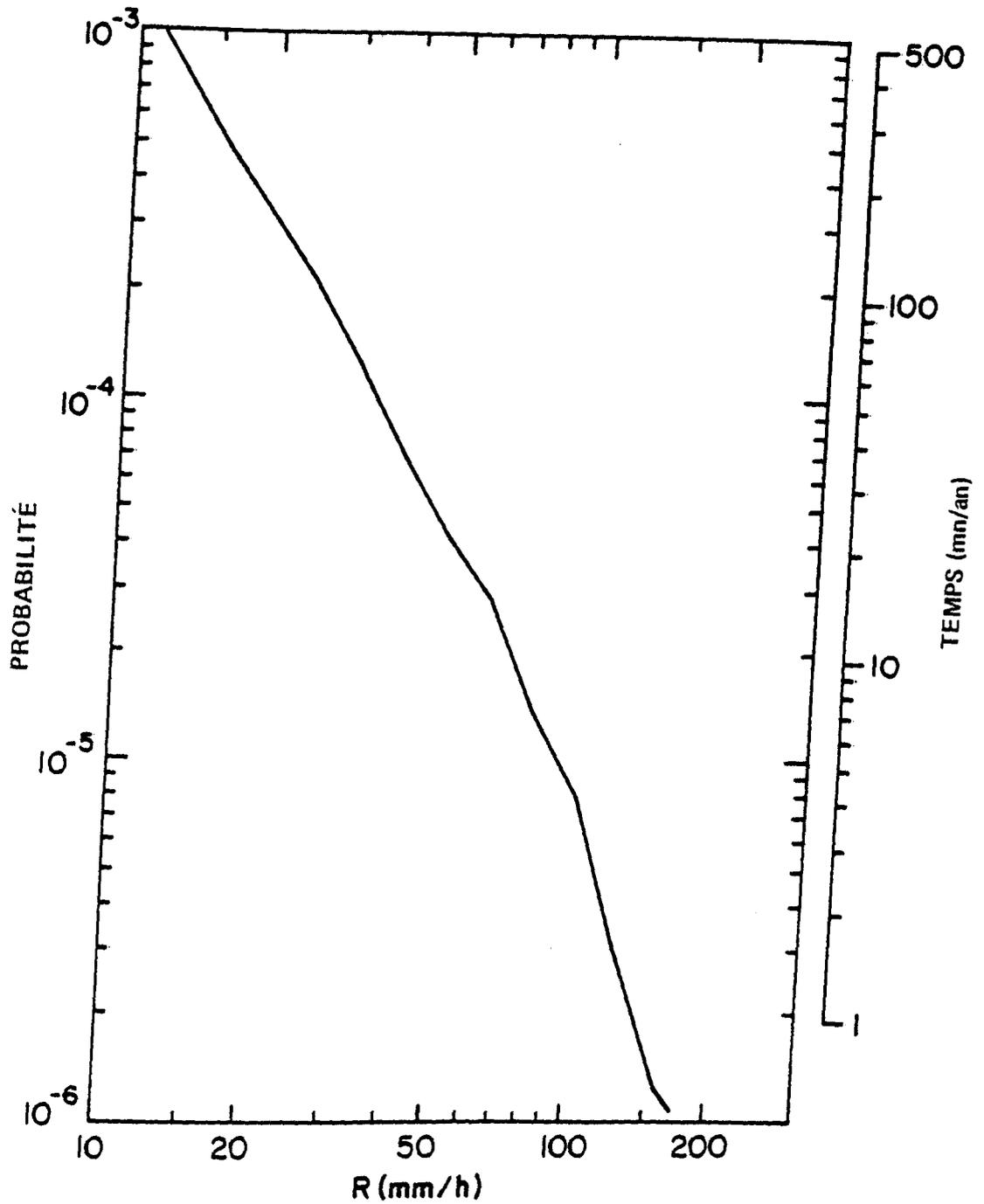


Figure 73. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Saint John (N.-B.).

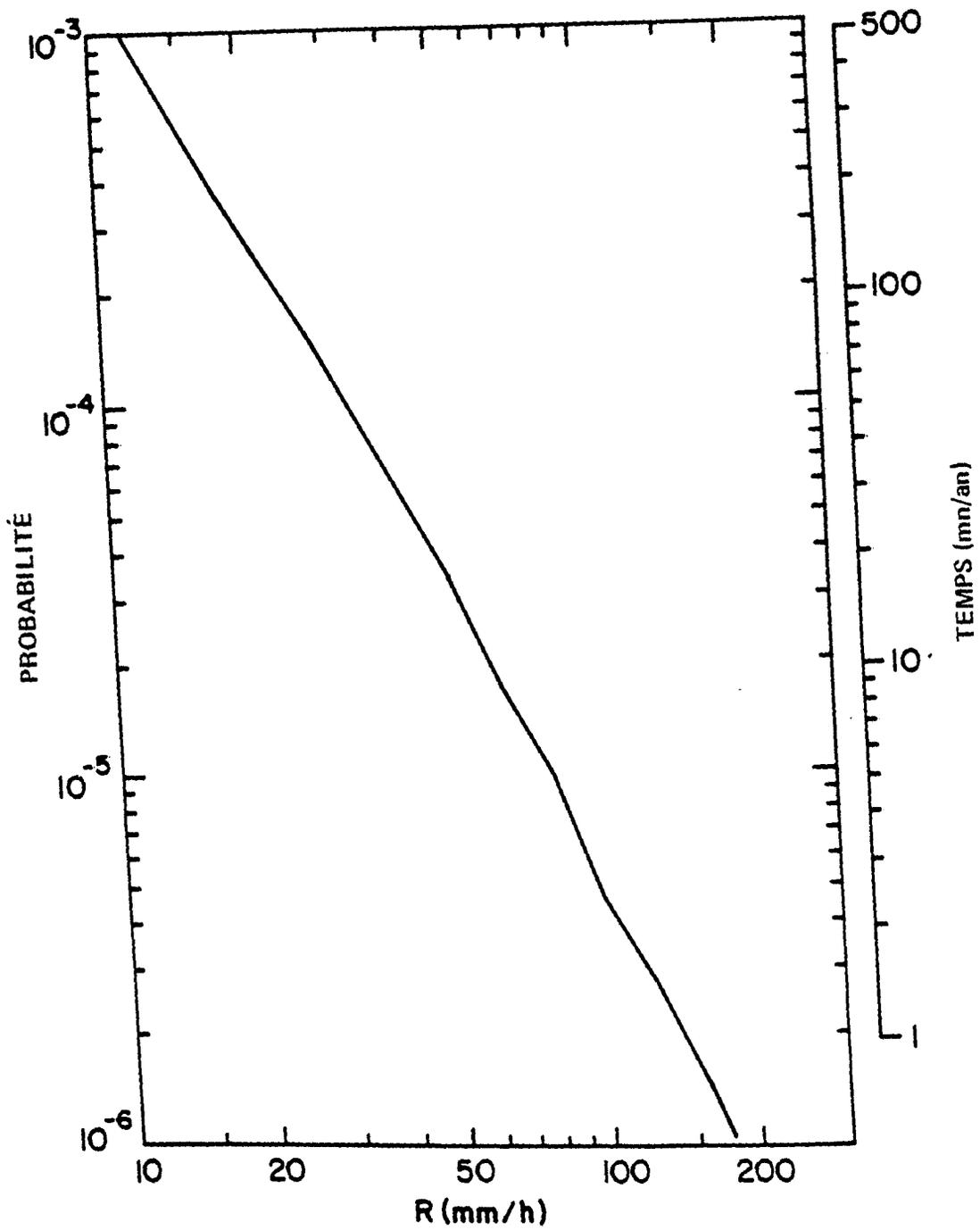


Figure 74. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à St-John's (Terre-Neuve).

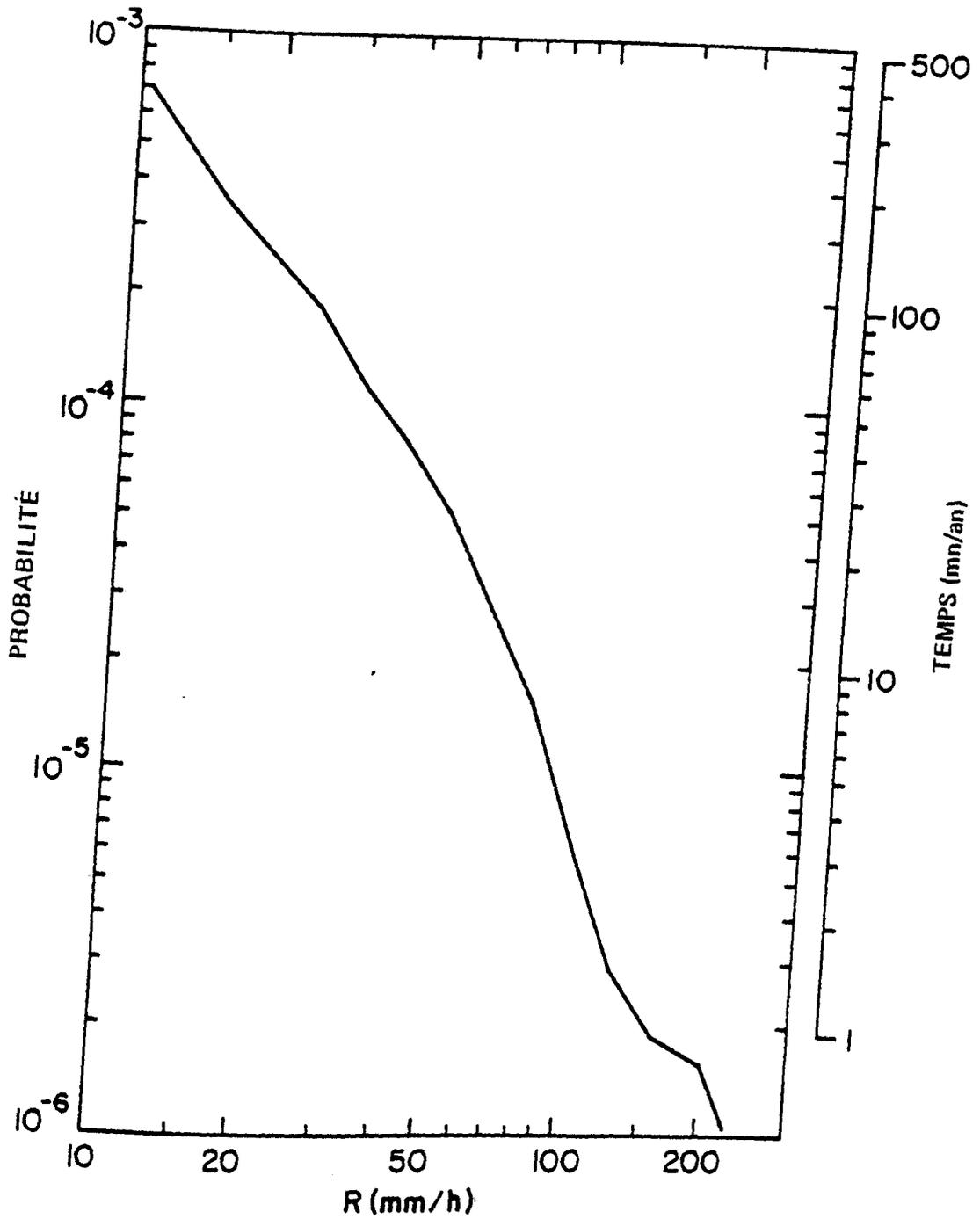


Figure 75. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Sault Ste-Marie (Ont.).

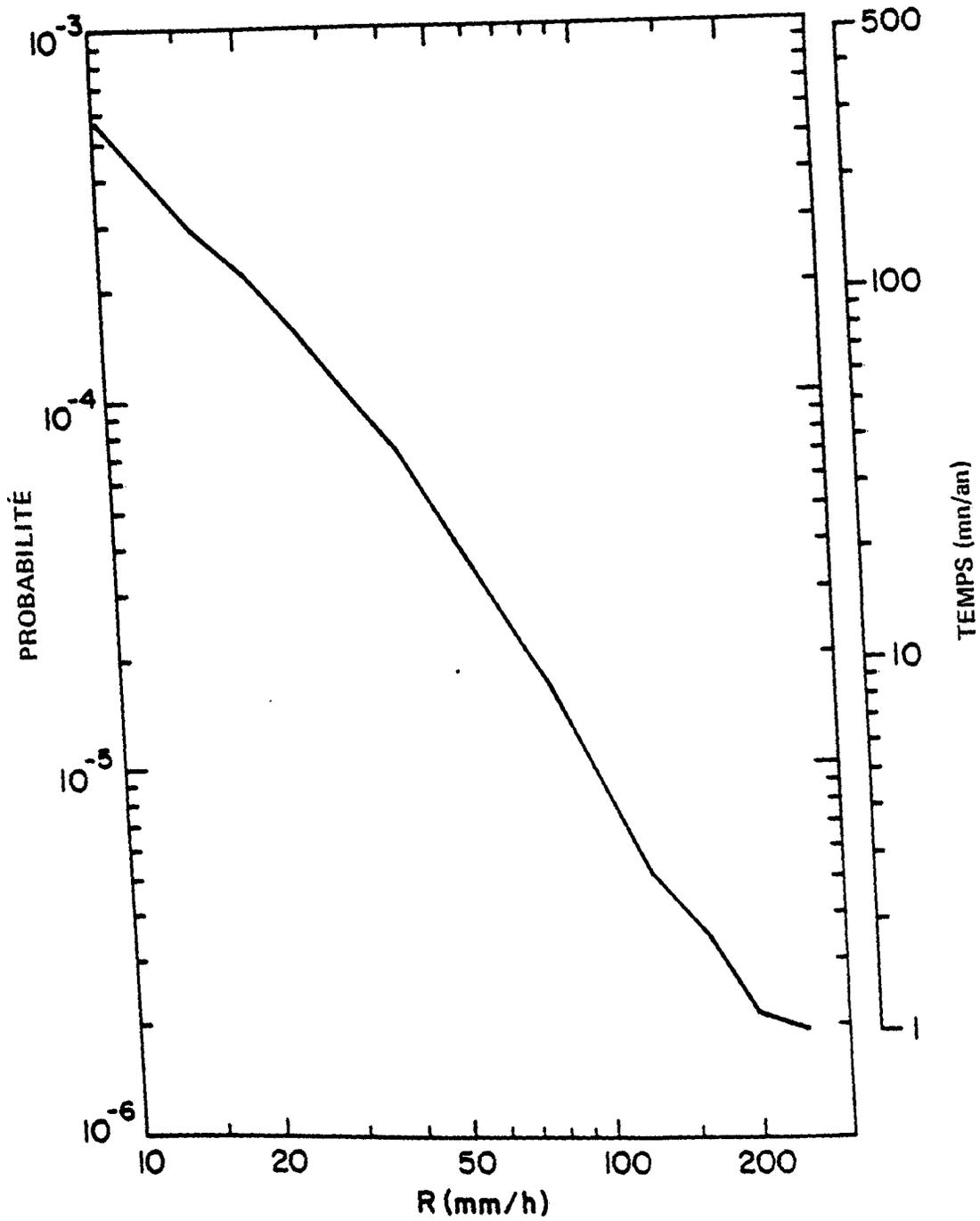


Figure 76. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Sioux Lookout (Ont.).

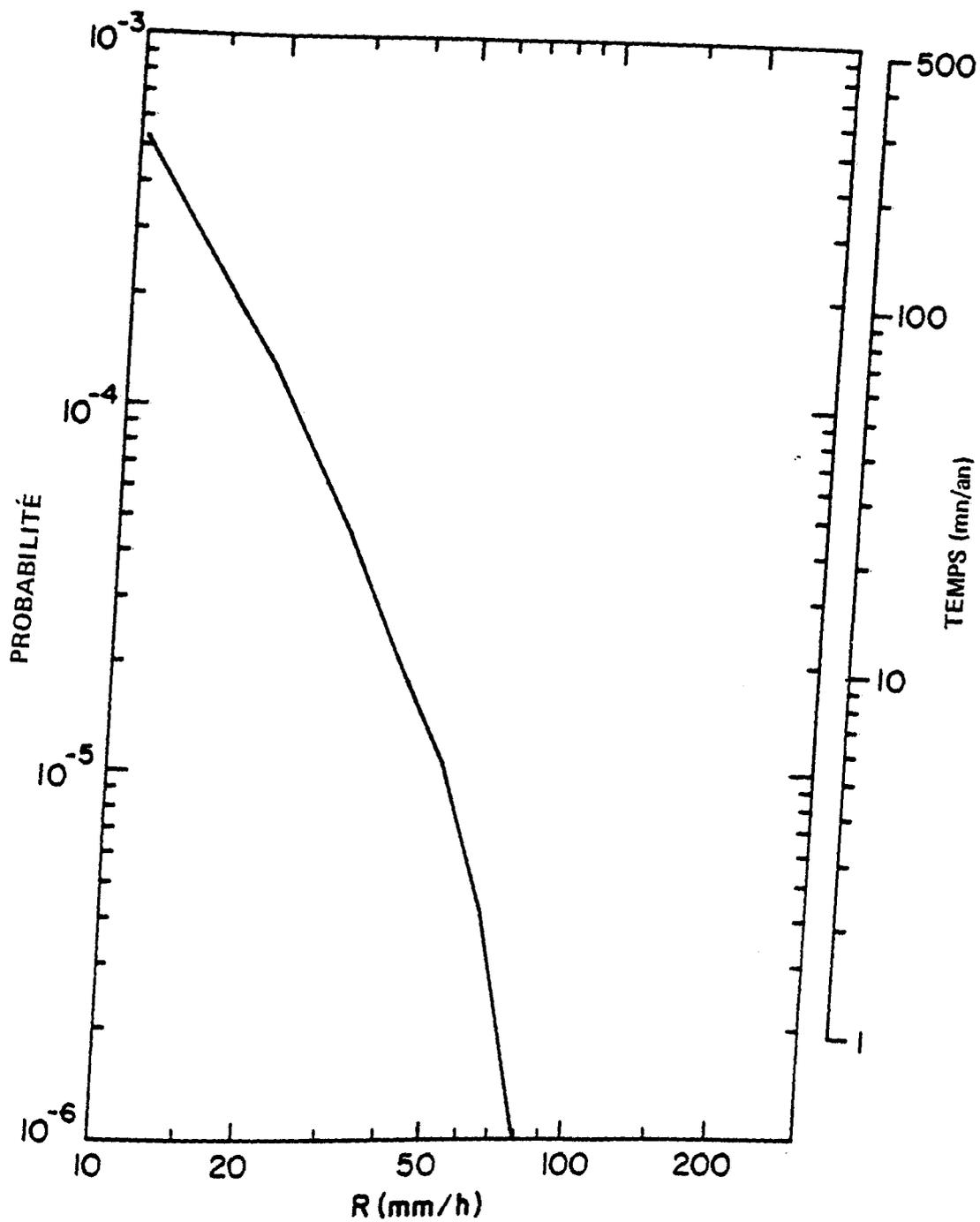


Figure 77. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Stephenville (Terre-Neuve).

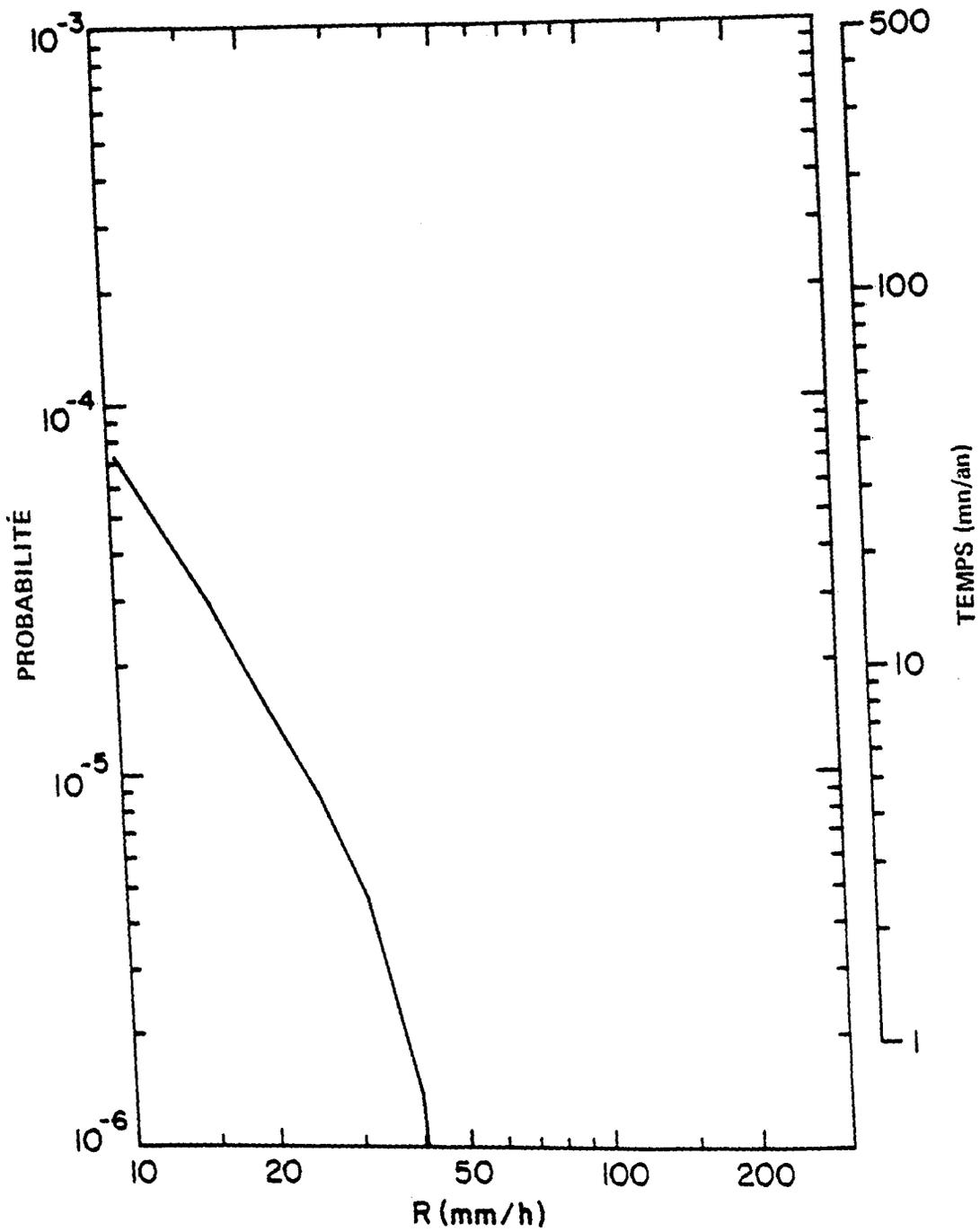


Figure 78. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Summerland (C.-B.).

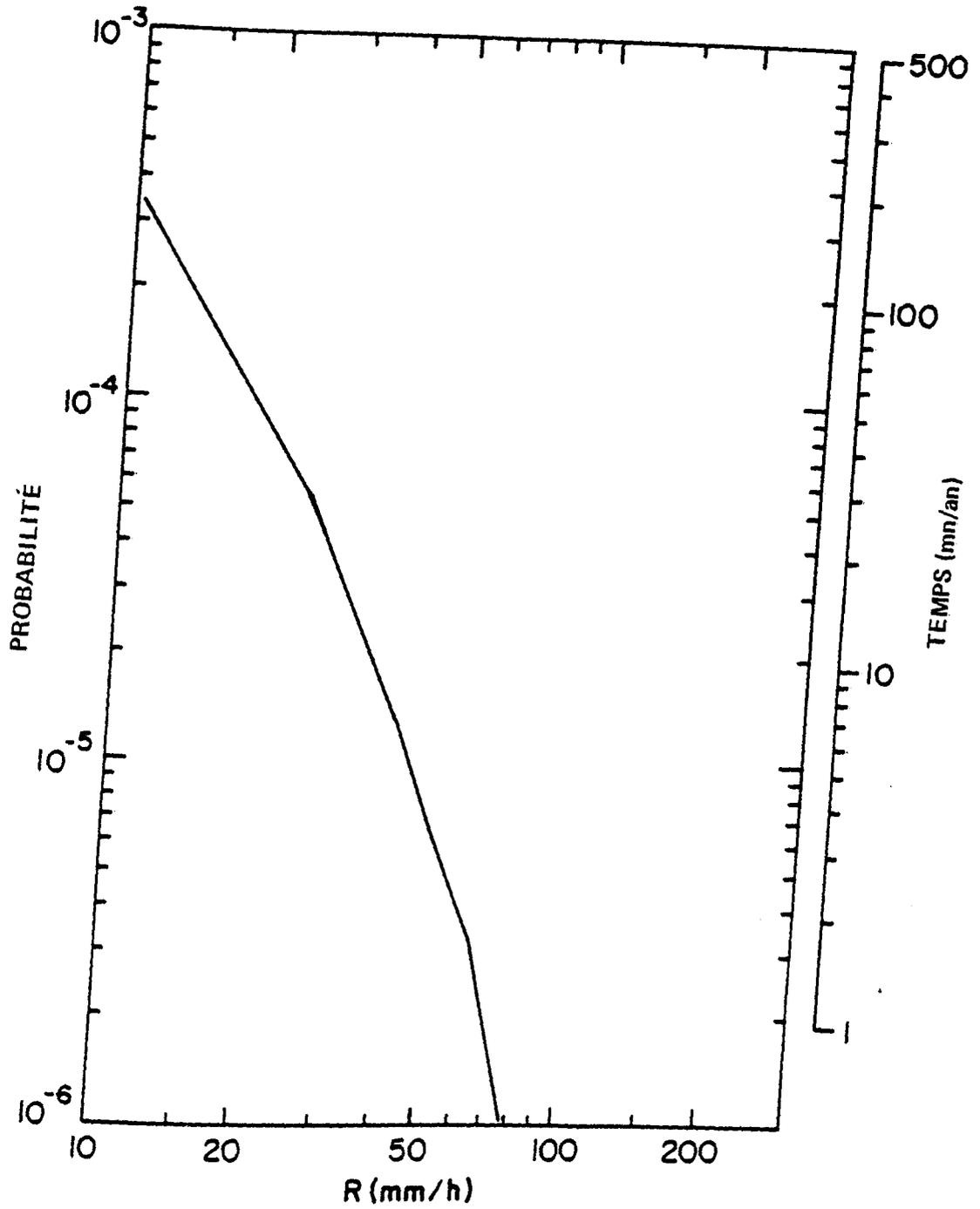


Figure 79. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Summerside (I.P.-É.).

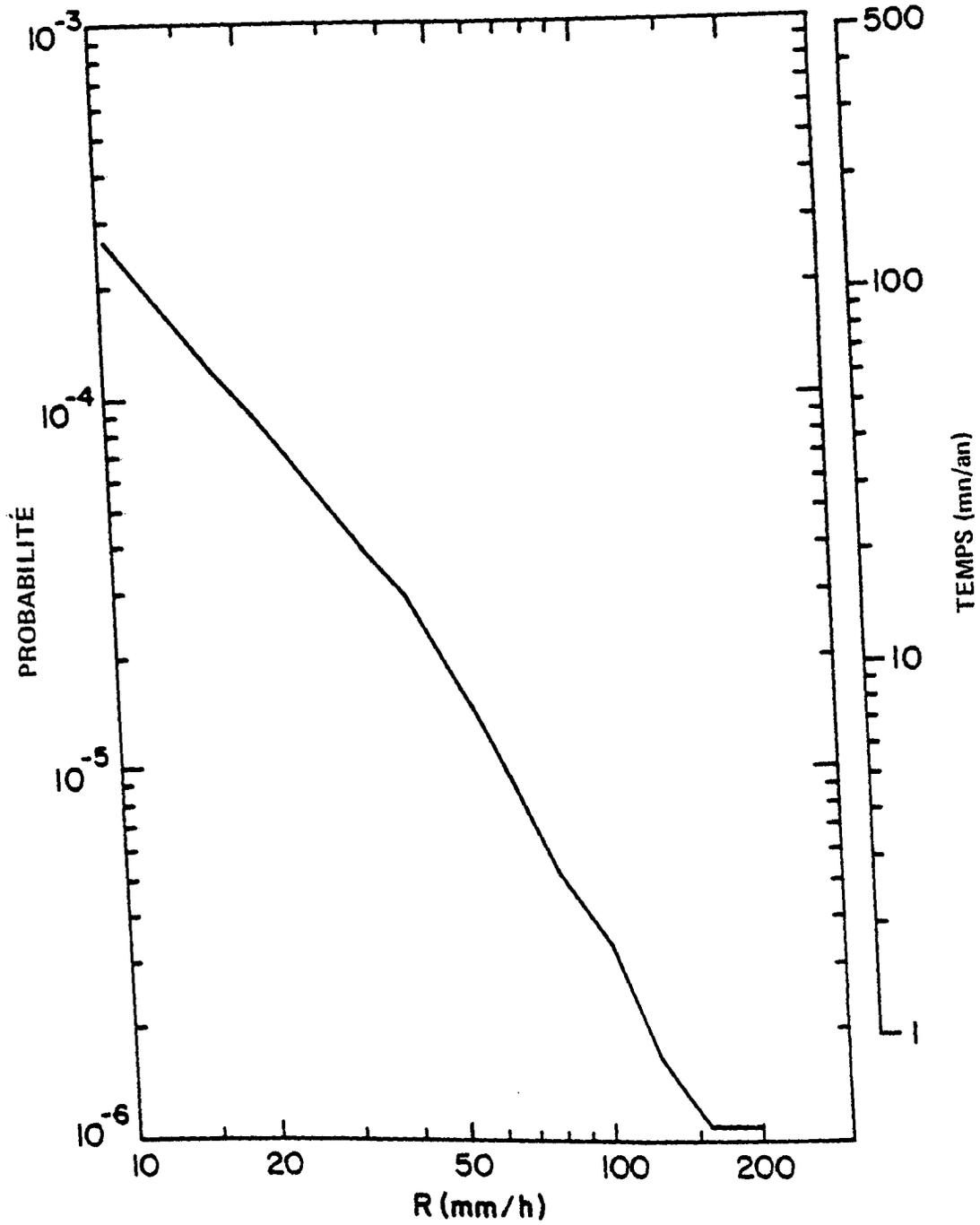


Figure 80. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Swift Current (Sask.).

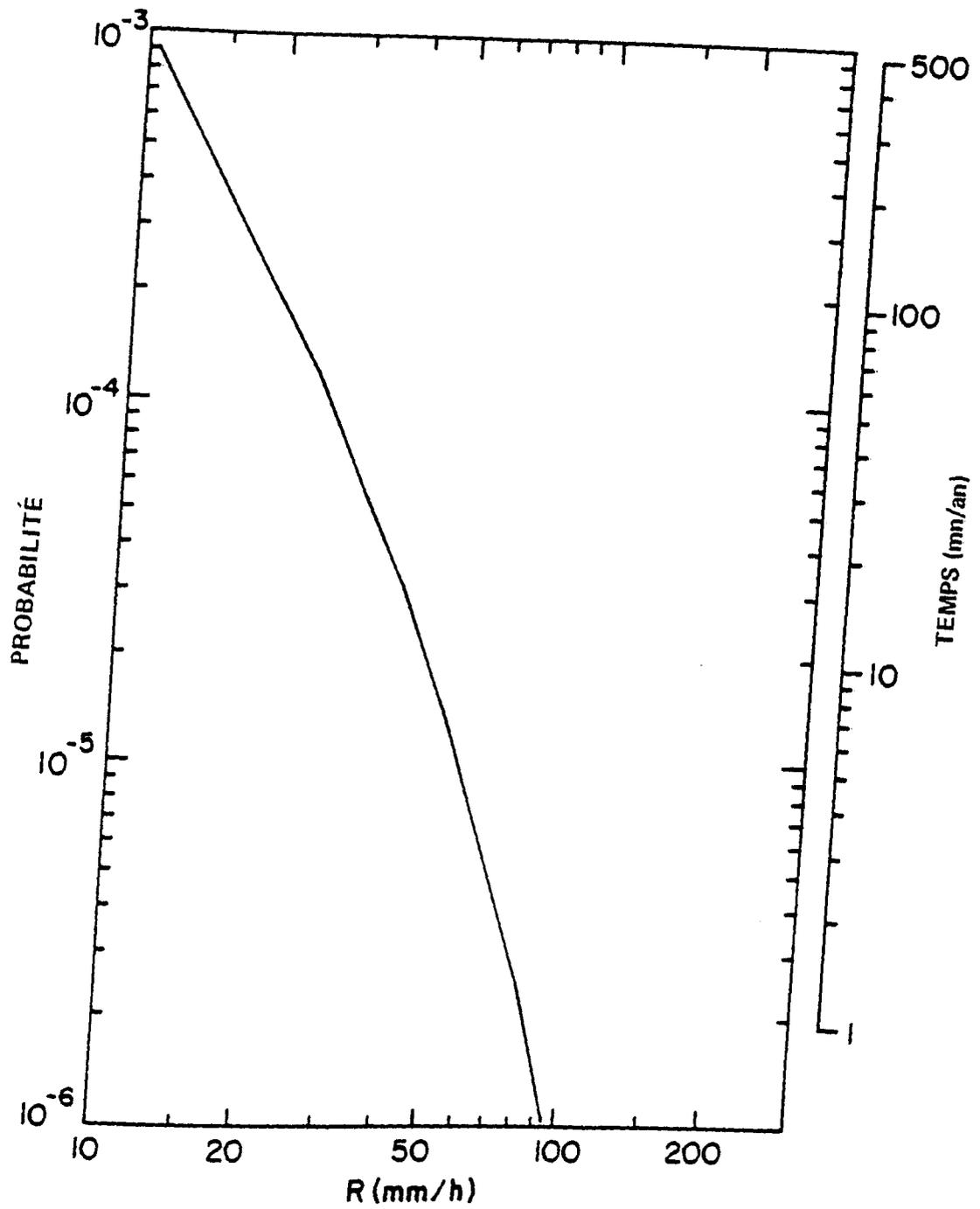


Figure 81. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Sydney (N.-É.).

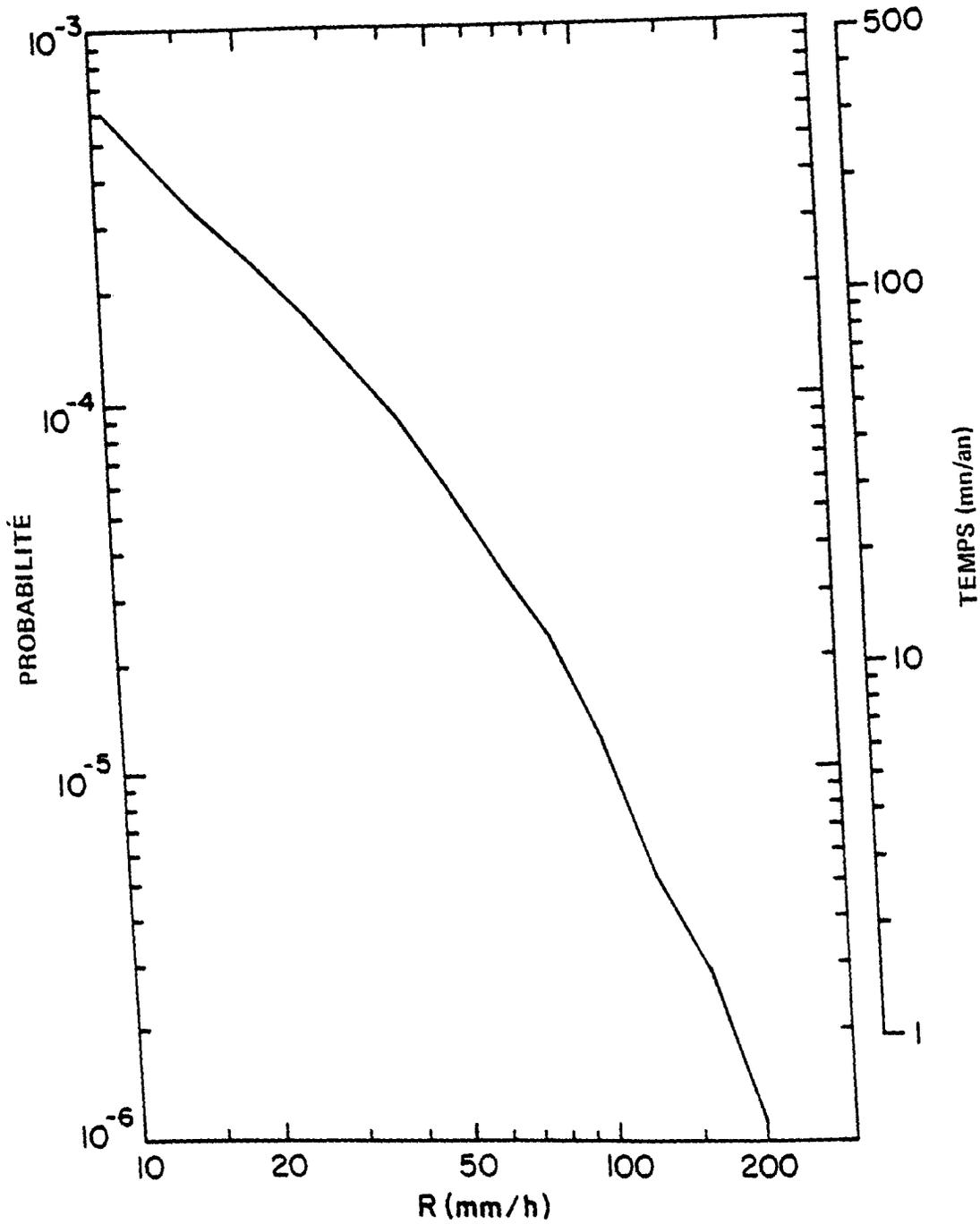


Figure 82. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Toronto (Ont.).

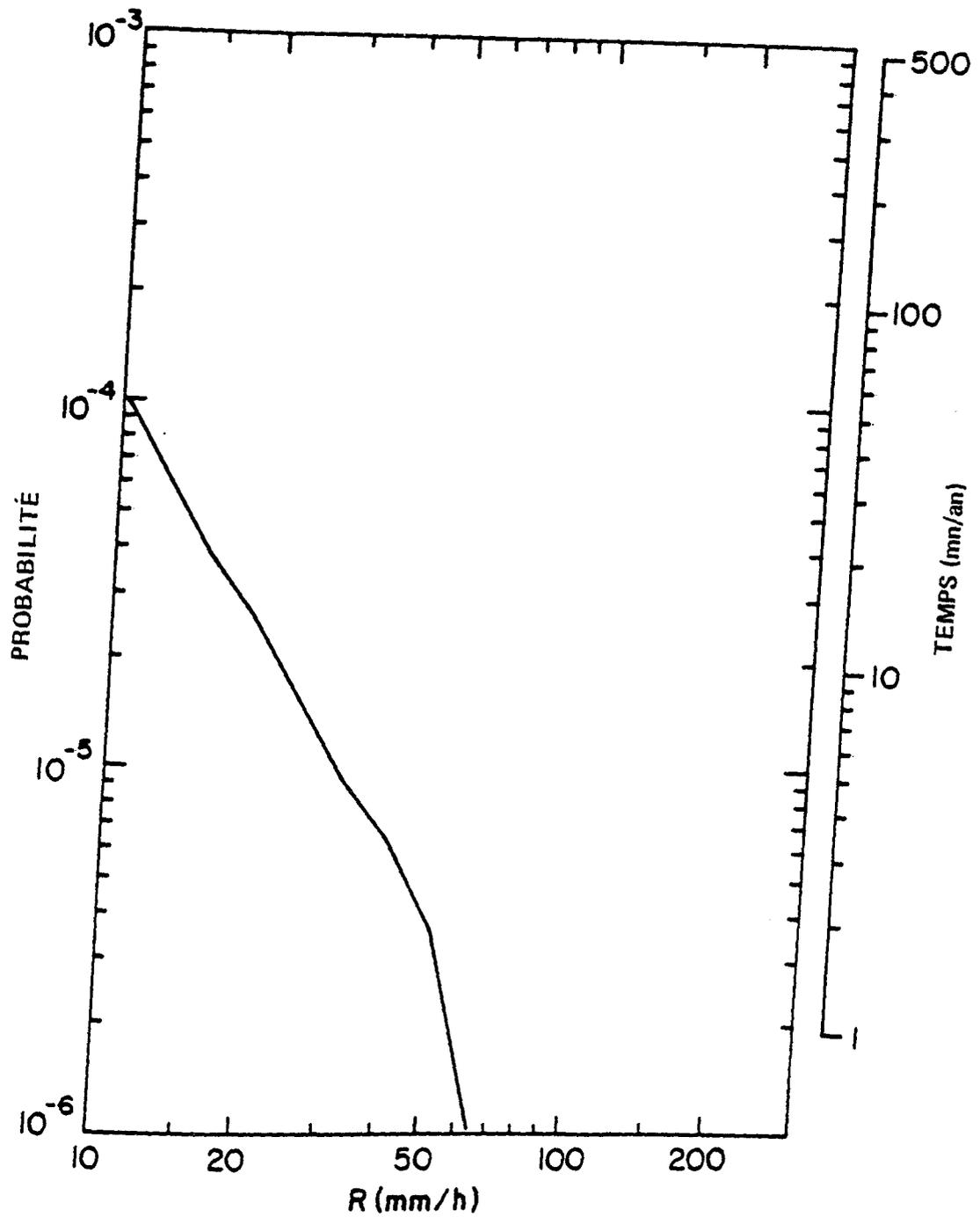


Figure 83. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Irianium City (Sask.).

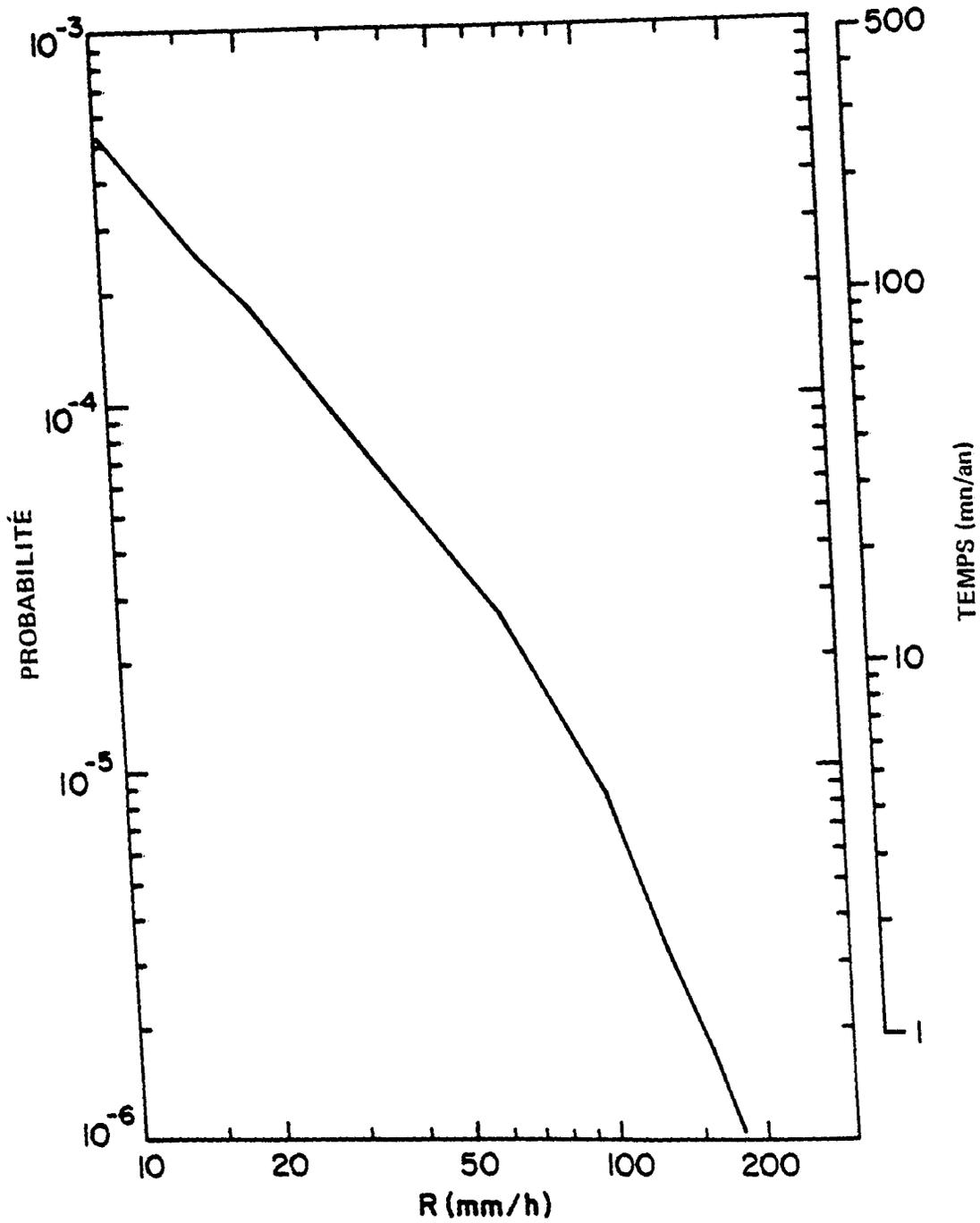


Figure 84. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Va! d'Or (Québec).

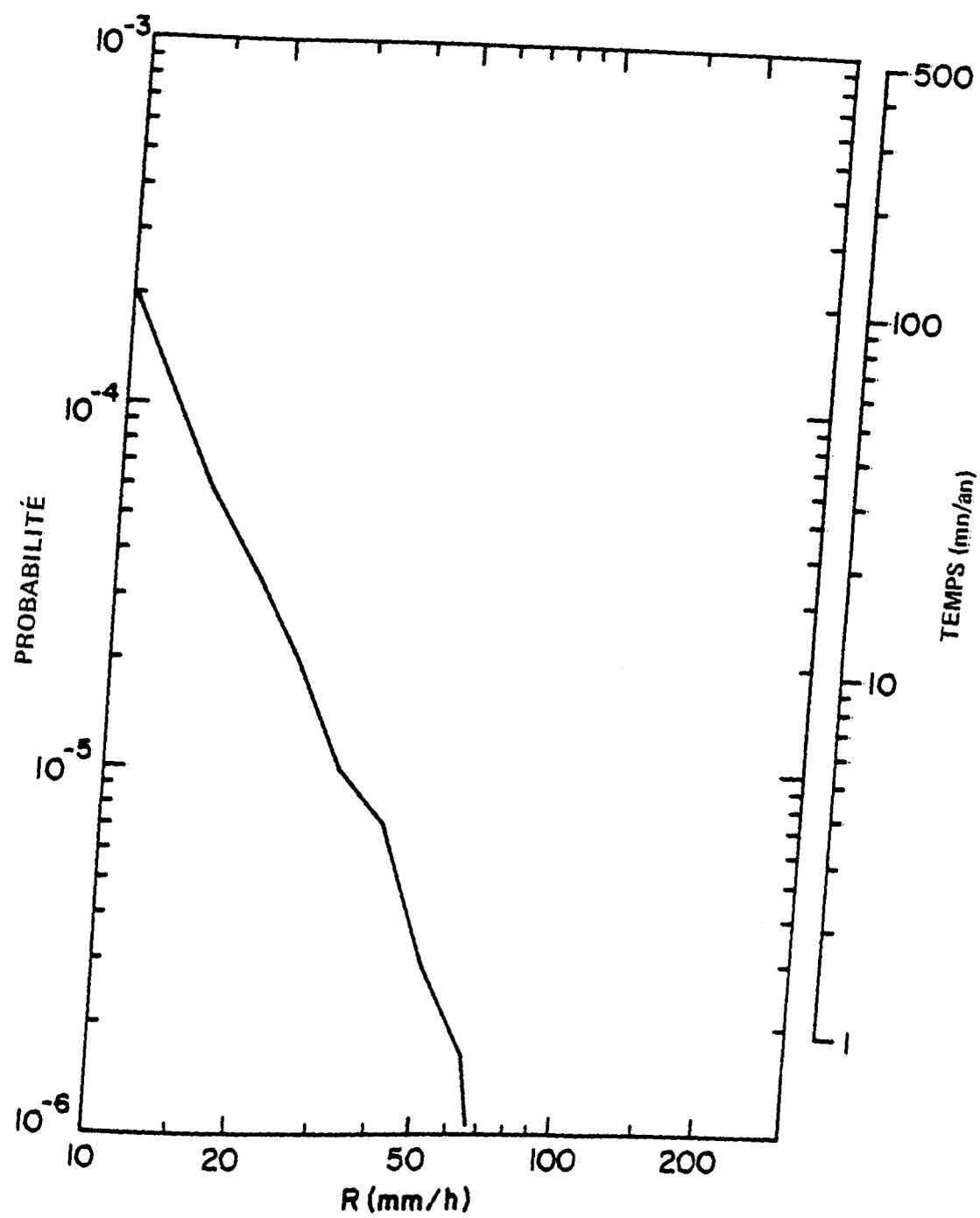


Figure 85. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Vancouver (C.-B.).

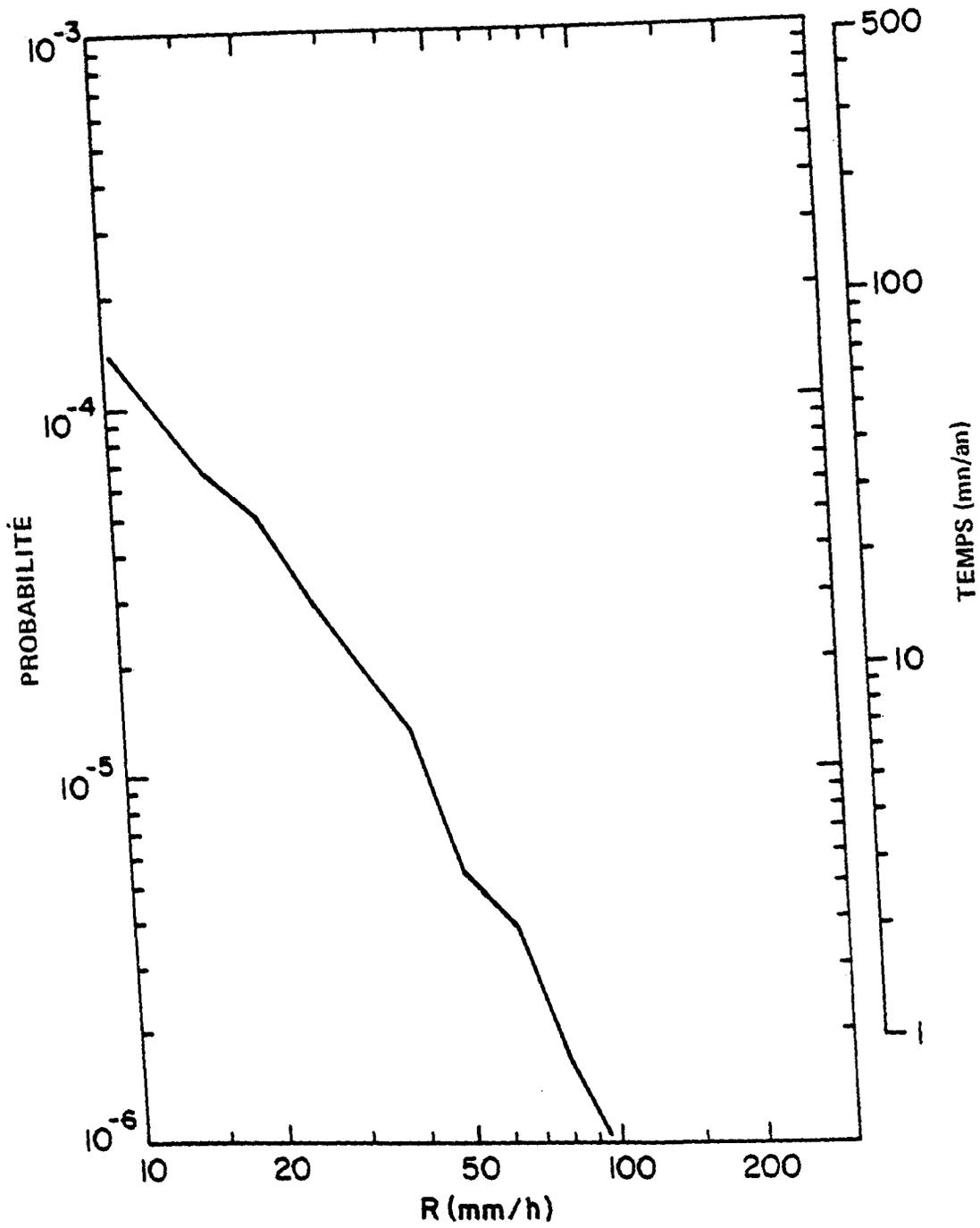


Figure 86. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Watino (Alta.).

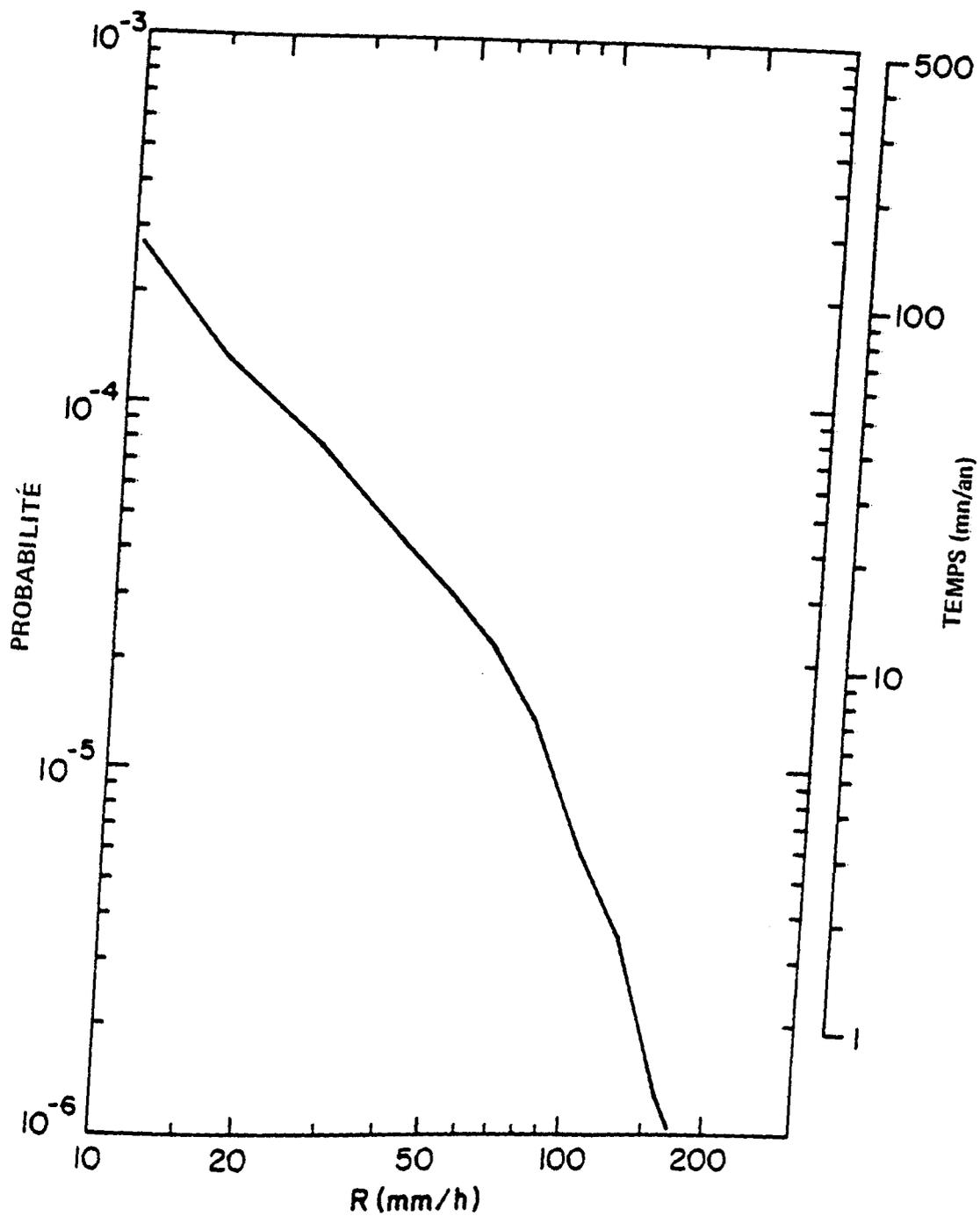


Figure 87. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Weyburn (Sask.).

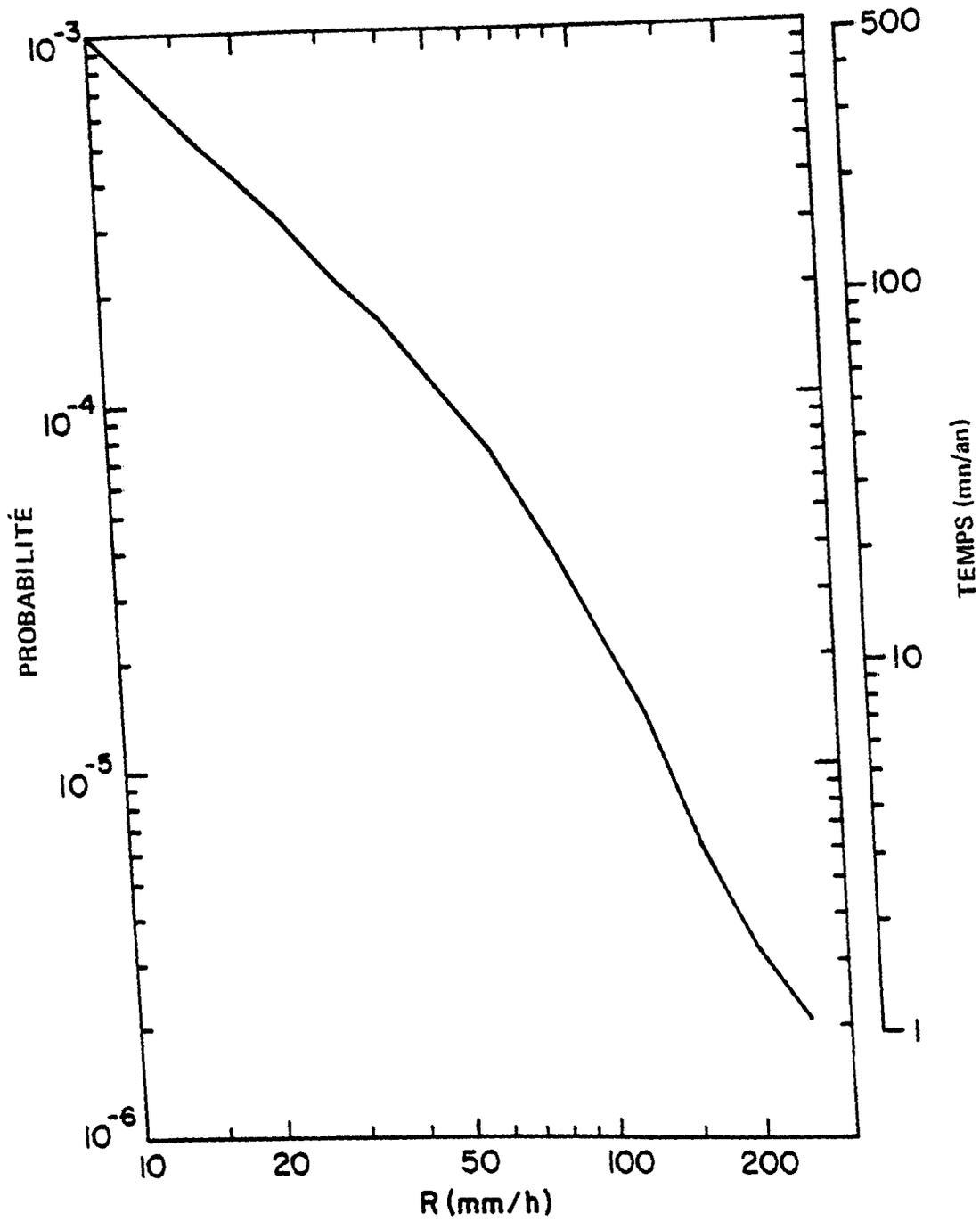


Figure 88. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Windsor (Ont.).

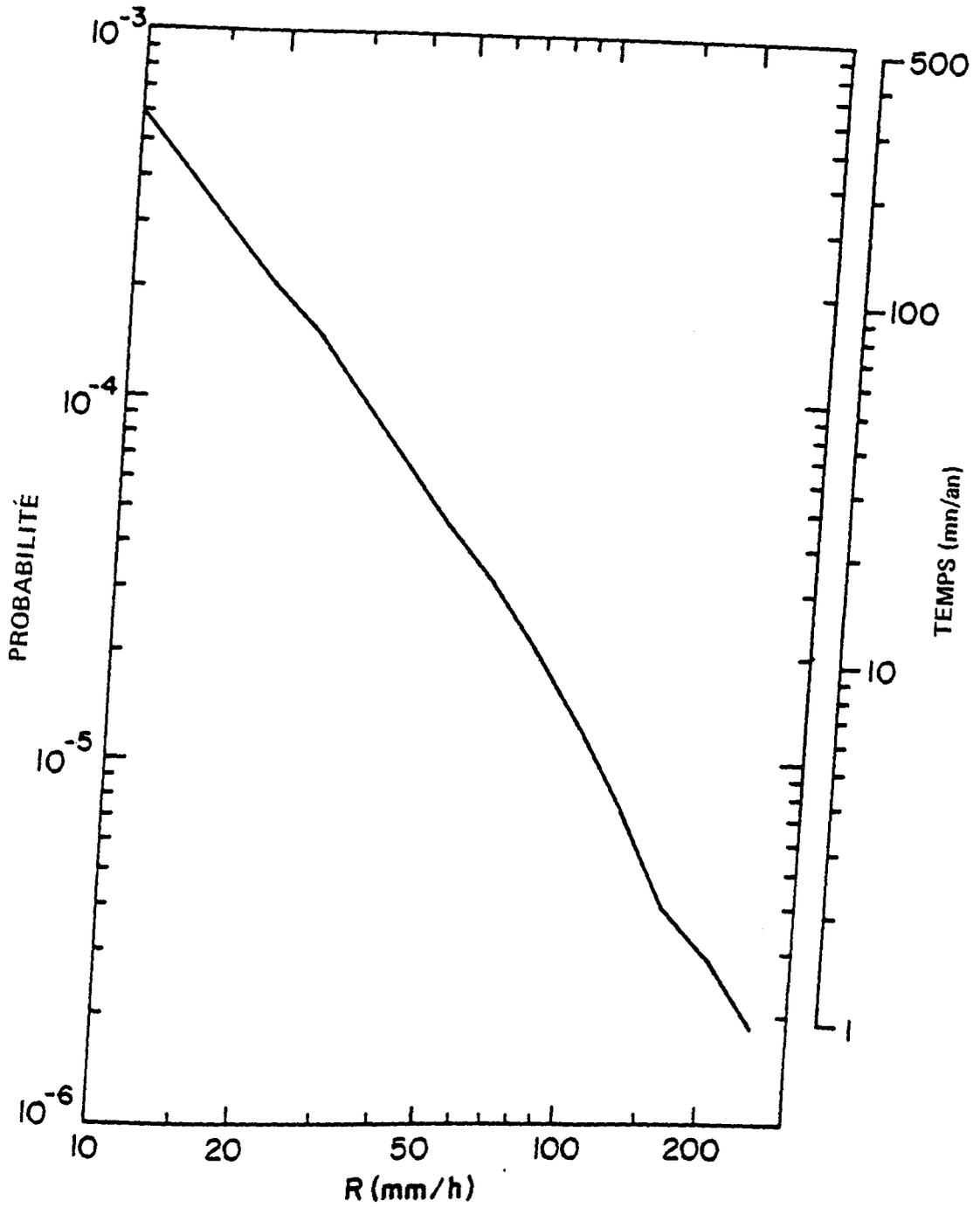


Figure 89. Probabilité moyenne à long terme que soit dépassée l'intensité de chutes de pluie donnée à Winnipeg (Man.).

DONNÉES DE CONTRÔLE DE DOCUMENT DU CRC

1. ORIGINE: Ministère des Communications/Centre de recherches en communications

2. N° DU DOCUMENT: Rapport du CRC N° 1329-F

3. DATE: Novembre 1979

4. TITRE DU DOCUMENT: Statistiques sur les pluies de forte intensité au Canada

5. AUTEUR(s): B. Segal

6. MOTS-CLÉS: (1) Précipitations atmosphériques
(2) Atténuation des micro-ondes
(3) Climatologie

7. DOMAINE D'APPLICATION ET GROUPE (COSATI)

04 Sciences de l'atmosphère

04 01 Physique de l'atmosphère

8. RÉSUMÉ: Pas disponible pour ce rapport.

9. CITATION: _____

SEGAL, B., 1934-
Statistiques sur les pluies
de forte intensité au Canada.

TK
5102.5
C673f
#1329

Date Due

JUN 17 1999

FORM 109

CRC LIBRARY/BIBLIOTHEQUE CRC
TK5102.5 C673f #1329 c. b.
Seal. B.

INDUSTRY CANADA / INDUSTRIE CANADA



209038



Government
of Canada

Gouvernement
du Canada