

INTERNATIONAL STANDARD

NORME INTERNATIONALE



**Classification of environmental conditions –
Part 2-2: Environmental conditions appearing in nature – Precipitation and wind**

**Classification des conditions d'environnement –
Partie 2-2: Conditions d'environnement présentes dans la nature – Précipitations
et vent**

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024



THIS PUBLICATION IS COPYRIGHT PROTECTED

Copyright © 2024 IEC, Geneva, Switzerland

All rights reserved. Unless otherwise specified, no part of this publication may be reproduced or utilized in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying and microfilm, without permission in writing from either IEC or IEC's member National Committee in the country of the requester. If you have any questions about IEC copyright or have an enquiry about obtaining additional rights to this publication, please contact the address below or your local IEC member National Committee for further information.

Droits de reproduction réservés. Sauf indication contraire, aucune partie de cette publication ne peut être reproduite ni utilisée sous quelque forme que ce soit et par aucun procédé, électronique ou mécanique, y compris la photocopie et les microfilms, sans l'accord écrit de l'IEC ou du Comité national de l'IEC du pays du demandeur. Si vous avez des questions sur le copyright de l'IEC ou si vous désirez obtenir des droits supplémentaires sur cette publication, utilisez les coordonnées ci-après ou contactez le Comité national de l'IEC de votre pays de résidence.

IEC Secretariat
3, rue de Varembe
CH-1211 Geneva 20
Switzerland

Tel.: +41 22 919 02 11
info@iec.ch
www.iec.ch

About the IEC

The International Electrotechnical Commission (IEC) is the leading global organization that prepares and publishes International Standards for all electrical, electronic and related technologies.

About IEC publications

The technical content of IEC publications is kept under constant review by the IEC. Please make sure that you have the latest edition, a corrigendum or an amendment might have been published.

IEC publications search - webstore.iec.ch/advsearchform

The advanced search enables to find IEC publications by a variety of criteria (reference number, text, technical committee, ...). It also gives information on projects, replaced and withdrawn publications.

IEC Just Published - webstore.iec.ch/justpublished

Stay up to date on all new IEC publications. Just Published details all new publications released. Available online and once a month by email.

IEC Customer Service Centre - webstore.iec.ch/csc

If you wish to give us your feedback on this publication or need further assistance, please contact the Customer Service Centre: sales@iec.ch.

IEC Products & Services Portal - products.iec.ch

Discover our powerful search engine and read freely all the publications previews, graphical symbols and the glossary. With a subscription you will always have access to up to date content tailored to your needs.

Electropedia - www.electropedia.org

The world's leading online dictionary on electrotechnology, containing more than 22 500 terminological entries in English and French, with equivalent terms in 25 additional languages. Also known as the International Electrotechnical Vocabulary (IEV) online.

A propos de l'IEC

La Commission Electrotechnique Internationale (IEC) est la première organisation mondiale qui élabore et publie des Normes internationales pour tout ce qui a trait à l'électricité, à l'électronique et aux technologies apparentées.

A propos des publications IEC

Le contenu technique des publications IEC est constamment revu. Veuillez vous assurer que vous possédez l'édition la plus récente, un corrigendum ou amendement peut avoir été publié.

Recherche de publications IEC -

webstore.iec.ch/advsearchform

La recherche avancée permet de trouver des publications IEC en utilisant différents critères (numéro de référence, texte, comité d'études, ...). Elle donne aussi des informations sur les projets et les publications remplacées ou retirées.

IEC Just Published - webstore.iec.ch/justpublished

Restez informé sur les nouvelles publications IEC. Just Published détaille les nouvelles publications parues. Disponible en ligne et une fois par mois par email.

Service Clients - webstore.iec.ch/csc

Si vous désirez nous donner des commentaires sur cette publication ou si vous avez des questions contactez-nous: sales@iec.ch.

IEC Products & Services Portal - products.iec.ch

Découvrez notre puissant moteur de recherche et consultez gratuitement tous les aperçus des publications, symboles graphiques et le glossaire. Avec un abonnement, vous aurez toujours accès à un contenu à jour adapté à vos besoins.

Electropedia - www.electropedia.org

Le premier dictionnaire d'électrotechnologie en ligne au monde, avec plus de 22 500 articles terminologiques en anglais et en français, ainsi que les termes équivalents dans 25 langues additionnelles. Egalement appelé Vocabulaire Electrotechnique International (IEV) en ligne.

INTERNATIONAL STANDARD

NORME INTERNATIONALE



**Classification of environmental conditions –
Part 2-2: Environmental conditions appearing in nature – Precipitation and wind**

**Classification des conditions d'environnement –
Partie 2-2: Conditions d'environnement présentes dans la nature –
Précipitations et vent**

INTERNATIONAL
ELECTROTECHNICAL
COMMISSION

COMMISSION
ELECTROTECHNIQUE
INTERNATIONALE

ICS 19.040

ISBN 978-2-8322-9873-2

**Warning! Make sure that you obtained this publication from an authorized distributor.
Attention! Veuillez vous assurer que vous avez obtenu cette publication via un distributeur agréé.**

CONTENTS

FOREWORD.....	5
INTRODUCTION.....	7
1 Scope.....	8
2 Normative references	8
3 Terms and definitions	8
4 Rain	8
4.1 General.....	8
4.2 Global distribution of rainfall	9
4.3 Characteristics of rain	11
4.3.1 Formation	11
4.3.2 Types of rain	11
4.3.3 Distribution of raindrop sizes	12
4.3.4 Terminal velocity	12
4.4 Rates of rainfall	13
4.4.1 Instantaneous rates and clock-hour totals.....	13
4.4.2 Frequency of instantaneous rates	14
4.5 Heavy rates of rainfall	15
4.5.1 Thunderstorm rain	15
4.5.2 Prolonged heavy rain.....	15
4.5.3 Worldwide extremes	15
4.6 Spatial variations of rainfall rate.....	16
4.6.1 General	16
4.6.2 Rainfall rates below 2 mm/h.....	17
4.6.3 Rainfall rates between 2 mm/h and 10 mm/h	17
4.6.4 Rainfall rates between 10 mm/h and 25 mm/h.....	17
4.6.5 Rainfall rates exceeding 25 mm/h	18
4.7 Rainfall probabilities along a line	18
5 Snow	19
5.1 General.....	19
5.2 Global distribution of the incidence of snowy weather	19
5.3 Global distribution of the incidence and depth of lying snow.....	22
5.4 Mass, size, and fall-speed of snow.....	22
6 Hail.....	26
6.1 General.....	26
6.2 Global distribution of hailstones	26
6.3 Seasonal variations in global distribution	27
6.4 Diurnal variation.....	28
6.5 Size of hail.....	28
6.6 Terminal velocity.....	30
6.7 Duration and diameter of hail cell.....	31
7 Ice.....	32
7.1 General.....	32
7.2 Hoar frost.....	32
7.3 Rime ice (including in-cloud icing and freezing fog).....	32
7.4 Glazed frost (including freezing rain and freezing drizzle)	33
7.5 Wet snow accretion.....	34

7.6	Water content of fog and cloud at temperatures below 0 °C	34
7.7	Altitude variations	35
8	Wind	35
8.1	General	35
8.2	Mean wind speed	36
8.2.1	General	36
8.2.2	Variation of mean wind speed with height	37
8.2.3	Frequency of winds	39
8.3	Gustiness	46
8.3.1	General	46
8.3.2	Gust factor	46
8.3.3	Gust ratios	46
8.3.4	Variation of gust speed with height	47
8.4	Effects of topography	48
8.5	Wind types and extreme winds	48
8.6	Effects of wind	50
8.7	Wind in conjunction with other damaging agents	52
	Bibliography	53
	Figure 1 – Average annual rainfall (AAR) for global land areas, based on 1961 to 1990 data [1]	9
	Figure 2 – Estimated conversion factor for converting to hours at instantaneous rate [1]	14
	Figure 3 – Average decay of correlation with distance, of 1 min rainfall rate and total storm rainfall rate [1]	17
	Figure 4 – Estimated percentage of days on which an amount of snow equivalent to at least 1 mm of rainfall falls in northern and southern hemispheres [1]	21
	Figure 5 – Satellite derived average rainfall equivalent of lying snow and ice [1]	25
	Figure 6 – Estimated average annual number of days per year with hail of diameter ≥ 15 mm [1]	27
	Figure 7 – Estimated average seasonal number of days per year with hail of diameter ≥ 15 mm, based on post-processed global model data (oceans excluded) [1]	29
	Figure 8 – Relationship between diameter and terminal velocity of spherical hailstones [1]	31
	Figure 9 – Air temperature and wind speed criteria for the formation of different types of ice [1] [15]	33
	Figure 10 – Power spectrum of wind speed fluctuations [1]	36
	Figure 11 – Annual mean 10 m wind speed (m/s) for global land areas, averaged over the period 1961 to 1990 [1]	38
	Figure 12 – Measurement stations with station numbers	40
	Figure 13 – Vortex formation produced when wind strikes the corner of a structure	51
	Figure 14 – Contours of pressure coefficients produced by vortices	51
	Table 1 – Estimated number of raindrops per cubic metre for various rates of rainfall [1]	12
	Table 2 – Terminal velocity of raindrops in still air [1]	13
	Table 3 – Duration in the average year of instantaneous point rainfall equalling or exceeding specified rates [1]	14
	Table 4 – Predicted worldwide extremes of rainfall [1]	15

Table 5 – Observed world maximum rates of rainfall [1]	16
Table 6 – Estimated duration (h) in the average year when stated distances along given tracks simultaneously have rainfall at or exceeding specific rates [1]	18
Table 7 – Snow crystals: relation between mass (mg) and diameter (mm) of the sphere which just contains the crystal [1]	23
Table 8 – Values of α and β for different crystal types [11]	24
Table 9 – Number of hailstones per cubic metre (at about 4 000 m) for specified maximum hailstone size and specific ranges of stone size [1]	30
Table 10 – Meteorological parameters controlling atmospheric ice accretion [15]	33
Table 11 – Details of stations, their location, elevation, observation rate and total number of observations [19]	41
Table 12 – Percentile mean wind speed and percentage frequencies of measured wind speeds for each station [19] [20] [21]	43
Table 13 – Terrain type and gust factor [1]	46
Table 14 – Ratio of the probable maximum gust speed, averaged over time, to the mean hourly wind speed for level sites in open country [1]	47
Table 15 – Suggested ratios for estimating maximum gust speed over short periods from a known mean hourly wind speed	47
Table 16 – Factors for calculating maximum mean wind speed for various intervals using the mean speed measured over the hour [1]	47
Table 17 – Spatial and temporal scales of meteorological wind systems plus characteristic wind speed ranges	49

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

INTERNATIONAL ELECTROTECHNICAL COMMISSION

CLASSIFICATION OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS –**Part 2-2: Environmental conditions appearing in nature –
Precipitation and wind****FOREWORD**

- 1) The International Electrotechnical Commission (IEC) is a worldwide organization for standardization comprising all national electrotechnical committees (IEC National Committees). The object of IEC is to promote international co-operation on all questions concerning standardization in the electrical and electronic fields. To this end and in addition to other activities, IEC publishes International Standards, Technical Specifications, Technical Reports, Publicly Available Specifications (PAS) and Guides (hereafter referred to as "IEC Publication(s)"). Their preparation is entrusted to technical committees; any IEC National Committee interested in the subject dealt with may participate in this preparatory work. International, governmental and non-governmental organizations liaising with the IEC also participate in this preparation. IEC collaborates closely with the International Organization for Standardization (ISO) in accordance with conditions determined by agreement between the two organizations.
- 2) The formal decisions or agreements of IEC on technical matters express, as nearly as possible, an international consensus of opinion on the relevant subjects since each technical committee has representation from all interested IEC National Committees.
- 3) IEC Publications have the form of recommendations for international use and are accepted by IEC National Committees in that sense. While all reasonable efforts are made to ensure that the technical content of IEC Publications is accurate, IEC cannot be held responsible for the way in which they are used or for any misinterpretation by any end user.
- 4) In order to promote international uniformity, IEC National Committees undertake to apply IEC Publications transparently to the maximum extent possible in their national and regional publications. Any divergence between any IEC Publication and the corresponding national or regional publication shall be clearly indicated in the latter.
- 5) IEC itself does not provide any attestation of conformity. Independent certification bodies provide conformity assessment services and, in some areas, access to IEC marks of conformity. IEC is not responsible for any services carried out by independent certification bodies.
- 6) All users should ensure that they have the latest edition of this publication.
- 7) No liability shall attach to IEC or its directors, employees, servants or agents including individual experts and members of its technical committees and IEC National Committees for any personal injury, property damage or other damage of any nature whatsoever, whether direct or indirect, or for costs (including legal fees) and expenses arising out of the publication, use of, or reliance upon, this IEC Publication or any other IEC Publications.
- 8) Attention is drawn to the Normative references cited in this publication. Use of the referenced publications is indispensable for the correct application of this publication.
- 9) IEC draws attention to the possibility that the implementation of this document may involve the use of (a) patent(s). IEC takes no position concerning the evidence, validity or applicability of any claimed patent rights in respect thereof. As of the date of publication of this document, IEC had not received notice of (a) patent(s), which may be required to implement this document. However, implementers are cautioned that this may not represent the latest information, which may be obtained from the patent database available at <https://patents.iec.ch>. IEC shall not be held responsible for identifying any or all such patent rights.

IEC 60721-2-2 has been prepared by IEC technical committee 104: Environmental conditions, classification and methods of test. It is an International Standard.

This third edition cancels and replaces the second edition published in 2012. This edition constitutes a technical revision.

This edition includes the following significant technical changes with respect to the previous edition:

- a) the layout of the information provided has been re-organized;
- b) the information provided has been extensively enhanced and revised;
- c) new information on wind severities has been included.

The text of this International Standard is based on the following documents:

Draft	Report on voting
104/1066/FDIS	104/1074/RVD

Full information on the voting for its approval can be found in the report on voting indicated in the above table.

The language used for the development of this International Standard is English.

This document was drafted in accordance with ISO/IEC Directives, Part 2, and developed in accordance with ISO/IEC Directives, Part 1 and ISO/IEC Directives, IEC Supplement, available at www.iec.ch/members_experts/refdocs. The main document types developed by IEC are described in greater detail at www.iec.ch/publications.

A list of all parts in the IEC 60721 series, published under the general title *Classification of environmental conditions*, can be found on the IEC website.

The committee has decided that the contents of this document will remain unchanged until the stability date indicated on the IEC website under webstore.iec.ch in the data related to the specific document. At this date, the document will be

- reconfirmed,
- withdrawn, or
- revised.

IMPORTANT – The "colour inside" logo on the cover page of this document indicates that it contains colours which are considered to be useful for the correct understanding of its contents. Users should therefore print this document using a colour printer.

INTRODUCTION

This part of IEC 60721 presents fundamental properties, quantities for characterization, and a classification of environmental conditions dependent on precipitation and wind relevant to electrotechnical products. The information presented is intended to be used as background material when selecting appropriate severities of parameters related to precipitation and wind for product applications.

Precipitation encompasses all forms of hydrometeors, both liquid and solid, which are free in the atmosphere, and which reach the Earth's surface. At altitudes below the freezing level, precipitation can occur as liquid or solid particles but above this level snow or hail will predominate. For this document, the different forms of hydrometeors are addressed separately and under the more commonly referred to meteorological conditions of rain, snow and hail. Also encompassed are icing conditions but only that occurring at ground level.

This document additionally and separately addresses wind.

The majority of the information presented in this document has been assembled by the UK Met Office from published sources as well as historical and forecasting weather records. The information has been assembled and maintained for the UK Ministry of Defence for equipment design and testing purposes [1]¹. The historical meteorological data employed for this work meets World Meteorological Organization criteria for validity. However, such data are only available from a limited number of worldwide locations (typically a few hundred). Forecasting weather records, which were extensively utilized for this work, are available from a significant number of locations (typically tens of thousands) but are not necessarily verified. Whenever the latter information has been used, an appropriate strategy was adopted to remove spurious data.

¹ Numbers in square brackets refer to the Bibliography.

CLASSIFICATION OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS –

Part 2-2: Environmental conditions appearing in nature – Precipitation and wind

1 Scope

This part of IEC 60721 presents fundamental properties, quantities for characterization, and a classification of environmental conditions dependent on precipitation and wind relevant to electrotechnical products.

The information presented within this document is intended to be used as background material when selecting appropriate severities of parameters related to precipitation and wind for product applications.

For the purpose of this document, precipitation is considered to encompass all forms of hydrometeors, both liquid and solid, which are free in the atmosphere, and which reach the Earth's surface. The different forms of hydrometeors are addressed separately and under the more commonly referred to meteorological conditions of rain, snow and hail. Whilst icing conditions are additionally considered, only that occurring at ground level, is addressed.

This document separately addresses the climatic condition of wind and provides methodologies and quantitative information to enable wind severities and frequencies to be estimated worldwide.

2 Normative references

There are no normative references in this document.

3 Terms and definitions

No terms and definitions are listed in this document.

ISO and IEC maintain terminology databases for use in standardization at the following addresses:

- IEC Electropedia: available at <https://www.electropedia.org/>
- ISO Online browsing platform: available at <https://www.iso.org/obp>

4 Rain

4.1 General

Rain is the primary focus of Clause 4 as it is the dominant meteorological condition associated with the wetting of electrotechnical products.

4.2 Global distribution of rainfall

Compared with meteorological air temperature which, at any particular time is often substantially the same ($\pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}$) over relatively large regions, rainfall is a much more spatially variable climatic condition. In particular, the precipitation intensity that constitutes a near extreme value is peculiar to the highly localized area. Even a relatively short distance away, the intensity can differ by a factor of two or more. Thus, it is impracticable to relate precipitation intensity to specific geographical areas of the world, as is the case with temperature.

Precipitation intensity is defined as the rate at which precipitation falls. Although values of precipitation intensity may be considered as instantaneous rates, in practice they are averages taken over periods of one minute or longer. When using any rainfall data, it should be remembered that as the pattern of rainfall is infinitely variable both in time and space, only general information can be given by means of maps or diagrams.

For most places, readily available rainfall data are limited to observations of the rainfall catch made once daily. Where precipitation is of snow, the observations record the rainfall equivalent of that snow. The daily observations may be summarized to provide average monthly, seasonal or annual amounts. Figure 1 represents such a summary for annual amounts, based on observations from 27 075 locations worldwide over the period from 1961 to 1990.



NOTE At higher latitudes, an increasing proportion of this "rainfall" will fall as snow.

Figure 1 – Average annual rainfall (AAR) for global land areas, based on 1961 to 1990 data [1]

The fundamental requirements for precipitation to fall in significant amounts are high atmospheric moisture content and a mechanism for the uplift of air. Ascending air cools by expansion due to the decreasing atmospheric pressure with height. Given that the lower the temperature the less moisture the air can retain in vapour state, then if cooling and moisture content are sufficient, precipitation is the result. As a generalization, the wetter land regions of the world belong to one of the following three broad geographical categories:

- a) Along the equator $\pm 15^\circ$ of latitude, e.g. Indonesia, equatorial Africa, and the Amazon rain forest. The high rainfall of these regions is primarily due to convection, triggered by solar heating and accentuated by the convergence of the northern hemisphere tropic's north-easterly winds and the southern hemisphere tropic's south-easterly winds along the "inter-tropical convergence zone". Here, copious moisture is provided by either rain forest or warm, tropical ocean.
- b) The western side of continents in mid latitudes, e.g. UK, Western Europe, the north-western coastal fringe of North America and the south-western coastal fringe of South America (southern Chile). At these latitudes, winds blow predominantly from the west and therefore reach the western side of continents having picked up moisture over a long ocean track. The lifting mechanisms are varied and include convection and orographic uplift, but the dominant lifting mechanism is cyclonic or frontal uplift in weather disturbances that develop on, and move eastwards along, the boundary between polar and tropical air masses. In North and South America, the inland penetration of high rainfall is severely limited by the high, north-south aligned mountain chains of the American Cordillera. By contrast, the western fringe of Europe has no north-south aligned barrier of such proportion, so that moderate rainfall is able to penetrate well inland across the European plain. Iceland, the Falkland Islands, Tasmania, and the exposed west of South Island New Zealand also belong to this regime.
- c) Extending poleward from the equatorial regions along the eastern seaboard of continents, e.g. Eastern Asia from India to Kamchatka, North America from the Gulf of Mexico to Quebec (including the southern extremity of Greenland), South America from southern Brazil to north-eastern Argentina, the east of South Africa and the eastern fringe of Australia. The reasons for high rainfall in these areas are complex but include the predominantly easterly moist onshore winds of tropical latitudes and, at sub-tropical latitudes, the drawing of moist summer monsoon winds of tropical ocean origin inland towards a heat-generated continental low-pressure area, as in the Indian and south-east Asian summer monsoons. Further poleward, at mid latitudes, the prevailing wind is from the west, blowing offshore; however, the eastern seabords of both North America and Asia are favoured regions for the development of precipitation-bearing cyclonic weather systems which then move north-eastwards close to the mid-latitude coastline.

The important influence of topography on rainfall is demonstrated by the heavier rainfall in mountainous regions, particularly where a mountain range runs parallel to the coast and intercepts moisture laden winds as they blow onshore. Mountains also usually reduce rainfall downwind – the "rain-shadow" effect.

Many of the great deserts of the world lie within or close to latitudes 20° to 30° of latitude, where relatively high atmospheric pressure dominates e.g. the Sahara Desert and Saudi Arabia, the deserts of California and Arizona, the Atacama Desert in Chile, the Namibian and Kalahari Deserts of southern Africa and much of interior and western Australia. The dryness of some deserts is accentuated by the rain-shadow effect of adjacent mountain barriers (e.g. the inland deserts of California and Arizona). An additional factor in some coastal deserts is a cold ocean current offshore that suppresses convection, for example the narrow Atacama Desert of Chile is trapped between high mountains to the east and a cool ocean current offshore.

In Asia the circum-global belt of high pressure at sub-tropical latitudes is displaced by the Asian monsoon, which blows outwards from intense high pressure over Siberia in winter and blows into low pressure over southern interior Asia in summer. This effectively transfers the latitudinal desert belt by approximately 15° of latitude poleward to lie north and inland of the areas reached by the Indo-Asian monsoon e.g. the Gobi Desert of Mongolia and China.

Precipitation in polar regions is generally not particularly high on account of the reduced amount of water vapour in the air at low temperatures.

4.3 Characteristics of rain

4.3.1 Formation

Clouds are formed when air is cooled below its dewpoint, usually as a result of lifting and consequent expansion. At first the cloud droplets grow by the condensation of water on to them, but it can be shown that this process alone cannot produce drops of the size found in rain. Two mechanisms are thought to be important in the formation of raindrops.

Firstly, droplets which are slightly larger than the average will fall, relative to the air, and towards neighbouring smaller droplets, and so can collide and coalesce with some of them to become larger still. This process can continue until a droplet eventually falls out of the base of the cloud. This mechanism is confined mainly, but not exclusively, to the tropics, where clouds can remain devoid of solid precipitation throughout their depth. Theoretical studies have shown that a significant amount of rain can be produced in this way, provided the cloud is several kilometres deep.

Secondly, when a cloud top becomes appreciably colder than 0 °C, it contains a mixture of ice crystals and supercooled water drops. At first the crystals grow by direct sublimation of water vapour on to them, but as they become larger, they can collide with the supercooled droplets and other ice crystals to form snowflakes, and when these snowflakes have fallen below the level at which the temperature is 0 °C they will melt to form raindrops. This is the dominant mechanism in middle and high latitudes, but it also occurs within the tropics and applies to clouds with a top colder than about –10 °C. In convective (cumuliform) cloud, graupel or small hail, rather than snowflakes, can be produced.

4.3.2 Types of rain

Rainfall is often classified according to the process causing the uplift of air initiating the rain formation; there are three main types of rain which are not mutually exclusive, and these are known as orographic, cyclonic, and convective.

Orographic rain is caused by one, or sometimes both, of two primary mechanisms. The most commonly known mechanism is the forced ascent of a moist airstream over the physical barrier of the high ground. The ascending airstream cools by expansion, often to the temperature at which saturation occurs, above which altitude cloud forms. This can result in drizzle or rain over the high ground when there is none on the adjacent low ground, but more often it enhances cyclonic cloud and rain that are also affecting adjacent low ground. This enhancement is often due primarily to raindrops scavenging additional water as they fall through the perpetually reforming layer of low cloud formed by the ascent. This "seeder/feeder" mechanism can massively augment precipitation on, particularly, windward slopes of mountains exposed to moist airstreams, and this type of rainfall often continues for many hours or even days. The effect often extends for some distance upwind, and for a lesser distance downwind (spill over), of the foot of the mountain barrier. The other type of orographic rainfall does not require a flowing airstream and is caused by the convective (i.e. non-forced) ascent of moist air from sun-heated mountain slopes and summits. This type of orographic rainfall is a daytime, and particularly summer, phenomenon and is typically more intense but of shorter duration, an example being the afternoon thunderstorms to which the Alps are prone in summer. Such convection occurs more readily over mountains than over adjacent lowlands because convective air bubbles, formed over sun-heated mountain surfaces, more readily attain a temperature higher than that of the surrounding atmosphere at that altitude. Sometimes orographic convection is triggered, not by sun-heated surfaces, but by the initial forced orographic ascent of an unstable airstream, such triggering not necessarily confined to daytime.

In the case of cyclonic rainfall, large scale forced uplift is associated with features of the general weather situation, such as fronts and depressions. As with rainfall due to orographic forced ascent, cyclonic rainfall is often relatively steady but of long duration. However, as in the case of orographic forced ascent, cyclonic forced ascent can also trigger more intense pulses of convective rainfall given an unstable atmosphere.

Convective rain falls from cumulonimbus clouds forming within an unstable air mass, this being one in which temperature falls relatively rapidly with altitude. The formation of a cumulonimbus cloud requires a trigger to initiate the convective ascent of a large bubble of moist air which then, despite cooling by expansion as it rises, cools less quickly than the temperature of the surrounding atmosphere, so remaining buoyant and continuing to rise through a considerable depth of atmosphere. This forms clouds of relatively small lateral extent but great vertical depth. The trigger is often the daytime heating of the ground surface by the sun or the passage of a cold air mass over a relatively warm sea surface. However, convection can also be initiated by cyclonic uplift, particularly near some cold weather fronts, where the approaching cold air mass sometimes overrides the warmer air in advance of the front, causing extreme instability. Another trigger can be the initially forced ascent of an unstable air mass over high ground. Convective rainfall is typically more intense, but of shorter duration, than cyclonic or orographic rain, individual areas of rain being relatively small (20 km diameter or less), with dry areas close by.

4.3.3 Distribution of raindrop sizes

It is known that drops of a diameter greater than about 6 mm break up before reaching their terminal velocity, and this fixes the upper limit for raindrop diameter. Table 1 presents estimates of the number and size of raindrops for various rates of rainfall. It should be noted that the values quoted represent averages based on a large number of observations of size distributions, and that individual measurements of drop sizes can show wide variations about these average values. Additionally, the table was derived using rain from predominantly stratiform clouds at mid-latitudes and therefore it is possible that it does not represent the predominantly convective rainfall of tropical regions as accurately.

Table 1 – Estimated number of raindrops per cubic metre for various rates of rainfall [1]

Estimated number of raindrops per cubic metre for various rates of rainfall					
Rate of rainfall mm/h or l/m ² h	Drop diameter				
	1 mm to 2 mm	2 mm to 3 mm	3 mm to 4 mm	4 mm to 5 mm	> 5 mm
1	32	0,53	0,01	0,00	0,00
5	140	7,5	0,41	0,20	0,00
10	230	19	1,5	0,12	0,01
25	415	51	6,4	0,75	0,11
50	615	101	17	2,8	0,55
100	850	179	38	7,9	2,1
200	1 140	259	113	20	6,9
500	1 590	525	173	57	28
1 000	1 970	754	289	111	69

4.3.4 Terminal velocity

The rate at which a raindrop falls through still air depends both on the size of the drop and on the resistance offered by the air. The speed of fall will increase until the air resistance is equal to the weight of the drop, after which it will fall at a steady rate known as the terminal velocity.

Table 2 shows the variation of terminal velocity with drop size, for the following still air conditions:

air pressure 101,3 kPa;
 temperature 20 °C;
 relative humidity 50 %.

Table 2 – Terminal velocity of raindrops in still air [1]

Terminal velocity of raindrops in still air	
Drop diameter	Terminal velocity
mm	m/s
0,1	0,27
0,5	2,06
1,0	4,03
1,6	5,65
2,0	6,49
2,6	7,57
3,0	8,06
3,6	8,60
4,0	8,83
4,6	9,03
5,0	9,09
5,8	9,17

4.4 Rates of rainfall

4.4.1 Instantaneous rates and clock-hour totals

Data on the frequency and duration of rainfall rates are relatively scarce, although the use of recording rain gauges with suitable time scales provides some information on the occurrence of specific rates of rainfall, and radar data contributes in some areas. Indirect estimates have been made from daily rainfall summaries, using regression equations based on a limited number of stations; these methods can be misleading when marked orographic or seasonal effects occur, especially at high rainfall intensities.

For many stations, especially in North America and Europe, routine tabulations of clock-hour rainfall amounts have been made but are only available from respective national meteorological organizations. Empirical formulae have been developed to make use of these clock-hour totals to derive frequencies of occurrence of specified rainfall rates.

The clock-hour totals do not give probabilities for the near instantaneous rates of fall which are important in many design problems since the rate of fall can vary widely inside any one hour. Studies have been made of the distribution of near instantaneous rates about the clock-hour total, for different rain intensities. Figure 2 may be used to convert clock-hour values to probabilities of instantaneous rainfall rates, though this curve should be interpreted with caution.

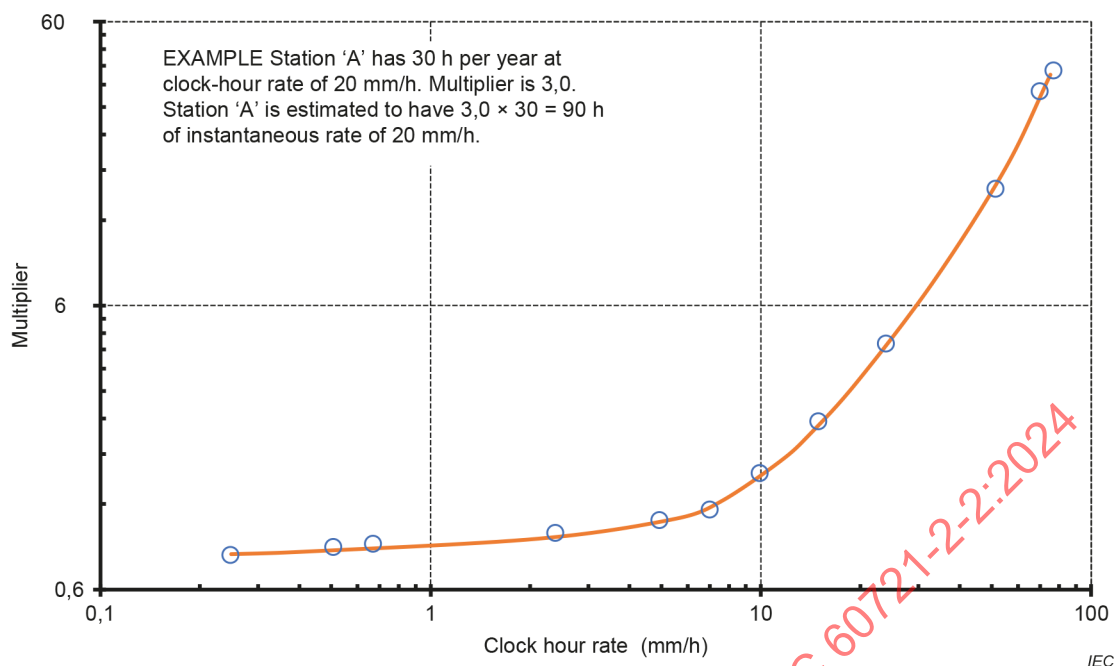


Figure 2 – Estimated conversion factor for converting to hours at instantaneous rate [1]

4.4.2 Frequency of instantaneous rates

Table 3 presents some estimates of the frequency of specified instantaneous rates of rainfall in an average year, for a number of localities. These estimates have been based, in the main, on clock-hour data obtained over a number of years. To convert to percentage probability, the number of hours should be divided by 87.66.

Table 3 – Duration in the average year of instantaneous point rainfall equalling or exceeding specified rates [1]

Duration (h) in the average year of instantaneous point rainfall equalling or exceeding specified rainfall rates						
	Rainfall rate					
Place	1 mm/h	5 mm/h	10 mm/h	25 mm/h	50 mm/h	100 mm/h
Akrotiri	95,0	27,0	10,0	2,7	0,7	0,15
Birmingham Airport	187,0	35,0	9,5	0,7	0,09	0,01
Changi	208,0	79,0	44,0	16,0	6,0	1,3
Freetown	380,0	137,0	81,0	29,0	11,0	2,8
Gibraltar	91,0	29,0	13,0	3,2	0,9	0,16
Hong Kong	517,0	138,0	49,0	14,0	2,9	0,6
London Heathrow	234,0	41,0	11,0	1,1	0,17	0,01
Malta	111,0	33,0	13,0	3,8	1,0	0,20
Manchester Airport	308,0	52,0	13,0	1,1	0,16	0,02
Miami	250,0	70,0	32,0	15,0	5,0	1,5
New Orleans	260	80,0	49,0	26,0	10,0	2,5
Tiree	205,0	34,0	9,0	0,5	0,04	0,0
Washington	226,0	40,0	15,0	4,0	1,4	0,5

NOTE Values of 0,0 indicate less than measurable quantity.

4.5 Heavy rates of rainfall

4.5.1 Thunderstorm rain

The heaviest falls of rain in short periods of time are usually associated with thunderstorms; since these are experienced at some time in most parts of the world, peak intensities of rainfall can be almost as high in temperate climates as in the wetter regions of low latitudes. The relative incidence of thunderstorms over the world is, in general, most frequent in tropical and sub-tropical areas, they are common during the summer half of the year in temperate latitudes and are infrequent only in the Arctic and Antarctic.

Thunderstorms occur most frequently inland and are much less common over the open sea. Exceptions to this are some of the equatorial ocean areas and the Mediterranean, which, having relatively high temperatures in autumn and winter can set up active convection when cold air masses move south from Europe.

4.5.2 Prolonged heavy rain

Prolonged periods of heavy rainfall occur mostly in monsoon areas or in association with tropical cyclones, although heavy orographic rainfall can occur in most mountainous regions.

4.5.3 Worldwide extremes

Recorded rainfalls over periods ranging from one minute to one year, taken at many places, have been used to determine an envelope which provides an approximation to the worldwide extremes of rainfall at any one point. This envelope may be expressed in the form:

$$R = 363D^{-0,5} \quad (1)$$

where

R is the rate of rainfall expressed in millimetres;

D is the duration expressed in hours.

Table 4 shows some worldwide extreme hourly rainfall rates, covering different durations ranging from one minute to several hours. These are predicted values based on the formula for R .

Table 4 – Predicted worldwide extremes of rainfall [1]

Predicted worldwide extremes of rainfall	
Duration min	Rate of rainfall mm/h or litre/m ² /h
1	2 900
5	1 200
10	900
30	550
50	400
60	380
100	280
200	200
400	140

For comparison, Table 5 lists the world's highest recorded short period rainfall amounts (WMO 1994), with corresponding average rainfall rates (mm/h). The observed values in Table 5 are within the envelope provided by Equation (1), with the exception of the observed record 60 min rainfall of 401 mm, which is slightly more extreme than predicted by the formula.

Table 5 – Observed world maximum rates of rainfall [1]

Observed world maximum rates of rainfall		
Period min	Maximum observed rainfall mm	Corresponding rainfall rate mm/h
1	38	2 280
8	126	945
15	198	792
20	206	618
42	305	436
60	401	401

4.6 Spatial variations of rainfall rate

4.6.1 General

Large gradients exist in the rainfall rates observed over short periods between points not very far apart, but the longer the period over which the rainfall rate is determined, the less is the variation with distance. For durations of 1 min and a whole storm, Figure 3 shows the rate of decay of correlation between the rainfalls at two points as the distance between them increases. The figure is intended to illustrate only the general principle as, in reality, the shape and slope of the "total storm rainfall rate" curve will depend on the duration, area extent and intensity of the storm.

There is clearly a substantial improvement in correlation when accumulated rainfall is considered over a period. The rapid decay of correlation, when short period rates of rainfall are being considered, shows the need for high density observational networks if small scale details of the rainfall pattern are of importance. A spacing of about half a kilometre is needed in order to account, on the average, for 75 % of the variance which occurs in the short period rates of rainfall during heavy storms.

The decay of correlation coefficient with distance is much more rapid for convective rainfall than for cyclonic or frontal rainfall, an implication being that the relationship between correlation coefficient and distance also varies with region and season, according to the prevalent rainfall type. Similar plots to Figure 3, but for more precisely defined circumstances, are contained in: [2], [3], [4], [5], [6] and [7].

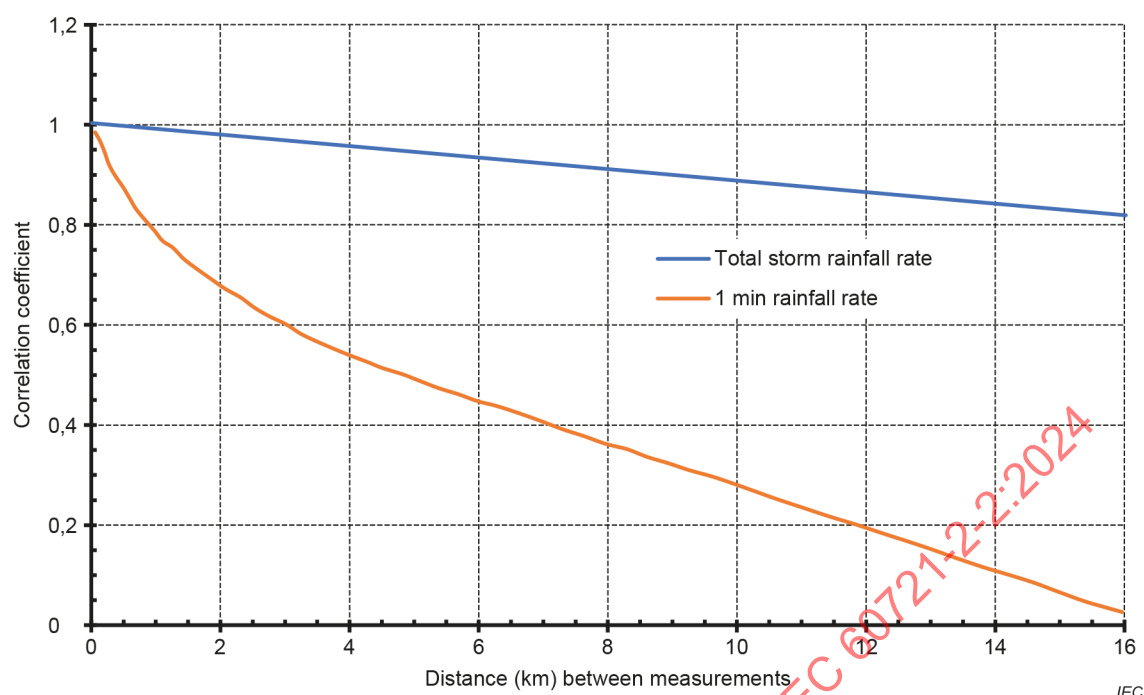


Figure 3 – Average decay of correlation with distance, of 1 min rainfall rate and total storm rainfall rate [1]

4.6.2 Rainfall rates below 2 mm/h

Rain areas associated with these low rates of rainfall are often extensive, areas of 1 000 km to 1 500 km by up to 3 000 km being quite common, in association with large scale features of the pressure pattern. In extreme cases the length of a rain belt can extend to as much as 6 000 km. In suitable conditions, orographic rainfall can extend along the whole windward side of mountain chains, such as the Atlantic coasts of Great Britain and Norway, the Pacific coast of North America, and especially the mountain chains of Asia during the summer monsoons. These rain belts seldom exceed 250 km in width and are usually much narrower.

4.6.3 Rainfall rates between 2 mm/h and 10 mm/h

In temperate climates, rainfalls rates between 2 mm/h and 10 mm/h are unlikely to exceed 250 km in length. Lengths of 150 km to 250 km can occur on fairly numerous occasions. In tropical latitudes, rain belts with this rainfall rate can extend up to 300 km or more in hurricanes. Monsoon rains in West India and West Africa frequently cover lengths of 1 000 km, and 2 000 km has been exceeded at times during the summer monsoon on the southern and western slopes of the Himalayas.

4.6.4 Rainfall rates between 10 mm/h and 25 mm/h

Rainfalls between 10 mm/h and 25 mm/h are nearly always associated with convection. Individual convective clouds are rarely more than 15 km across but on occasions, for example along a cold front, the clouds can become closely linked and form a rain belt of some 150 km to 250 km in length although the width is unlikely to exceed about 15 km. Similar linkages can also occur along a mountain barrier and during the most intense phase of the tropical summer monsoon, rainfalls of these intensities can occur virtually anywhere along the southern and western slopes of the Himalayas and associated ranges for 2 000 km or more. Monsoon rains of these intensities can also fall in West Africa and West India, over areas some 1 000 km across. Similar heavy rains over an area of perhaps 300 km across can also be experienced with tropical hurricanes.

4.6.5 Rainfall rates exceeding 25 mm/h

Rainfall of these high rates is thought to be limited everywhere to one or two neighbouring convection cells. The horizontal extent of these cells is generally in the range of 1 km to 5 km and is unlikely to exceed 30 km even in tropical storms. In the cores of these cells, over diameters of 2 km or less, rainfall rates will occasionally exceed 100 mm/h even in temperate climates. Extreme rates recorded are of the order of 1 000 mm/h occurring over a period of about 1 min and thought to be associated with cells only about 0,5 km in diameter.

4.7 Rainfall probabilities along a line

The information given in this subclause relates mostly to rainfall probabilities at a specific point, but for many purposes it is necessary to assess the chances of specified rainfall rates occurring simultaneously along given distances of horizontal tracks. Direct information of this kind is rarely obtainable, but assessments can be based on point probabilities and on assumed shower models. Table 6 gives some values obtained in this way for tracks in Southern England and in Singapore.

Table 6 – Estimated duration (h) in the average year when stated distances along given tracks simultaneously have rainfall at or exceeding specific rates [1]

Estimated duration (h) in the average year when distances along given tracks simultaneously have rainfall at or exceeding specific rates							
Location	Track length km	Distance along track km	Rainfall rate				
			5 mm/h	10 mm/h	25 mm/h	50 mm/h	100 mm/h
Southern England	25	0	172	81	12,5	2,9	0,2
		5	107	20	0	0	0
		10	40	0	0	0	0
		15	0	0	0	0	0
	50	0	303	151	25	5,6	0,4
		5	221	60	6	0	0
		10	120	5	0	0	0
		15	50	0	0	0	0
		20	5	0	0	0	0
	100	0	562	292	48	11	0,9
		5	440	140	25	2	0
		10	290	50	0	0	0
		15	170	0	0	0	0
		20	60	0	0	0	0
Singapore	25	0	330	280	162	82	29
		5	220	130	0	0	0
		10	100	0	0	0	0
		15	0	0	0	0	0
	50	0	570	510	310	159	56
		5	430	250	100	20	0
		10	280	100	0	0	0
		15	180	0	0	0	0
		20	100	0	0	0	0
	100	0	1 050	980	600	311	111
		5	880	550	200	80	0
		10	650	280	10	0	0
		15	480	100	0	0	0
		20	300	0	0	0	0

5 Snow

5.1 General

Snow is precipitation in the form of ice crystals and these can exist singly but more often they coagulate to form snowflakes. The crystals can be formed initially by the spontaneous freezing of supercooled liquid cloud droplets at a temperature below $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ but are more often formed initially by the deposition of water vapour onto suitable freezing nuclei at higher threshold temperatures. Once ice crystals are present in a cloud, they grow by further deposition of water vapour at the expense of liquid cloud droplets, which evaporate to replenish the supply of water vapour. This is known as the Bergeron-Findeisen process, which occurs because air becomes saturated with respect to ice at a higher temperature than it becomes saturated with respect to liquid water. When the ice particles have grown to become heavy enough, they start to fall and often join together to form snowflakes. In certain circumstances, usually in shower clouds, the ice crystals can grow predominantly by collision with supercooled liquid cloud droplets, coating them in opaque rime to form denser "snow pellets" or "graupel" of diameter 2 mm to 5 mm.

After falling below the altitude at which the temperature reaches $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, snowflakes begin to melt. Therefore, the occurrence of snow at ground level is usually associated with temperatures of $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ or lower, with persistent snow cover occurring at temperatures of $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ or below.

Freshly fallen snow has a density ranging from 70 kg/m^3 to 150 kg/m^3 whereas the density of old snow can be in a range of 400 kg/m^3 to 500 kg/m^3 , even up to 910 kg/m^3 . If the density exceeds 910 kg/m^3 , snow is usually considered as ice. Firm snow will normally have a density of 600 kg/m^3 . Wind exposure will often increase the density by breaking down the snowflakes, temperature will also increase the density as will settling over time.

5.2 Global distribution of the incidence of snowy weather

A global climatology of snow is difficult to produce because large variations in snow climatology occur on distance scales that are much shorter than the spatial separation of surface observing stations. This is the case even though, on a broad scale, the incidence of snow is strongly weighted towards higher latitudes where temperatures are close to or below $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ for longer periods. Not only does temperature fall by an average of $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ for each 100 m of ascent, but also precipitation amount increases with altitude, except at very high altitudes. As a consequence, the incidence of snow is particularly sensitive to variations in altitude. Other factors, such as urban heat islands and distance from sea, also cause local variation in snow incidence. The sensitivity to all these factors is enhanced in temperate climates where a small change in one of them can make the difference between precipitation falling as snow or rain. Regression relationships between snow parameters and geographical parameters have been used to interpolate between observation stations, but these may only be valid for a specific region, making it difficult to combine climatologies from different countries.

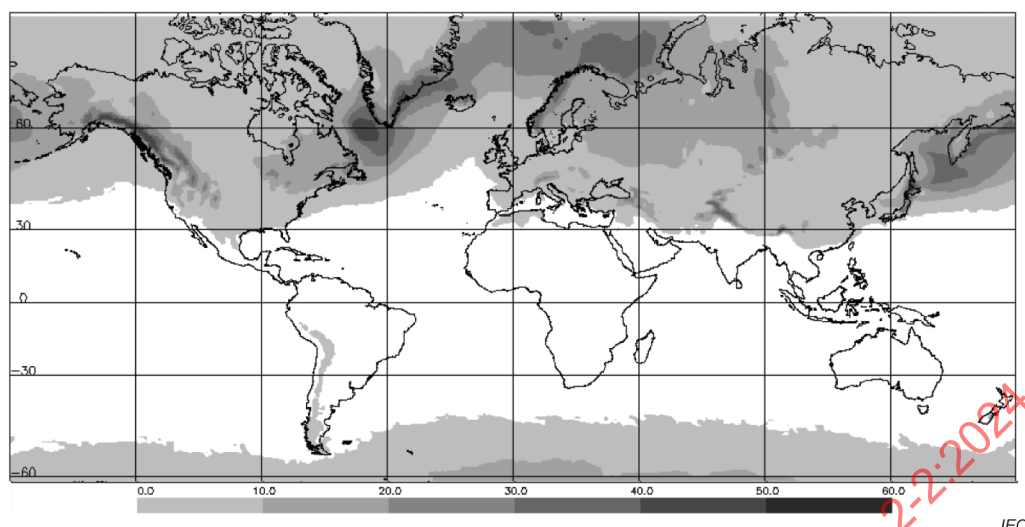
Recently, numerical modelling and satellite remote sensing techniques have begun to provide greater insight into the global climatology of snow, enabling additional information to be presented. In describing the climatology of snow, it is important to distinguish between falling snow and lying snow. This is because falling snow does not necessarily lie and because lying snow, depending on the severity of the winter, can be intermittent, melting within a few days, or can persist and accumulate over successive snowfall events, in some regions until spring. The regions where it snows the most are in many respects different from where accumulated snow cover is deepest or most persistent, snowy mountainous areas being an exception.

An indication of where it snows the most is given by Figure 4. These figures show estimates, derived from numerical atmospheric model output, of the percentage of days on which an amount of snow equivalent to 1 mm of rainfall falls. Very approximately 1 mm of rainfall is the equivalent of approximately 10 mm of lying snow, but it is possible that this snow will not necessarily lie. The spatial distributions for spring and autumn lie between those shown for winter and summer. When interpreting these maps, it should be noted that they do not highlight regions where it snows frequently but in negligible amounts, as is the case in some of the coldest continental winter climates.

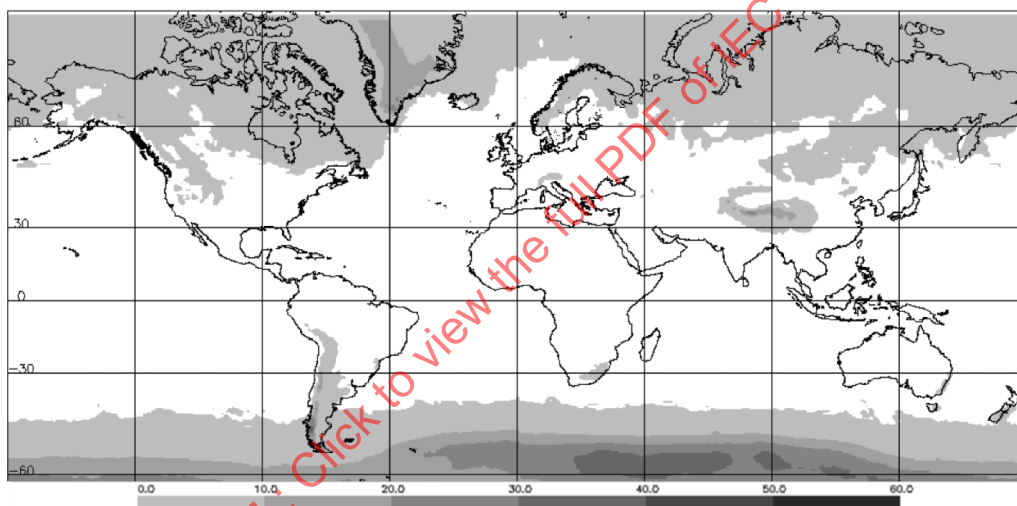
Some of the snowiest regions of the world are at high latitudes over, or adjacent to, open sea which provides a ready source of moisture but where, of course, the snow does not lie. Temperatures here, though often low enough for snow, are much higher in winter than over high latitude continental interiors. At these high latitude continental interiors, temperatures are often so low that the moisture content of the air is greatly reduced. In the southern hemisphere the most prone areas lie almost concentrically around the globe at 60 °South to 70 °South, just poleward of the main winter storm track along the boundary between polar and tropical air masses. In the northern hemisphere the distribution is contorted by the irregular distribution of land masses and warm ocean currents, with the most prone areas lying in two arcs. A "North Atlantic" arc extends from Labrador north eastwards between Greenland and Iceland towards Spitzbergen, curving eastwards to the Barents Sea and the northern shoreline of Europe. A "Pacific" arc extends north eastwards along the eastern seaboard of Asia from northern Japan across the Khamchatka Peninsula and then eastwards across the Bering Sea. Although winter storm systems will be responsible for much of this snow, there is also a convective component due to very cold air from Siberia, Canada, the Greenland Ice Cap, or the Arctic ice sheet flowing out over a relatively warm sea.

The snowiest land areas of the world, in terms of snow falling, are where the afore-mentioned ocean storm tracks meet coastal mountains on the western side of continents at high latitudes. These regions include the coastal mountains of Norway, Alaska and British Columbia and, to a lesser extent, the Andes of South America. The lack of a continuous high mountain barrier along the western shore of Europe allows weather systems and a relatively snowy zone to extend eastwards across the plains of northern Europe as far as the snow prone Ural Mountains of the Russian Federation.

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024



**Percentage of days with snow falling >1 mm (snow water equivalent) –
Northern hemisphere (December, January, and February)**



**Percentage of days with snow falling >1 mm (snow water equivalent) –
Southern hemisphere (June, July, and August)**

SOURCE: Reference [8]. The maps are derived from ERA-interim model data (January 1979 to October 2013), courtesy of the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (2011).

Figure 4 – Estimated percentage of days on which an amount of snow equivalent to at least 1 mm of rainfall falls in northern and southern hemispheres [1]

Equatorward of latitude 60° (approximately), winter conditions are often borderline between rain and snow. Winter conditions are more likely to err on the side of rain over the relatively warm winter sea and adjacent coastal lowlands than over inland regions of similar latitude. However, when snow does fall in coastal regions, it is often of greater intensity than inland. This is due to moisture laden maritime air moving over cold land, or Arctic air reaching land via a relatively warm sea trajectory, making it convectively very unstable. This effect can be increased if a range of hills lies parallel to the coast, causing additional uplift. Owing to the low atmospheric moisture content at very low temperatures, the interiors of large continents rarely experience high rates of snowfall. However, snow which does fall in these areas can remain on the ground for long periods or all winter.

Figure 4 also illustrates that there are large areas of the world where snow never falls. For example, snow is rare at mean sea level between latitudes 30° North and 40° South, although occasional snowfalls are experienced in South China in most winters. At these tropical and sub-tropical latitudes, snow does occur on ground above about 2 500 m.

5.3 Global distribution of the incidence and depth of lying snow

Historically the global distribution of snow has sometimes been estimated using indirect information such as height of ground above sea level and the probability of temperatures occurring below 0 °C. However, satellite remote sensing techniques have enabled a more specific indication of the global extent and amount of lying snow to be mapped in terms of the "snow water equivalent" (SWE) [9]. This is shown in Figure 5 for December to February, March to May, June to August and September to November. Nonetheless, as the techniques for estimating snow water equivalent from satellite data are still under refinement, and as the resolution of the charts is insufficient to show the large variation that can occur on a local scale. The values indicated in the figure should be taken as no more than a general indication. It should be stressed that the maps do not show literally the actual depth of snow but rather the rainfall equivalent of lying snow and ice or compressed snow.

As a convenient but very approximate guide, 1 mm of rain or "snow water equivalent" is equal to approximately 10 mm of fresh lying snow but only 1 mm of ice. The rainfall equivalent of fresh lying snow is actually very variable depending on the nature of the snow. For instance, for wet snow the snowfall to rainfall ratio is typically 8:1. For dry snow the ratio is more typically 15:1.

One of the most obvious features of the Figure 5 maps is the almost complete absence of significant snow cover in South America, Africa and Australasia in any season. A second notable feature is the strong seasonal cycle in the Northern Hemisphere, where large areas of the Eurasian and North American land masses are snow covered in winter and early spring. This difference is due to the higher latitudes reached by North America and Eurasia, and their vastness, allowing polar air masses to accumulate and spread in winter without the warming influence of the sea.

In areas subject to a period of permanent snow cover through the winter, the season of snow lying lags behind the season for falling snow and has a "saw-tooth" pattern. The lying snow typically accumulates in a series of increments throughout the winter before melting relatively rapidly at some stage during spring. Hence, average snow cover is greater in spring than in autumn.

Generally, the greatest amounts of lying snow and ice (in terms of snow water equivalent) are where temperatures are sub-zero for longest, i.e. continental interiors at polar latitudes. Superimposed on this pattern are some perturbations due to altitude. This is primarily a factor at temperate latitudes where altitude can make a critical difference between whether or not precipitation falls as snow and whether or not that snow lies.

The maps in Figure 5 do not show peripheral areas where small amounts of snow lay intermittently. Therefore, it should be borne in mind that snow can lay intermittently in winter, usually to depths of no more than a few centimetres, for a margin of approximately 5° of latitude south of the limiting boundaries in Figure 5.

5.4 Mass, size, and fall-speed of snow

Ice crystals have a large variety of shapes, sizes and densities. The ice crystal lattice is hexagonal under most atmospheric conditions, with a principal axis perpendicular to the axis of hexagonal symmetry. According to the temperature and humidity conditions within the cloud, hexagonal symmetry can present in a wide variety of forms, from flat hexagonal plates and flat dendrites (branched crystals) to "vertically extended" hexagonal prisms, columns and needles ("vertically extended" meaning extended along the axis of hexagonal symmetry). As a generalization, the flat shapes form in cloud temperatures between 0 °C and –3 °C and again between –10 °C and –21 °C, whereas the vertically extended shapes form mainly between –3 °C and –10 °C and again below –21 °C.

The term "snowflake" often refers to a cluster of up to many thousand ice crystals, joined by the process of aggregation, but can alternately refer to a single crystal. Aggregate snowflakes are often no more than 10 mm in diameter but, exceptionally, can reach 80 mm in diameter or more (in the longest direction). An insight into the physics of the various types of ice crystal grown in a laboratory is provided by Libbrecht [10]. However, real snowfalls seldom contain only perfect ice crystals and, more typically, comprise mainly broken crystals or aggregates of the same.

Table 7 gives the relationship between the mass and the maximum linear dimensions of the various crystal forms. These relationships represent mean values and any measurements made on individual crystals would show some variation from this mean.

Table 7 – Snow crystals: relation between mass (mg) and diameter (mm) of the sphere which just contains the crystal [1]

Crystal type	Relationship between mass (m) and diameter (d)
Snow pellets or graupel	$m = 0,065 d^3$
Rimed plates and stellar dendrites	$m = 0,027 d^2$
Powder snow and spatial dendrites	$m = 0,010 d^2$
Plane dendrites	$m = 0,0038 d^2$
Needles	$m = 0,029 d$ (d = length)

The terminal velocity of a snowflake is determined by the balance between gravitational and drag forces. The gravitational force is constant for a given mass, but the drag force increases as the velocity of the snowflake increases until an equilibrium (terminal) velocity is attained. The terminal velocity is dependent on the shape, size and density of the flake. These parameters, in turn, are a function of the temperature and humidity environment in which the snowflake evolves, together with the cloud droplet concentration and the time duration over which the snowflake remains in the cloud. These factors regulate deposition, crystal type, aggregation and riming.

The relationship between terminal velocity (V) and the diameter (D) of the snowflake is usually represented by the relationship shown in the following equation.

$$V = \alpha \times D \times \beta \quad (2)$$

Numerous observational and theoretical studies have derived values of α and β for different types of crystal and degrees of riming, though often only for a particular range of temperature or crystal type. For example, the observational findings of Barthazy and Schefold (2006) [11], derived at approximately 1 600 m altitude in the Swiss Alps, are presented in Table 8, but were confined to surface (not necessarily cloud) and temperatures between $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. That study also provides a useful rule of thumb that beyond a certain size, the terminal velocity of snowflakes remains approximately constant at between 1 m/s and 2 m/s. In this instance, the intention is merely to give a pointer to the body of work that now exists in the literature. The first such study was by Langleben (1954) [12]. In that study, as in some subsequent ones, D refers to the "melted diameter" of the snowflake. However, in the Barthazy and Schefold study, D is the width of the enclosing box. A useful set of references is included in Szyrmer and Zawadzki (2010) [13] and, for any in-depth literature review, this paper and its sister paper [14] are currently recommended as a starting point.

Table 8 – Values of α and β for different crystal types [11]

Values of α and β for different crystal types in the snowflake terminal velocity formula of Equation (2)						
Crystal type	α			β		
	Degree of riming			Degree of riming		
	None	Moderate	Dense	None	Moderate	Dense
Needles	0,97	1,26	1,61	0,20	0,24	0,35
Plates	1,02	1,21	1,36	0,23	0,26	0,40
Dendrites	-	0,98	1,06	-	0,27	0,24
Irregular crystals	1,23	1,20	1,27	0,22	0,21	0,22
Snow pellets/graupel	-	-	1,54	-	-	0,61
NOTE Snow pellets/graupel are densely rimed by definition, but the reason for the absence of values for unrimed dendrites is simply that none were observed in this study.						

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

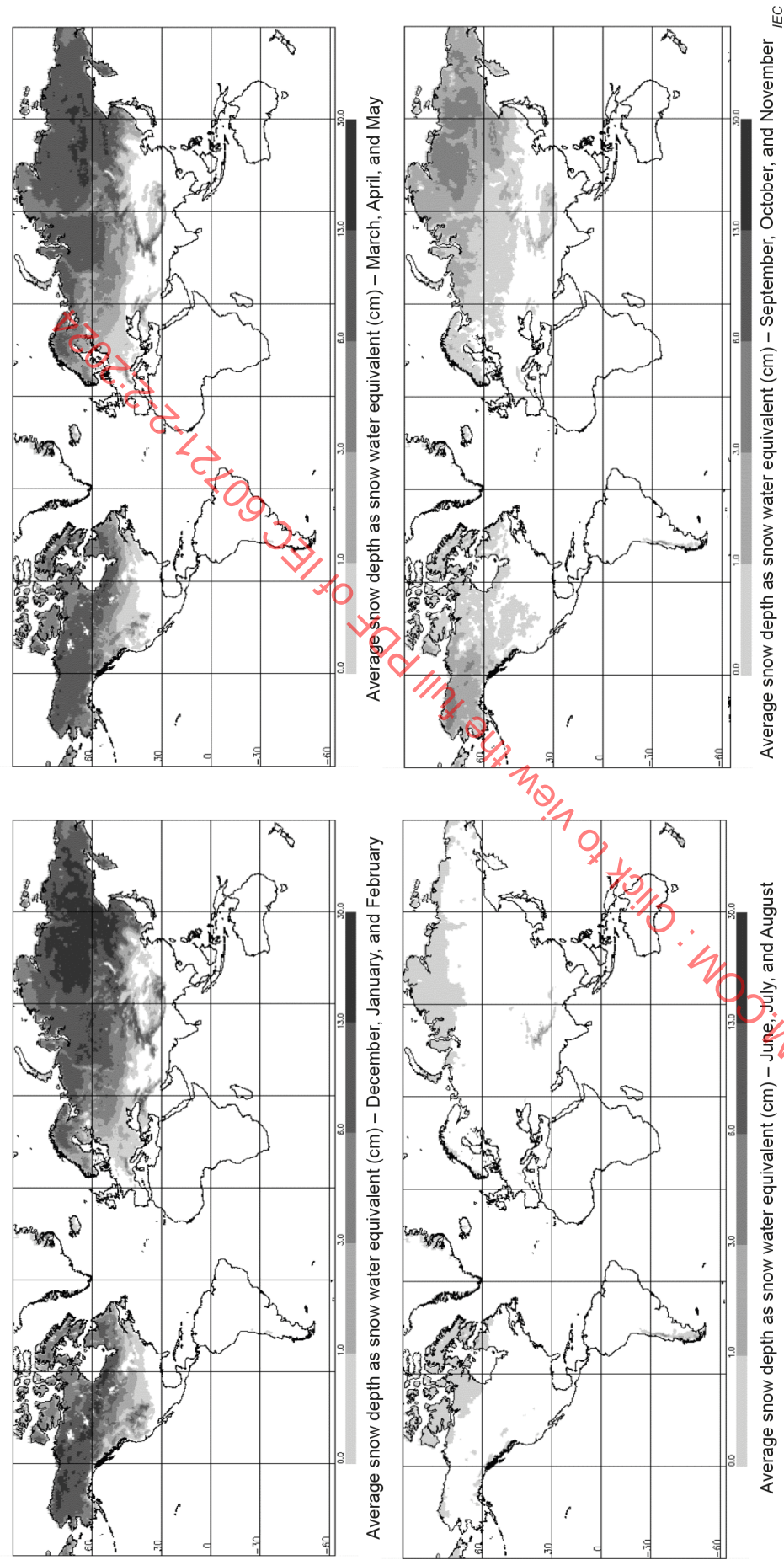


Figure 5 – Satellite derived average rainfall equivalent of lying snow and ice [1]

6 Hail

6.1 General

Hail occurs in several forms but usually consists of spherical balls of ice of diameter of 5 mm to, occasionally, 50 mm or more and made up of alternate layers of clear and opaque ice. Hailstones can also be conical or formed into irregularly shaped lumps by agglomeration and can be formed entirely of clear ice or contain trapped liquid water. The density of hail can vary from 10 kg/m^3 to 90 kg/m^3 according to the structure, although ordinary hail is often assumed to have a density of 70 kg/m^3 to 90 kg/m^3 , the latter value corresponding to clear ice. Snow pellets, formerly called soft hail, consist of a central crystal covered with frozen cloud droplets and are easily compressible, with a density of about 30 kg/m^3 and a diameter of 2 mm to 5 mm.

Hailstones fall from a specific type of cloud, cumulonimbus, which has great vertical depth and a particularly high liquid water concentration, typically 1 g to 3 g of liquid water per cubic metre of air. This is approximately 10 times greater than in most clouds and approximately 100 times greater than in cirrus clouds. It is this particularly high-water content that enables ice particles within the cloud to grow, primarily by collision with supercooled water droplets. This distinguishes the growth of hail from the growth of snow crystals, in which the dominant process of ice crystal growth is the deposition of water vapour.

However, not all cumulonimbus clouds produce hailstones. The convection has to be sufficiently strong and sustained in order for ice particles to be prevented from falling from the cloud before they have grown into hailstones. The cloud has to be sufficiently deep to contain the range of temperatures required for both the initial deposition of ice onto hygroscopic nuclei ($< -20^\circ\text{C}$) and then the rapid growth of hailstones (0°C to -5°C). It is in the latter temperature range that the cloud contains the highest concentration of supercooled water droplets on which the hailstones feed and grow. The cloud, as a whole, should not be too warm for hailstones to form, as can be the case in the tropics. Likewise, the atmosphere outside of the cloud should not be so warm or dry that any hailstones melt or evaporate before reaching the ground.

The conditions for hail formation are also broadly those required for the development of thunderstorms, and the presence of thunderstorms can indicate the possibility of hail. However, there is no simple relationship between thunderstorms and hail, with hail sometimes forming in convective clouds which do not develop into thunderstorms.

6.2 Global distribution of hailstones

Hail is mostly a localized and short duration phenomenon with any individual hailstorm often affecting only a few square kilometres for time periods of only a few minutes. Occasionally, multiple hail cells can form along a weather front or squall line up to several hundred kilometres in length. However, it is likely that many hailstorms are missed by the surface observing network, particularly where there is a large separation between stations. Even where there is a good observing network, the number of occurrences of significantly large hail in the data series is often too small to determine a statistically reliable estimate of average frequency. Hail climatology derived from surface observations often relies on additional observations from outside the official meteorological network. The quality of these observations is very variable, and the availability of such observations is strongly dependent on population density. As a result of this, across many parts of the world, hailstorm frequencies derived from surface observations are, to some extent, misleadingly a function of population density. Recent attempts at global mapping have used either numerically modelled data or satellite techniques to overcome the inadequacy of surface observations.

The map of Figure 6 shows, very approximately, the worldwide land distribution of large hailstorm frequency. The map is based on empirical post processing of archived UK meteorological data from a global numerical model. This approach errs on the side of overestimation and excludes oceans and seas but has the advantage over surface observations of being consistent and objective globally. Hail is most likely in the sub-tropics and middle latitudes as well as on high ground nearer the equator. The almost total absence of even large hail on low ground in the tropics may be accounted for, primarily, by the greater height of the 0 °C isotherm and in tropical deserts such as the Sahara, the infrequency of any form of precipitation. Care should be taken in interpreting Figure 6 in quantitative terms, as it includes only hail of diameter ≥ 15 mm. If all sizes of hail were to be included, the annual number of hail days would be considerably greater. Continental areas in the sub-tropics and middle latitudes are the most prone to large hail but small hail appears to be relatively frequent over the oceans.

Although the methodology for Figure 6 is objective, it is based on an empirical algorithm that will possibly not apply with consistent accuracy across all types of hail generation, such as the small hail that is characteristic of oceanic regions. Attention is also drawn to one other clear inaccuracy in Figure 6 and that is the underestimation of the frequency of large hail in the tornado belt of central USA (around Oklahoma). In this region, very large hailstones are observed on at least six days per year on average. The most likely explanation for this discrepancy is that the algorithm used is not suited to the unique atmospheric temperature and humidity profiles responsible for these exceptionally severe storms.

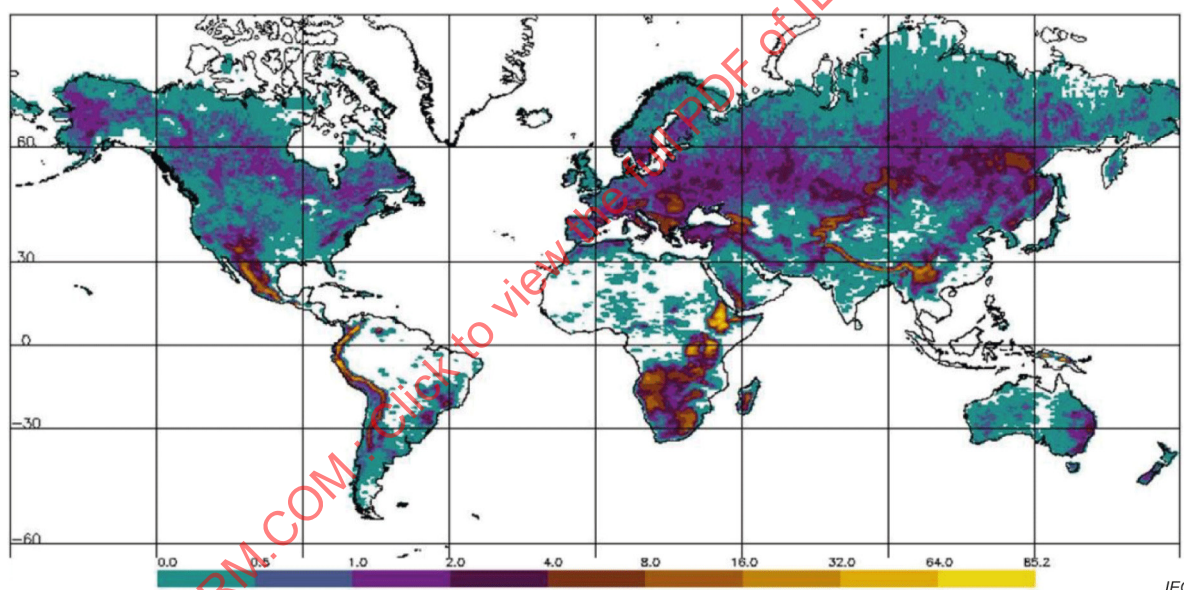


Figure 6 – Estimated average annual number of days per year with hail of diameter ≥ 15 mm [1]

6.3 Seasonal variations in global distribution

The global distribution of hail has a strong seasonal cycle, being heavily weighted towards spring and, particularly, summer in each hemisphere, as illustrated by Figure 7. These are the seasons when, over land, convection is at its most pronounced. In this convection, note that the atmosphere over land is generally more unstable in spring than it is in autumn. This is because in spring, the atmosphere is generally being heated from below as it warms up after the winter, whereas in autumn the atmosphere is generally being cooled from below as it cools down after the summer. During December, January and February, most of the events occur over the Andes, New South Wales and the southern hemisphere portions of Africa. However, during this time, some events can also occur in the Himalayas and adjacent mountains, some mountainous areas in Mexico and the far southwest of the USA. In June, July and August there is very little activity in the southern hemisphere, but hail is widespread in the northern hemisphere from 30° North to 70° North.

Over the oceans, and on coasts when the prevailing wind is onshore, seasonal variation is less marked than over land. This is because the annual temperature variation of the ocean's surface is much less than over the continents and is also time lagged, with the highest ocean temperatures typically in late summer or early autumn. In some enclosed seas, such as the Mediterranean, the flow of cold air from land at higher latitudes across the relatively warm water produces a maximum hail occurrence in autumn and winter.

6.4 Diurnal variation

The large hail of continental areas is most likely to fall during the late afternoon and evening, and it is probable that some 85 % of damaging hail occurs between 13:00 and 22:00 hours local time. In contrast the small hail of coastal regions and open seas exhibits little diurnal variation.

6.5 Size of hail

The size of hail reported as reaching the ground is usually that of the largest stones in any given fall. No accurate observations are available of the distribution of hailstone size in a particular fall, but estimates have been made. Table 9 indicates the number of stones of a given diameter likely to be found per unit volume, based on the assumptions that the stone density is 90 kg/m^3 , that the mass of airborne ice is equally divided amongst the size ranges (an assumption based on some observations of snow pellet distribution in convective clouds) and that the equivalent rainfall rates are reasonable.

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

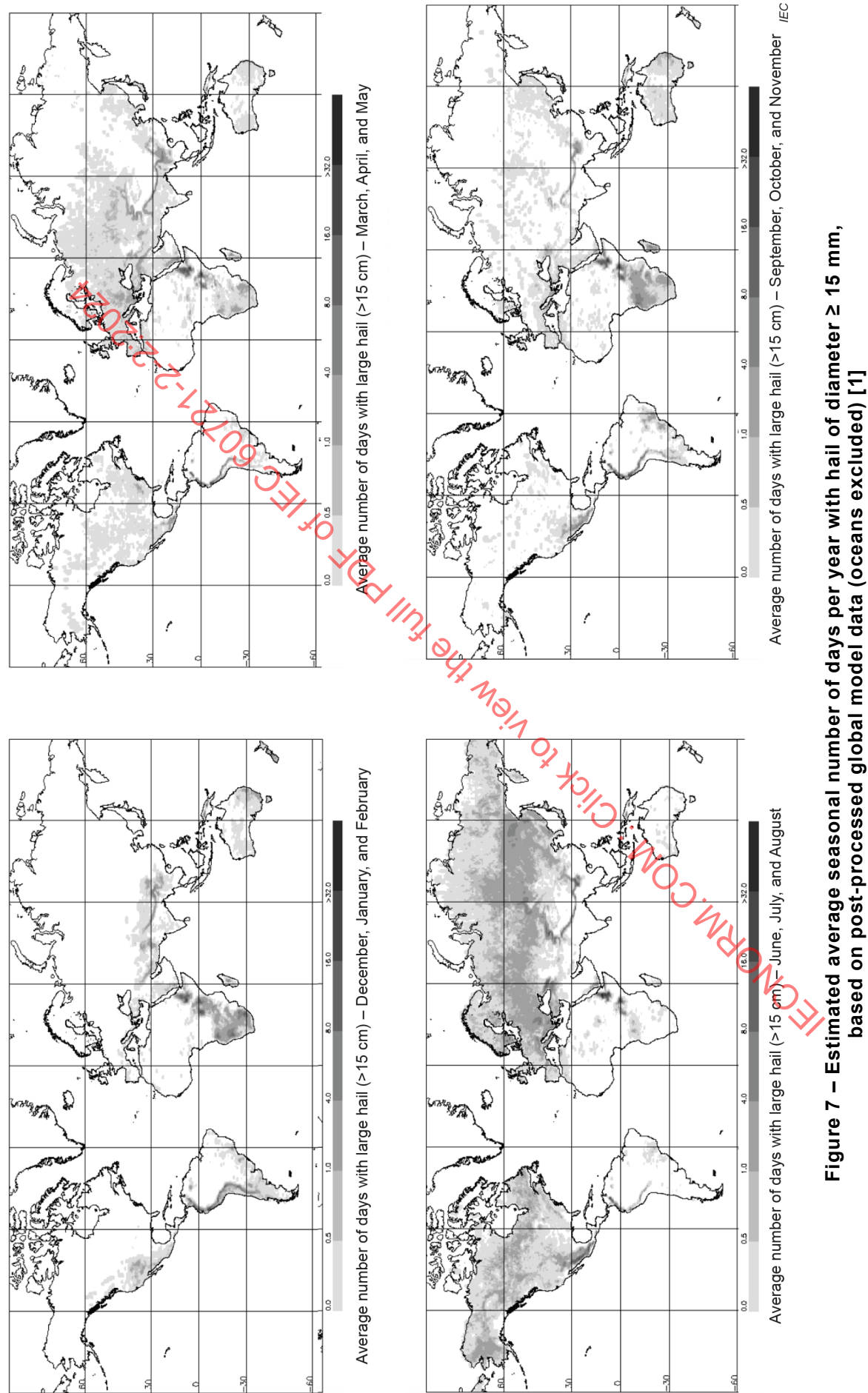


Table 9 – Number of hailstones per cubic metre (at about 4 000 m) for specified maximum hailstone size and specific ranges of stone size [1]

Range of stone diameter mm	Size of largest stone in hailstorm		
	30 mm	60 mm	100 mm
	Numbers per cubic metre		
0 to 10	22	9	7
10 to 20	0,8	0,35	0,27
20 to 30	0,17	0,07	0,06
30 to 40	-	0,03	0,02
40 to 50	-	0,01	0,01
50 to 60	-	0,000 7	0,005
60 to 70	-	-	0,000 3
70 to 80	-	-	0,002
80 to 90	-	-	0,001 5
90 to 100	-	-	0,001
Equivalent rainfall (mm/h)	250	300	500

On theoretical grounds the maximum size of hailstones is about 130 mm and stones up to this diameter have been reported. The Coffeyville, Kansas hailstone of 3rd September 1970 was irregular in shape with a diameter of about 138 mm. Since warm, moist, and unstable air is required for the formation of hail, the size observed varies with locality. In Arctic regions, true hail at ground level is rare and graupel is more likely, with stones less than 10 mm in diameter. Large hail is also rare over the open seas, the maximum diameter being about 15 mm.

The largest and most damaging hail is usually confined to the interiors of continents and most likely in middle latitudes and the sub-tropics. The probability of large hail does not continue to increase towards the equator, and in equatorial regions hail occurs only infrequently near the coasts and at low levels. However, larger land areas and greater elevation both favour an increase in large hail and stones up to 25 mm in diameter have been known to fall at the higher tropical stations.

6.6 Terminal velocity

The terminal velocity of large hail may be determined from the equation below. However, it should be noted that the terminal velocity is relative to the air movement.

$$V = \frac{(2\sigma g d)^{0,5}}{(3\rho C_D)^{0,5}} \quad (3)$$

where

d is the stone diameter;

σ is the stone density;

ρ is the air density;

g is the acceleration due to gravity;

C_D is the drag coefficient;

V is the terminal velocity.

Empirical values of C_D , for normal sea level values for g and σ , a value of $\rho = 0,9 \text{ g/cm}^3$ leads to the terminal velocities presented in Figure 8, which is based on the following equation.

$$V = kd^{0,5} \quad (4)$$

where

V is the terminal velocity in m/s;

d is the hailstone diameter in cm;

k is a constant = 14,7.

A better estimate of the constant k has been given as 16,3 and using this value, the variation of kinetic energy (E_k) of the hailstone at terminal velocity with its diameter is expressed in joules and given by the equation:

$$E_k = 0,0626d^4 \quad (5)$$

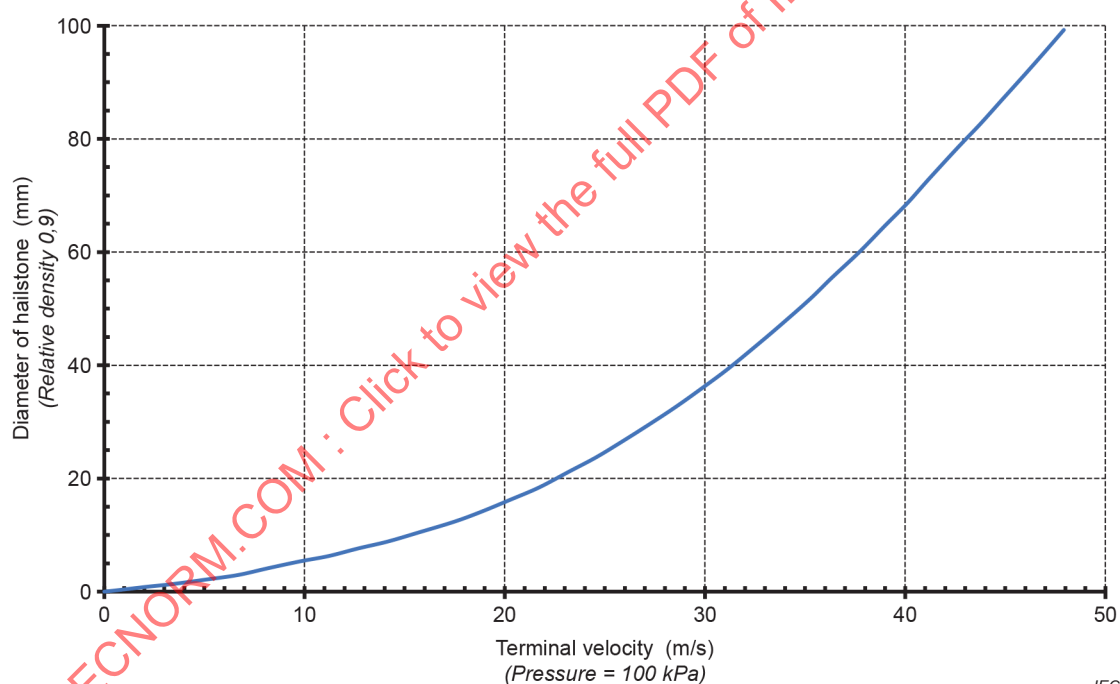


Figure 8 – Relationship between diameter and terminal velocity of spherical hailstones [1]

6.7 Duration and diameter of hail cell

The most frequent duration of a hailstorm at any point on the ground is about 2 min, with extremes in the range 10 s to 45 min. Long durations of hail are probably due to more than one storm cell but, excluding such occurrences, the typical duration is 5 min to 6 min.

At ground level the diameter of a hail cell is most frequently about 2 km to 3 km. Evidence from hailstorm damaging indicates a range from a few metres to 120 km, with 50 % within 2 km to 5 km. This suggests that the typical hail core of a mature storm is roughly circular in section, with a diameter of about 3 km, with occasional merging of neighbouring cells forming more extensive areas of hail.

7 Ice

7.1 General

Clause 7 deals mainly with ice formation on ground objects. Ice formation is also important to aircraft at altitude, however, this aspect is only discussed briefly herein.

Ice forms on objects when fog, cloud or rain is present at temperatures below 0 °C, or when the object itself is below this temperature and below the frost point of the air surrounding it. In addition, ice in the form of wet snow adheres to structures and to itself when snow falls at air temperatures just above freezing point. This phenomenon is termed "wet snow accretion" and can lead to catastrophic build-up of snow on structures such as overhead power lines. In addition to wet snow accretion there are four main types of icing, the other three types being hoar frost, rime ice and glazed frost, although intermediate and mixed types do occur.

7.2 Hoar frost

Hoar frost is a white, feathery deposit of ice crystals and has a density of about 10 kg/m³ or less. It forms on objects which are at temperatures below 0 °C by sublimation of water vapour, where the water changes directly from vapour to solid without passing through the intermediate liquid stage. For this process to occur, the temperature of the object should also be below the frost point. Any water vapour, in excess of that required to achieve saturation with respect to ice, will be deposited to produce the hoar frost, but the weight of such deposits is usually small.

Hoar frost requires cooling of the air and of the object on which it is to form, and so is usually associated with conditions favouring radiation cooling such as clear still nights.

7.3 Rime ice (including in-cloud icing and freezing fog)

Ranging in density from 30 kg/m³ to 90 kg/m³, rime is harder and denser than hoar frost though less so than glazed frost. Rime ice occurs when supercooled fog or cloud droplets freeze on contact with objects at temperatures below 0 °C forming opaque white ice, which grows out windward on exposed objects.

The amount of rime deposited increases with wind speed, the duration of time in cloud or fog, the amount of free water in the air, the droplet size distribution, and the aerodynamic flow past the object (which determines the efficiency of catch). Because of the positive dependency of rime accumulation on wind speed and the duration of exposure to foggy conditions at sub-zero temperatures, prolonged and heavy icing is most likely over the summits and windward slopes of hill and mountain ranges, particularly in cooler maritime climates with winds off the sea. On low ground, fog is more likely to be accompanied by very light winds, and in stronger winds temperatures on low ground are usually higher than on high ground and so less often sub-zero. Localities where very large deposits of rime ice can build up include the hills and mountains of western Scotland, western Norway, western Japan, and Greenland.

The catch efficiency is greatest for objects with a small radius of curvature and therefore, ice collects most readily on such items as the supporting guys of a mast. In addition to the weight of ice, increased wind speed increases the strain on guys and cables. However, as the ice accumulates, the effective shape of the object changes and so alters the catch efficiency, which then becomes more difficult to define.

There are two types of rime, "hard rime" and "soft rime". Soft rime consists of white, feathery needles or spikes and is similar in appearance to hoar frost, though formed by a different process (the freezing of water droplets rather than water vapour). It is more likely to form than hard rime at extreme low temperatures or if winds are light and the liquid water content of the fog or cloud is low.

Hard rime is harder, denser and often less milky in colour than soft rime. It has a comb-like appearance similar to that of the icing of ships and shoreline structures by supercooled sea spray. Hard rime is more likely to form than soft rime when the temperature, wind speed and liquid water content of the fog or cloud are higher, albeit if the temperature is too high (within only a few degrees Celsius below freezing) glaze frost can form in preference to rime, especially in strong winds. There is also a dependence on size of object, small objects being more prone than large objects to hard rime rather than soft rime. The dependence of rime type on these factors is illustrated by Figure 9 and Table 10.

Table 10 – Meteorological parameters controlling atmospheric ice accretion [15]

Type of ice	Air temperature °C	Wind speed m/s	Droplet size	Water content in air	Typical storm duration
In-cloud icing					
Glazed	See Figure 9	See Figure 9	Medium	High	Hours
Hard rime	See Figure 9	See Figure 9	Medium	Medium	Days
Soft rime	See Figure 9	See Figure 9	Small	Low	Days
Precipitation icing					
Glaze (freezing rain or drizzle)	$-10 < t_a < 0$	Any	Large	Medium	Hours
Wet snow	$0 < t_a < +3$	Any	Flakes	Very high	Hours
NOTE Value t_a refers to the air temperature (dry-bulb °C).					

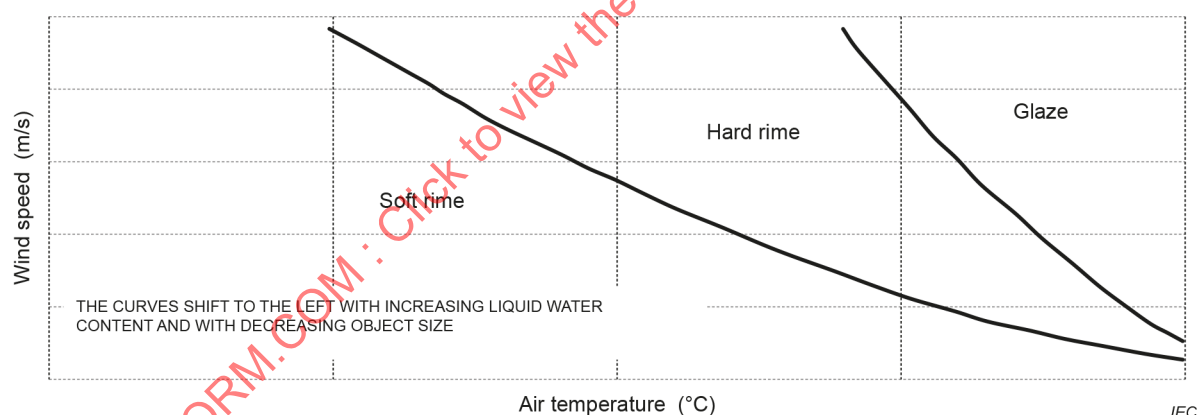


Figure 9 – Air temperature and wind speed criteria for the formation of different types of ice [1] [15]

7.4 Glazed frost (including freezing rain and freezing drizzle)

Both glazed frost and rime occur when supercooled water droplets strike an object at a temperature below freezing, however, glazed frost formation is confined to air temperatures within a few degrees below freezing and is favoured by stronger winds and larger droplet size (see Figure 9). Glazed frost, also known as black ice or glazed ice, is harder and denser than either rime or hoar frost and consists of a layer of clear ice. Its most well-known manifestation is when rain or drizzle falls on a freezing surface, typically but not necessarily, at the end of a prolonged period of severe frost, for example with the approach of a warm front. The smaller sized water droplets that make up cloud or fog more often produce rime icing but can produce glaze if the temperature and wind criteria indicated for glaze in Figure 9 are met. The ice deposit continues to grow until warmer air brings the temperature of the surface up to 0 °C. This type of ice is tough and hard to remove, and can reach a considerable thickness, although the conditions which favour its formation are normally transient and occur only infrequently.

Generally, snow is more likely than liquid precipitation at temperatures below freezing and liquid precipitation is confined to temperatures above $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ and unlikely at temperatures below $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

A prerequisite for freezing rain and freezing drizzle is a sub-zero surface layer of air to supercool the falling water droplets, with warmer air aloft at temperatures higher than $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, typically above a warm frontal surface. Freezing precipitation is rarer than rime and often restricted in area but affects low ground as much as high ground. In the northern hemisphere winter, it has a relatively high incidence (typically two days per year to four days per year, locally more) in eastern Canada and north-eastern United States where, occasionally, severe ice storms occur along the boundary between polar and tropical air masses. It also has similarly high incidence in parts of central and eastern Europe where cold but shallow continental air masses are sometimes overridden by mild, moist air masses from the Mediterranean or Atlantic. It should not be overlooked that in many Arctic regions, freezing rain is more likely to be a spring, summer or autumn phenomenon, as in winter the vertical profile of the atmosphere is usually too cold for precipitation to be of freezing rain rather than snow. Some locations towards the Arctic coastlines of Canada and the Russian Federation appear to be particularly prone to freezing rain in the northern hemisphere spring, summer and autumn.

7.5 Wet snow accretion

Wet snow merits specific mention under the heading of icing because in some parts of the world wet snow accretion is the dominant form of disruption due to icing.

Meteorological observations generally do not distinguish between dry snow and wet snow so that in addition to snow being observed, a further criterion is essential to estimate whether the snow is of the wet variety. Wet snow accretion is confined mostly to the narrow range of air temperatures $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$, within which precipitation can alternatively be of rain. Such snow has often begun to melt on its descent, resulting in high liquid water content and adhesive properties. At temperatures below freezing, dry snow is more likely and is less likely to adhere to structures. The rate of accretion of wet snow onto structures increases with precipitation rate and the density of accreted wet snow increases with wind speed.

The liquid water content of wet snow that has clung to structures will refreeze if temperatures subsequently fall below freezing point, as can well occur overnight after a snowfall.

The most prone regions for wet snow, occurring on over 45 days per year on average, include Iceland, the Falkland Islands, northern Scandinavia, and north-western Russia. More extreme cold climates are unlikely to experience this type of icing in their winter, when temperatures are too low, but can do so in their autumn, spring or summer. Hence parts of Alaska, northern Canada, Greenland, and the far north of Russia experience 10 days to 15 days with wet snow but confined to the summer half of the year.

7.6 Water content of fog and cloud at temperatures below $0\text{ }^{\circ}\text{C}$

Strictly, fog differs from cloud only in that fog is at the earth's surface whereas cloud is above the earth's surface; this leads to the ambiguity that a weather station below cloud level reports as cloud what a higher altitude weather station within this cloud reports as (hill) fog. The median diameter of supercooled cloud droplets is about $20\text{ }\mu\text{m}$, similar to that in freezing fog. However, not all types of fog and cloud are interchangeable in this way and there are important differences in the liquid water content of different types of fog and cloud.

As a generalization, the higher liquid water contents occur when the causative cooling and subsequent condensation of water vapour are due to the ascent of air. Except for hill fog, the various types of fog do not involve significant uplift of air, so that the liquid water content of most types of fog is typically lower than that of hill fog and many types of cloud, seldom exceeding $0,3\text{ g/m}^3$ and more typically approximately $0,05\text{ g/m}^3$.

A major exception to this rule is that in ice cloud, such as cirrus, liquid water content is, by definition, particularly low and typically only approximately $0,03 \text{ g/m}^3$, as is also the case for ice fog. However, the liquid water content of clouds composed of water droplets is typically approximately $0,3 \text{ g/m}^3$.

In extensive layered cloud associated with gradual frontal ascent, liquid water content can average approximately $0,5 \text{ g/m}^3$. Up to 2 500 m, for the more rapid ascent of air in convective clouds and in cloud or hill fog caused by forced ascent over high ground, the conversion of water vapour to liquid water is even more profuse and liquid water can exceed an average of 1 g/m^3 , with peak values as high as 3 g/m^3 at temperatures between 0°C and -10°C . In cumulonimbus clouds, liquid water content can be even more at higher altitudes (assuming still below the level at which glaciation of supercooled cloud droplets begins). The peak values in convective clouds usually last only a few minutes, but in layer cloud the maximum can be of much longer duration.

Freezing rain usually falls when the temperature is between 0°C and -4°C , with a liquid water content of around $0,15 \text{ g/m}^3$. Raindrops are likely to be of the order of 1 mm in diameter but can approach 5 mm on rare occasions.

7.7 Altitude variations

All the main types of ice can be experienced at any level, but for practical purposes only rime and glazed frost present a hazard to aircraft in flight. The free water content of ascending air can be estimated, and it is possible to show that this reaches maximum values of about 8 g/m^3 in tropical clouds at heights of about 8 km above the cloud base and at temperatures around -1°C . In temperate climates the maximum is approximately 5 g/m^3 at a height of about 6 km and temperature around -25°C .

Strong up-draughts favour the carrying upwards of substantial amounts of supercooled water, and therefore favour ice formation. It follows that icing is most likely in the region of active frontal clouds, at heights corresponding to temperatures between 0°C and -1°C or in convection clouds at even lower temperatures.

8 Wind

8.1 General

Clause 8 provides guidance on the natural occurrences of wind as well as the meteorological conditions which modify wind severity. "Wind" is air in motion relative to the Earth's surface. Commonly, the term refers only to the horizontal component of air motion, but air motion can also have a vertical component, usually termed the "vertical wind". The vertical component of air motion is mostly relatively small, especially near the Earth's surface, but locally can be strong and erratic enough to pose a hazard to aircraft, as in the vicinity of cumulonimbus clouds.

Horizontal wind exists because of inequalities in atmospheric pressure between locations of the same altitude. Winds transfer air from regions of relatively high atmospheric pressure to regions of relatively low atmospheric pressure, attempting to restore pressure equilibrium. However, winds only blow directly from high to low atmospheric pressure near the equator, as elsewhere wind direction is modified by the Coriolis force arising from the Earth's rotation. Topographical features also exert a steering influence on the wind. Wind speeds are usually greater over the sea and exposed coastlines, exposed hills or mountains and smooth flat terrain. Wind velocities are not associated with the climatic zones, used for temperature and humidity, as defined in IEC 60721-2-1.

Clause 8 deals entirely with winds in the lowest 600 m or so of the atmosphere; that is, the layer in which the influence of the earth's surface friction on air motion is appreciable. Above, around 600 m, the wind loses the influence of surface friction and winds at altitudes of several kilometres can bear little resemblance to those within the first few hundred metres above the surface. However, at those higher altitudes, jet streams are only one feature of the winds.

8.2 Mean wind speed

8.2.1 General

Wind is subject to fluctuations on a variety of time scales from a fraction of a second (e.g. turbulence) to many days (e.g. the life span of anticyclones and depressions) and even seasons (e.g. the life span of monsoon wind systems). However, there is a major gap in the wind power spectrum [16] for durations between approximately 10 min and 2 h, as illustrated by Figure 10. By convention, the duration over which a mean wind speed is derived is within this gap, usually 10 min or 1 h. Hence, the turbulence responsible for the "small scales" peak in the wind power spectrum is averaged out. The subsidiary peak in Figure 10, at just over 10 h duration, is the diurnal cycle, winds over land being generally stronger in daytime than at night.

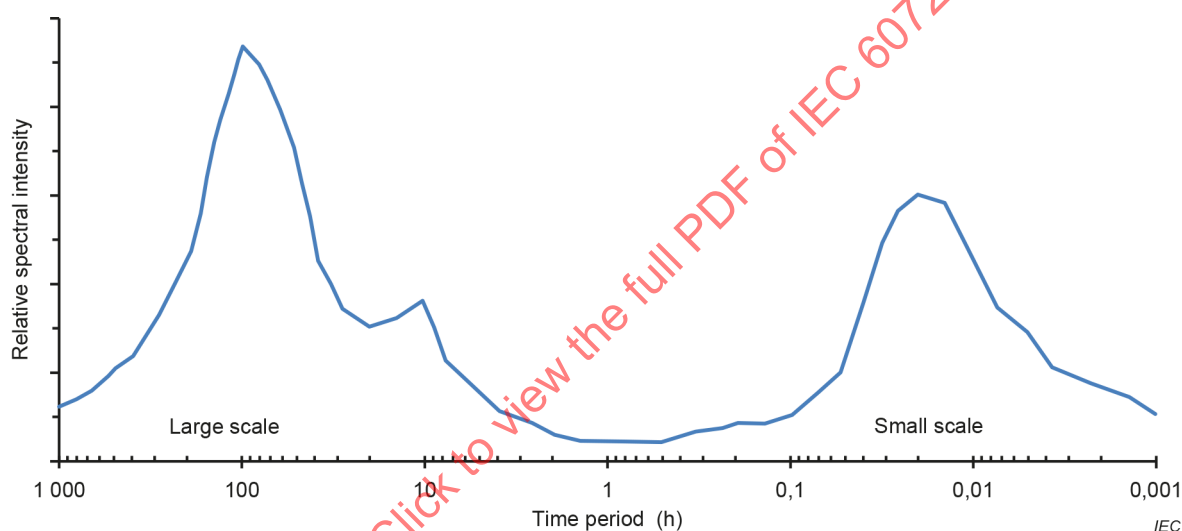


Figure 10 – Power spectrum of wind speed fluctuations [1]

Changes in mean wind speed witness the passage (or life cycle) of systems contributing to the large-scale peak in the wind power spectrum of Figure 10. On shorter time scales the wind speed fluctuates about the mean wind speed, the amplitude of this fluctuation being most commonly indicated by a separate parameter, the maximum gust speed over each hourly or 10 min averaging period. To obtain this gust speed, the wind speed is averaged over a much shorter period, determined by the response time of the instrumentation used, generally one to three seconds.

Large variations in both mean wind speed and gustiness can occur between places a short distance apart, depending on such factors as surface roughness, topographical exposure and urban effects, and it is not possible to indicate all the special problems which arise. The separation distance of wind recording stations is generally much greater than the spatial scale of these variations, so that data for a specific location of interest are often not available. This document provides data relating to mean winds and gustiness.

8.2.2 Variation of mean wind speed with height

In the lowest levels of the atmosphere friction with the earth's surface is the dominant feature so that, in general, the mean wind speed increases with increasing height above ground up to about 600 m, above which the variation becomes primarily dependent on factors other than friction. Since the measured wind depends on height above ground, all values given have been reduced to their equivalents at the World Meteorological Organization (WMO) standard height of 10 m.

To derive speeds at other altitudes, provided the wind is moderately strong, the following relationship may be used as an approximation.

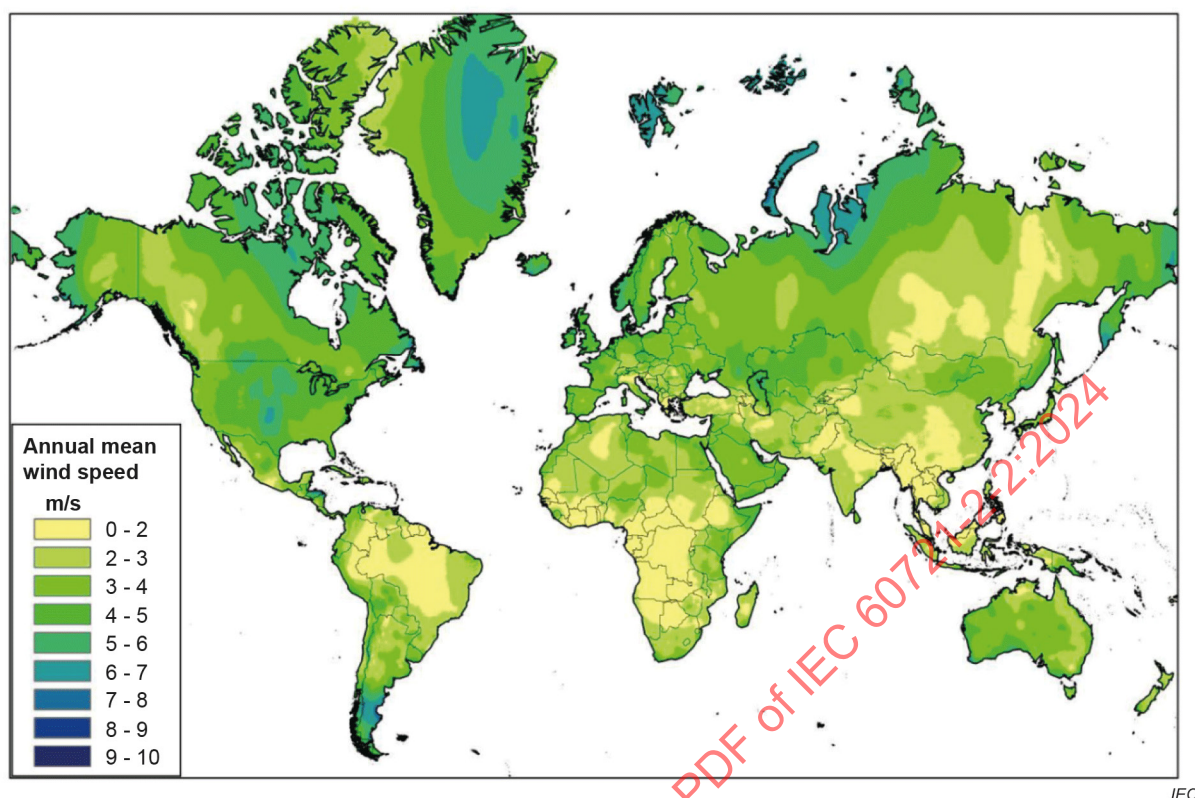
$$V_H / V_{10} = (H/10)^\alpha \quad (6)$$

where

V_H and V_{10} are the mean wind speeds at H and 10 m above ground respectively;

α is a factor which varies according to the terrain and, typically between 0,1 to 0,4.

The value of the factor α in the above varies according to the terrain type. The lower value of the factor α corresponds to smooth surfaces or open water and the higher value corresponds to densely urban areas with tall buildings. Strictly, the value of α is also a function of atmospheric stability and therefore varies from day to day and with time of day, values outside the range 0,1 to 0,4 being possible in unstable air over open water and in stable air over urban areas. For general use, a value of 0,14 is often adopted although; to be accurate, this is only appropriate for flat grassland or parkland with few obstructions and averaged over all atmospheric conditions. When using the relationship for urban terrain, the reference plane (the equivalent of the ground in open flat terrain) is not street level but, rather, a height between street level and average building height, typically approximately 25 m for city centres.



IEC

Figure 11 – Annual mean 10 m wind speed (m/s) for global land areas, averaged over the period 1961 to 1990 [1]

At the standard height of 10 m above the earth's surface, wind speed is greatly reduced by surface frictional resistance, depending on the nature of the surface, so that the spatial variation in windiness is rather different from that at 600 m. In particular, surface friction over the land is much greater than over the sea. This means that, when the global field of surface friction is combined with the average global distribution of atmospheric pressure, the strongest winds by far are over temperate latitude oceans. This is illustrated clearly on the global map of annual average surface (10 m altitude) wind speed at Figure 11. Further substantial variations in surface frictional resistance occur over the land alone; for instance urban and forested areas have higher surface resistance and lighter winds than open country.

Within Figure 11, a latitudinal band of less strong winds is clearly visible across the North American and Eurasian continents, from Alaska to Newfoundland and from Norway, Sweden and Finland across much of the Russian Federation to Kamchatka, coincident with the extensive coniferous forests that stand immediately to the south of the smoother Arctic tundra regions, where tree growth is hampered by the shortness of the growing season. Likewise, in some equatorial regions such as the Amazon basin, the lack of wind is accentuated by extensive rain forest. Also visible in Figure 11, mainly over the oceans, are the stronger winds of the two sub-tropical belts of "trade winds" that converge on the equatorial convergence zone of light winds.

Over land (mainly), further variations in surface wind speed (and direction) are caused by topographical effects and the degree of exposure. Over mountainous areas, Figure 11 should be treated with caution, as local exposure is particularly variable and impossible to resolve, mountain tops being particularly exposed, but valleys often sheltered, albeit they can act as wind corridors. Major mountain chains, such as the Rockies of North America, also tend to act as a barrier to airflow, deflecting it to either side.

8.2.3 Frequency of winds

In order to establish illustrative worldwide percentile, mean wind velocities and frequency of occurrence, a total of 66 locations, shown in Figure 12, have been selected. These locations have no relationship with the climatic zones defined in IEC 60721-2-1. This is because the global climatology of wind speed bears little relationship to the geographical distribution of climate zones, defined by temperature and humidity. Indeed, it would be misleading to assign a characteristic wind speed profile to each of these zones.

The wind speed information, for the 66 locations selected, arise from a database created by a collaborative development by the UK Met Office Hadley Centre [17] and the USA's National Climate Data Centre (NCDC). It has a sub-daily time resolution and a degree of automated quality control, using a wide range of tests. The data are winds averaged over a 10 min period prior to each observing hour and represent a height of 10 m above the ground. The sampling interval varies, being mostly between 1 h, 3 h and 6 h, both between stations and, in some cases, within an individual station record.

Although quality control of the wind data is limited, it still represents a large improvement on the international wind data stored without quality control. Additionally, the frequency of observation and total number of observations varies greatly between stations. Therefore, some additional quality control was carried out prior to processing the data, to remove obvious outliers and other, more subtle, erroneous values with a priori knowledge of the likely wind climate of different parts of the world, the likely highest wind speeds that can occur. This also involved investigating published information from various national meteorological services to verify extremes. Although care has been taken not to eliminate genuine extreme values, it is likely that one or two spurious extreme values can remain. This is because, within the range of commonplace wind speeds, spurious values are difficult to distinguish from genuine ones.

Prior to the calculation of the percentiles for all 66 locations, a smaller study was carried out [18] to investigate whether the variable observing pattern had an effect upon the resulting percentile values. This smaller study indicated that there is very little difference between results for different sample intervals; most percentiles are identical but an occasional difference of only 0,5 m/s is seen at the higher speeds. This gives confidence that the difference in the observing pattern within a dataset will have little effect upon the final percentiles.

All the extracted wind data were extracted and analysed [19] [20] [21], regardless of observing regime, to produce the 1 %, 5 %, 25 %, 50 %, 75 %, 95 % and 99 % percentile wind speeds for the 66 locations. Table 11 shows the measurement station number (as shown in Figure 12), the station name, the continent it is located on, its latitude, longitude, and elevation as well as the observation rate and total number of observations. Table 12 shows 50 %, 75 %, 95 % and 99 % percentile wind speed and also shows the percentage frequencies of measured wind speeds equalling or exceeding given thresholds. The 99 % percentile wind speeds represent conditions which will, on average, be equalled or exceeded for 3,6 days per year. The percentage frequencies of measured wind speeds include occurrences as low as 0,1 % or 8,7 h per year.



Figure 12 – Measurement stations with station numbers

Table 11 – Details of stations, their location, elevation, observation rate and total number of observations [19]

Station No.	Station name	Location and elevation			Continent	Observations	
		Latitude (degrees North)	Longitude (degrees East)	Elevation m		Per day	Total number
10250	Tromso/Langnes	69,683	18,917	10	Europe	12 or 24	353 044
23660	Sundsvall/Harnosand	62,517	17,45	8		8	252 450
31000	Tiree	56,5	–6,883	9		24	368 772
40300	Reykjavik	64,132	–21,933	14		24	353 275
225830	Kojnas	64,75	47,65	64		24	113 283
276120	Moskva	55,833	37,617	156		8	118 133
71490	Orly	48,717	2,383	90		24	372 252
83480	Ciudad Real	38,983	–3,917	629		8	145 542
123750	Warszawa-Okecie	52,167	20,967	106		24	367 048
171290	Etimesgut	39,95	32,683	806	Asia	8 or 24	280 422
230740	Dudinka	69,4	86,167	19		8 or 24	99 670
246880	Ojmjakon	63,25	143,15	745		8	108 779
255630	Anadyr	64,783	177,567	61		8	196 865
286610	Kurgan	55,467	65,4	79		8	114 283
307100	Irkutsk	52,267	104,317	469		8	227 089
348800	Astrahan	46,283	48,05	–23		8	116 171
402700	Amman A/P	31,983	35,983	779		24	295 538
408310	Abadan	30,367	48,25	6		8 or 24	156 650
413160	Salalah	17,033	54,083	23		4, 8 or 24	266 146
408290	Zabol	31,05	61,483	489		4 or 8	101 453
424920	Patna	25,6	85,1	60		4 or 8	151 095
432950	Bangalore	12,967	77,583	921		8	109 582
476620	Tokyo	35,683	139,767	36		8	277 178
486650	Malacca	2,267	102,25	9		8	190 582
514310	Yining	43,95	81,333	664		8	121 695
541610	Changchun	43,9	125,217	238		8	195 728
555910	Lhasa	29,667	91,133	3 650		8	119 691
594310	Nanning	22,633	108,217	126		8	231 734
606110	In-Amenas	28,05	9,633	563	Africa	8	205 555
616410	Dakar/Yoff	14,733	–17,5	24		8 or 24	293 958
623930	Asyut	27,05	31,017	70		8	145 702
637230	Garissa	–0,467	39,633	147		4 or 8	141 834
644500	Brazzaville/Maya-M	–4,25	15,25	319		8 or 24	211 266
647000	Ndjamena	12,133	15,033	295		4 or 24	200 048
653870	Lome	6,167	1,25	25		2 or 24	188 443
681120	Hosea Kutako Intl A/P	–22,483	17,467	1 700		4 or 24	136 894
682620	Pretoria-Eendracht	–25,733	28,183	1 236		4 or 24	131 729

Station No.	Station name	Location and elevation			Continent	Observations	
		Latitude (degrees North)	Longitude (degrees East)	Elevation m		Per day	Total number
702670	Fortt Greely/Allen AAF	–63,994	145,721	388	North America	24	354 403
711410	Gateshead Island	70,633	–100,267	20		24	339 463
711820	Churchill Falls	53,567	–64,099	440		24	346 068
718670	The Pas A/P	53,967	–101,1	270		24	369 534
719150	Coral Harbour A/P	64,2	–83,367	64		24	358 457
722050	Orlando/Jetport	28,434	–81,325	32		24	376 566
722436	Houston/Ellington	29,617	–95,167	10		24	338 740
722780	Phoenix/Sky Harbor	33,428	–112,004	337		24	376 285
725090	Boston/Logan Intl	42,361	–71,011	9		24	372 652
725340	Chicago/Midway	41,786	–87,752	189		24	365 423
726620	Rapid City/Regional	44,043	–103,054	966		24	374 512
727930	Seattle-Tacoma Intl	47,444	–122,314	132		24	376 511
42020	Pituffik (Thule AB)	76,533	–68,75	59	Greenland	24	371 121
43200	Danmarkshavn	76,767	–18,667	12		8	166 742
43900	Prins Christian Sun	60,05	–43,167	75		8	158 067
825790	Teresina A/P	–5,05	–42,817	67	South America	8 or 24	261 959
833620	Cuiaba A/P	–15,65	–56,1	188		12 or 24	201 186
837550	Rio De Janeiro A/P	–22,9	–43,167	3		8 or 24	259 662
856290	Curico	–34,967	–71,233	225		8 or 24	108 756
859720	Isla Diego Ramirez	–56,5	–68,667	42		8	65 548
875820	Buenos Aires A/P	–34,567	–58,417	6		24	290 437
844550	Tarapoto	–6,5	–76,367	282		24	142 347
889030	Grytviken South Georgia	–54,284	–36,496	3	South Atlantic	4	67 774
931190	Auckland A/P	–37,017	174,8	6	Australasia	4 or 24	259 793
941200	Darwin A/P	–12,417	130,883	31		8 or 24	276 370
943320	Mount Isa A/P	–20,678	139,488	341		8	190 435
944300	Meekatharra A/P	–26,614	118,537	522		8 or 4	158 425
944800	Marree Comparison	–29,65	138,067	51		12 or 24	120 408
947670	Sydney A/P AMO	–33,933	151,183	6		8 or 24	299 114

Table 12 – Percentile mean wind speed and percentage frequencies of measured wind speeds for each station [19] [20] [21]

Station No.	Station name	Continent	Percentile mean wind speed (m/s)				Percentage frequencies of measured mean wind speeds, at 10 m elevation, equalling or exceeding given thresholds								
			50 %	75 %	95 %	99 %	≥ 5,0 m/s	≥ 10,0 m/s	≥ 15,0 m/s	≥ 22,0 m/s	≥ 25,0 m/s	≥ 28,0 m/s	≥ 32,0 m/s	≥ 36,0 m/s	≥ 40,0 m/s
10250	Tromsø/Langnes	Europe	3,6	6,1	10	13	37,713	5,595	0,342	0,003	-	-	-	-	-
23660	Sundsvall/Harnosand		2,6	4,1	7,2	9,8	19,702	0,961	0,025	-	-	-	-	-	-
31000	Tiree		6,7	9,8	14,4	18	70,474	23,290	3,771	0,117	0,026	0,003	-	-	-
40300	Reykjavik		5,1	7,7	12,9	17	51,440	13,279	2,272	0,124	0,022	0,006	-	-	-
225830	Kojnas		2	3	5	7	6,509	0,031	-	-	-	-	-	-	-
276120	Moskva		2	3	6	8	11,010	0,278	0,008	-	-	-	-	-	-
71490	Orly		3,6	5,1	8,2	10,8	31,672	1,520	0,061	0,001	-	-	-	-	-
83480	Ciudad Real		1,5	3,1	5,7	8,2	9,672	0,315	0,012	-	-	-	-	-	-
123750	Warszawa-Okecie		3,1	5,1	8	10	32,321	1,217	0,037	-	-	-	-	-	-
171290	Etimesgut		1,5	3,6	6,7	9,3	14,662	0,781	0,045	0,001	0,001	0,001	-	-	-
230740	Dudinka	Asia	5	6	10	14	50,969	6,548	0,701	0,012	-	-	-	-	-
246880	Ojmjakon		1	2	5	7	5,064	0,073	0,001	-	-	-	-	-	-
255630	Anadyr		6	8	15	22	64,064	16,695	5,372	1,114	0,506	0,216	0,081	0,017	0,006
286610	Kurgan		4	6	8	11	40,520	2,531	0,231	0,004	0,003	0,002	-	-	-
307100	Irkutsk		3	4	8	10	92,856	20,796	1,555	0,037	-	-	-	-	-
348800	Astrahan		3	5	8	10	94,566	32,403	1,966	0,144	0,003	-	-	-	-
402700	Amman A/P		2,6	4,1	7,7	10,3	66,299	23,618	1,390	0,100	0,001	-	-	-	-
408310	Abadan		3	5,1	8,2	11,3	72,054	30,951	2,885	0,087	-	-	-	-	-
413160	Salalah		2,6	4,6	7,2	9,3	92,076	20,251	0,534	0,019	-	-	-	-	-
408290	Zabol		5	9,3	14	18	52,617	21,755	4,375	0,158	0,040	0,002	-	-	-
424920	Patna		1	2,6	5,1	6,2	6,639	0,044	-	-	-	-	-	-	-
432950	Bangalore		1,5	2,6	4,1	5,7	2,410	0,001	-	-	-	-	-	-	-
476620	Tokyo		3,1	4,1	6,2	8,7	15,260	0,328	0,007	-	-	-	-	-	-
486650	Malacca		1,5	2,6	4,6	6,2	3,983	0,001	-	-	-	-	-	-	-
514310	Yining		1	2	4	7	4,807	0,254	0,020	-	-	-	-	-	-
541610	Changchun		3	5	8	12	26,780	2,598	0,284	0,009	0,001	-	-	-	-
555910	Lhasa		2	3	5	7	5,712	0,107	0,004	-	-	-	-	-	-
594310	Nanning		2	3	5	6	5,210	0,063	0,003	-	-	-	-	-	-

Station No.	Station name	Continent	Percentile mean wind speed (m/s)				Percentage frequencies of measured mean wind speeds, at 10 m elevation, equalling or exceeding given thresholds									
			50 %	75 %	95 %	99 %	≥ 5,0 m/s	≥ 10,0 m/s	≥ 15,0 m/s	≥ 22,0 m/s	≥ 25,0 m/s	≥ 28,0 m/s	≥ 32,0 m/s	≥ 36,0 m/s	≥ 40,0 m/s	
606110	In-Amenas	Africa	4,1	6,2	10,3	13,4	43,311	5,470	0,515	0,019	0,004	-	-	-	-	
616410	Dakar/Yoff		4,1	5,7	8,2	9,8	40,464	0,662	0,012	-	-	-	-	-	-	
623930	Asyut		3,6	5,7	8,2	10,3	34,405	1,579	0,048	-	-	-	-	-	-	
637230	Garissa		3,1	5,1	9,3	12,9	34,550	4,131	0,262	0,004	-	-	-	-	-	
644500	Brazzaville/Maya-M		2	2,6	4,1	5,7	2,221	0,059	-	-	-	-	-	-	-	
647000	Ndjamena		3,1	4,1	7,2	8,8	21,771	0,338	0,006	-	-	-	-	-	-	
653870	Lome		3,1	4,6	6,7	8,2	24,528	0,068	0,002	-	-	-	-	-	-	
681120	Hosea Kutako Intl A		2,6	4,1	6,7	9,3	16,465	0,698	0,040	0,002	0,002	0,001	0,001	-	-	
682620	Pretoria-Eendracht		1,5	2,1	4,1	5,7	2,717	0,036	0,002	-	-	-	-	-	-	
702670	Ft Greely/Allen AAF		3	5,7	11,3	14,9	29,817	8,739	0,788	0,004	-	-	-	-	-	
711410	Gateshead Island	North America	3,1	5,1	6,7	8,7	25,994	0,331	0,014	-	-	-	-	-	-	
711820	Churchill Falls		4,1	6,1	10,2	15,4	37,535	5,558	1,191	0,194	0,081	0,032	0,006	0,002	-	
718670	The Pas A/P		3,6	5,1	8,2	10,8	30,284	1,651	0,026	-	-	-	-	-	-	
719150	Coral Harbour A/P		4,6	7,2	11,3	15,4	49,220	8,532	1,082	0,026	0,008	0,001	-	-	-	
722050	Orlando/Jetport		3,1	4,6	7,2	9,3	22,478	0,422	0,016	0,001	0,001	-	-	-	-	
722436	Houston/Ellington		2,6	4,6	7,2	8,8	22,690	0,414	0,011	0,002	-	-	-	-	-	
722780	Phoenix/Sky Harbor		2,6	3,6	6,2	8,2	11,357	0,338	0,009	-	-	-	-	-	-	
725090	Boston/Logan Intl		5,1	6,7	9,3	11,8	51,920	3,472	0,131	0,003	-	-	-	-	-	
725340	Chicago/Midway		4,1	5,7	8,7	10,3	41,177	1,901	0,034	0,001	0,001	-	-	-	-	
726620	Rapid City/Regional		4,1	6,7	11,8	15,5	40,074	8,903	1,299	0,031	0,003	-	-	-	-	
727930	Seattle-Tacoma Intl	3,1	4,6	7,2	9,3	21,983	0,503	0,008	-	-	-	-	-	-		
42020	Pituffik (Thule AB)	Greenland	3,1	4,6	9,3	14,9	21,817	4,454	0,956	0,112	0,039	0,014	0,004	0,002	0,001	
43200	Danmarkshavn		3,1	6,2	12,3	19,5	34,588	8,509	2,563	0,593	0,226	0,083	0,014	0,004	-	
43900	Prins Christian Sun		5,1	9,8	18	24,2	53,394	24,332	9,498	2,021	0,845	0,274	0,043	0,006	-	

Station No.	Station name	Continent	Percentile mean wind speed (m/s)				Percentage frequencies of measured mean wind speeds, at 10 m elevation, equalling or exceeding given thresholds									
			50 %	75 %	95 %	99 %	≥ 5,0 m/s	≥ 10,0 m/s	≥ 15,0 m/s	≥ 22,0 m/s	≥ 25,0 m/s	≥ 28,0 m/s	≥ 32,0 m/s	≥ 36,0 m/s	≥ 40,0 m/s	
825790	Teresina A/P	South America	1	2,1	4,1	5,1	1,608	0,021	0,003	-	-	-	-	-	-	
833620	Cuiaba A/P		2,1	3,1	5,7	7,7	10,796	0,182	0,002	0,001	-	-	-	-	-	
837550	Rio De Janeiro A/P		2,6	4,1	6,2	8,2	15,693	0,210	0,003	-	-	-	-	-	-	
856290	Curico		2,5	3,6	5,7	7,7	11,746	0,340	0,043	0,001	-	-	-	-	-	
859720	Isla Diego Ramirez		7,7	12,9	18	23,2	75,606	40,874	16,081	1,724	0,815	0,284	0,084	0,040	0,011	
875820	Buenos Aires A/P		4,1	5,7	9,3	11,3	39,191	3,172	0,117	-	-	-	-	-	-	
844550	Tarapoto	South Atlantic	0	0	4,1	6,7	3,874	0,133	0,001	-	-	-	-	-	-	
889030	Grytviken South Georgia		3,6	7,2	11,8	15,4	42,381	10,823	1,592	0,161	0,071	0,024	0,007	0,001	-	
931190	Auckland A/P	Australasia	4,6	6,7	10,3	12,9	46,107	5,800	0,202	-	-	-	-	-	-	
941200	Darwin A/P		3,1	4,6	7,2	9	24,329	0,402	0,007	-	-	-	-	-	-	
943320	Mount Isa A/P		3,6	5,1	7,2	8,7	25,063	0,239	0,001	-	-	-	-	-	-	
944300	Meekatharra A/P		3,6	5,1	7,7	9,3	31,453	0,541	0,009	-	-	-	-	-	-	
944800	Marree Comparison		3,6	5,7	9,8	12,9	31,990	4,136	0,451	0,023	-	-	-	-	-	
947670	Sydney A/P AMO		4,1	6,7	10,3	12,9	41,088	5,366	0,196	0,001	-	-	-	-	-	

The stations, shown in Figure 12 and Table 11 and Table 12 are mostly grouped by continent. However, Russia spans parts of both Asia and Europe and consequently not all the Russian stations are tabulated together. Also, measurements for Greenland have been separated from those for North America as they are somewhat greater. For a similar reason the measurement for South Georgia, located towards the middle of the south Atlantic has been separated from those of South America.

8.3 Gustiness

8.3.1 General

Gustiness results mainly from the roughness of the Earth's surface and is accentuated when the air flows over trees, buildings and other obstacles. However, it is also a feature of the eddies developed by convective currents and such currents form most readily when temperature near the surface falls off rapidly with height, i.e. usually during the hottest part of the day. Gustiness over land is therefore usually more pronounced by day than by night, whilst over the sea, where frictional effects and the diurnal temperature range are both small, gustiness is relatively slight at any time of day and is usually associated with convection which develops when cold air flows over warmer sea.

8.3.2 Gust factor

No gust speeds are archived within the dataset discussed previously. However, estimates of average gust speeds and maximum gust speeds can be established using gust factors and gust ratios as set out below. These factors and ratios can be used with the dataset discussed previously as well as any measured wind speeds averaged over a 10 min period at a height of 10 m above the ground.

Mean wind speeds can be converted to gust speeds by multiplying the mean wind speeds by a "gust factor". The actual value of this factor will be dependent upon the roughness of the land or sea surface area upwind of the site. Typical gust factors are presented in Table 13. In mathematical terms the roughness of the terrain is represented by an aerodynamic roughness parameter which, in turn, determines the gust factor. Cook [22] contains a detailed discussion of the impact of surface roughness on both gust speeds and mean wind speeds, including a subjective method of assessing the surface roughness for a measurement location by viewing its surrounding terrain.

Table 13 – Terrain type and gust factor [1]

Aerodynamic roughness parameter	Terrain type	Gust factor
0,01	Flat open terrain, no buildings	1,47
0,03	Typical airfield site, fairly open	1,54
0,1	A few obstructions such as trees and a few buildings	1,67
0,3	Urban area, many buildings	1,82
NOTE The gust factor values are intended to be applicable to the measured wind speeds of Table 12.		

8.3.3 Gust ratios

The ratio of the maximum speed of a gust to the mean wind speed is known as the gust ratio and provides a measure of gustiness of the wind. This ratio depends not only on the locality, terrain and prevailing meteorological conditions, but also on the period over which the gust speed is measured. The use of gust ratios as a means of estimating gust wind speeds permits the application of a more generic approach than the use of the simple gust factor presented within Table 14.

Table 14 – Ratio of the probable maximum gust speed, averaged over time, to the mean hourly wind speed for level sites in open country [1]

Ratio of the probable maximum gust speed, averaged over time (<i>t</i>), to the mean hourly wind speed										
Time (<i>t</i>)	1 h	10 min	1 min	30 s	20 s	10 s	5 s	2 s	1 s	0,5 s
Gust ratio	1,00	1,06	1,24	1,32	1,36	1,43	1,48	1,54	1,57	1,60

For level sites in open country Table 15 gives the ratio of the probable maximum gust averaged over time (*t*), to the mean hourly wind speed. These ratios are probably too high for open coastal exposures but will be too low for city and urban situations, and may be rather low for open, but not level, rural exposures; the ratios given in Table 15 have therefore been proposed for estimating maximum speeds over 1 min, 30 s and 10 s respectively, using a known mean hourly wind speed.

Table 15 – Suggested ratios for estimating maximum gust speed over short periods from a known mean hourly wind speed

Location	Suggested ratios for estimating maximum gust speed over short periods from a known mean hourly wind speed		
	1 min	30 s	10 s
Open rural exposures	1,25	1,33	1,45
Urban and city exposures	1,45	1,60	1,80

Since the gust ratio is largely determined by the roughness of the terrain, an indication of this roughness can be obtained from the ratio of the maximum gust measured over three seconds to the mean hourly wind speed, both determined from many years of data, and knowing this ratio, it is possible to calculate the maximum for any time interval up to one hour, using the factors shown in Table 16. Owing to the dependence of the gust ratios on terrain there can be some slight differences between the values in Table 14, Table 15 and Table 16.

Table 16 – Factors for calculating maximum mean wind speed for various intervals using the mean speed measured over the hour [1]

Ratio Maximum 3 s gust/mean hourly speed	Conversion factors					
	10 min	1 min	30 s	15 s	10 s	3 s
1,4	1,05	1,17	1,22	1,27	1,30	1,40
1,5	1,05	1,20	1,26	1,33	1,37	1,50
1,6	1,06	1,23	1,30	1,38	1,43	1,60
1,7	1,06	1,25	1,34	1,44	1,50	1,70
1,8	1,06	1,27	1,37	1,48	1,55	1,80
1,9	1,06	1,28	1,39	1,52	1,60	1,90
2,0	1,06	1,29	1,42	1,56	1,66	2,00
2,1	1,06	1,30	1,44	1,60	1,71	2,10

8.3.4 Variation of gust speed with height

The adjustment for height above ground level set out previously also applies reasonably well for maximum gust speeds. However, the variation of gust speed with height is somewhat less than that with the mean wind speed; the value of α for 3 s gusts in flat open country being about 0,09. In built-up areas the simple power law is not valid within the first 30 m above rooftops, but in the 30 m to 200 m layer the variation accords well with a value for α of 0,1.

8.4 Effects of topography

Topography can influence both wind direction and speed to a considerable extent, but it is not easy to make allowances for these effects when extracting wind data for a particular place. Any allowances should be based on approximations gained from general experience rather than on specific observations. Some examples are given in the following:

- a) Coastal exposures. The speed of an onshore wind decreases steadily inland; even in the case of flat coastlines, a notable reduction in wind speed can be observed within 10 km of the coast. If tall structures form a wind break along the shore, a comparable reduction in wind speed can occur within a few hundred metres of the sea. For winds off the sea the gust ratio for 3 s gusts is about 1,5, compared with 1,75 for offshore winds.
- b) Hill and mountain tops. On hills which rise sharply from level country, or from the sea, mean wind speeds at the hilltop are little different from those upwind at the same level in the free air. They are therefore considerably greater than at the base of the hill, but with gentler slopes this difference will be less marked. Gust wind speeds at the top of a hill will also be greater than on the low ground, but this increase will be less than that of the mean wind speed.
- c) Valley winds. When winds blow along, rather than across, a valley, a funneling effect can cause the wind speed in the valley to be greater than over level terrain. The most extreme effects are likely if the valley has steep sides, narrowing down wind and leads up to a pass in the hills or to low-lying country beyond the high ground. The presence of a valley can also distort the direction of the general airflow by acting as a guide or channel.
- d) Shelter given by high ground. Mean wind speeds in the lee of hills are often reduced by the shelter of the high ground but gustiness can still be appreciable and lee waves can develop in suitable conditions, to give strong down-slope winds. These lee waves are stationary airwaves, set up under certain distributions of temperature and wind shear, when hills disturb the general air flow.
- e) Trees and buildings. Trees and buildings can act as efficient wind breaks reducing the mean hourly wind speeds by some 5 m/s below those in the surrounding open country and reducing the strength of short period gusts. Thus, built-up and wooded regions have lower mean wind speeds but higher gust ratios than those in level country.
- f) Special topographical winds. In many parts of the world particular winds have been given local names. Most of these are caused or accentuated by topographical effects, and many of them occur in mountainous country, often close to the sea, where rapid changes of temperature and topography are encountered over short distances. Examples of special winds include those channelled down valleys, such as the Bora of the Adriatic and the Mistral of the Rhône valley, and those affecting more extensive lengths of coast, such as the Berg of South Africa and the Piteraq winds of Greenland.

8.5 Wind types and extreme winds

Worldwide there are a number of extreme wind conditions of different types. A number of these are explained below:

- a) Cyclone. The general term "cyclone" describes an area where atmospheric pressure is lower than in surrounding areas and the general flow of air is anti-clockwise north of the equator but clockwise in the southern hemisphere. Low-pressure systems that cause strong wind conditions may be classified but the definitions are not always exclusive, and names vary from region to region.
- b) Depressions or lows. These terms are applied to cyclones of middle and high latitudes or weak tropical cyclones. These features range in size from a few hundred to around 2 000 km diameter and, in temperate latitudes, usually move west to east. Widespread and sustained strong winds are possible especially over the North Atlantic, the southern oceans south of about 40° S, and exposed coastal regions. In these regions winds can exceed 14 m/s for 10 % to 25 % of the year.
- c) Tropical storms or tropical cyclones. Cyclones generated over warm tropical oceans usually move east to west but tend to recurve away from the equator. Wind speeds are normally 17 m/s to 32 m/s, i.e. more than gale but less than hurricane force.

- d) Hurricanes. By definition a tropical storm becomes a hurricane (or typhoon, cyclone, etc.) if wind speeds are 33 m/s or more; the upper limit is unknown, but speeds of 103 m/s have been reliably reported. Hurricanes often travel at 15 km/h to 30 km/h but can exceed 50 km/h especially in higher latitudes and can last from two days to three weeks.
- e) Whirlwinds. These narrow revolving windstorms occur commonly over most of the world. Many are small, innocuous, transient features but some are devastatingly destructive owing to the combined effects of wind strength, twisting and suction. The most extreme phenomena, usually called tornadoes, are often associated with thunderstorms, and can occur as a group or family of storm cells. The area most frequently affected by tornadoes is the USA where 700 to 1 200 are reported each year. As in other parts of the world the most common type of tornado lasts only a minute or two and causes little damage. The path of destructive tornadoes is often 100 m to 700 m wide, the track length less than 25 km and the duration perhaps 30 min. The most devastating tornadoes (perhaps 2 % of total) can be 1,5 km to 2 km wide along a track up to 450 km long and lasting 2 h to 4 h. The upper limit of wind speeds is unknown but recent estimates suggest a figure around 140 m/s. The chance of a single location of 2,5 km² being affected by a tornado in any year is less than 1 in 1 000, even in the most vulnerable parts of the USA, and the chance of a location in Northwest Europe being affected is estimated at less than 1 in 10 000, a return period of 1 in at least 20 000 years. Whirlwinds that occur on a small scale in many parts of the world can also be vigorous enough to raise dust or even water to be visible as a dust devil or a waterspout.
- f) Non-rotating phenomena. Violent winds can also occur in polar regions where the katabatic outflow from an ice plateau such as Greenland, enhanced by a strong synoptic pressure gradient in the same direction and funnelling along a topographic corridor, has been known to reach a speed of 90 m/s. Elsewhere in the world squalls associated with a downburst of air from a thunderstorm can locally generate winds of 50 m/s at the surface.

Table 17 tabulates, in general terms, the speed and the temporal and spatial scales of meteorological wind systems. In this table, timescales represent the life span of the system, not the duration for which a given location is affected. For systems that are not approximately symmetrical, the spatial scale refers to the longest distance across. The approximate maxima of identifiable systems are 600 h life and a diameter of 3 000 km. Quoted wind speeds refer to sustained wind speeds and it should be expected that gusts exceed these speeds. The upper limits quoted for sustained speeds represent rare or localized extremes but not necessarily the absolute extremes.

Table 17 – Spatial and temporal scales of meteorological wind systems plus characteristic wind speed ranges

Spatial and temporal scales of meteorological wind systems			
Wind system	Spatial scale range km	Time scale range	Wind speed range m/s
Dust devil	0,000 5 to 0,10	1 min to 30 min	7 to 40
Waterspout	0,01 to 0,20	1 min to 30 min	18 to 85
Tornado	Diam.: 0,01 to 2,0 Track: 1 to 450	5 min to 240 min	18 to 140
Squalls	1 to 20	1 min to 60 min	11 to 50
Outflow from ice cap (e.g. Greenland coast)	Up to several hundred km	1 h to 48 h	10 to 40 (locally up to 90)
(Multicell) Squall line	20 to 1 000	1 h to 48 h	11 to 50
Tropical depression	200 to 2 000	1 day to 10 days	8 to 17
Tropical storm	200 to 2 000	1 day to 10 days	17 to 33
Hurricane	200 to 2 000	1 day to 25 days	33 to 90
Mid-latitude and extratropical depression	200 to 3 000	3 days to 8 days	8 to 50 (locally and rarely)

8.6 Effects of wind

Predominantly there are two effects of wind which necessitate specific consideration of this environment. The first effect is the steady state and transitory loadings that wind imposes on equipment. The second effect of wind is related to the influence it can have on equipment operation and performance. The latter effect includes the consideration of wind when determining the performance of some cooling (or heating) systems.

Wind possesses kinetic energy by virtue of its velocity and the mass of moving air. When an obstacle is placed in the path of the air stream, all or part of this kinetic energy becomes transformed into pressure energy. Its intensity is dependent upon the characteristics of the object and the nature of the wind. Wind forces are usually variable through time and space and their damage capability is influenced by wind velocity, gustiness, duration, frequency of occurrence and path width.

The basic concept of the transformation of wind velocity into pressure may be obtained from Bernoulli's law for an ideal fluid. In conditions where the airstream is brought to rest by a surface normal to the wind, the dynamic pressure on the surface, that is, the pressure in excess of atmospheric pressure, may be taken as:

$$q = \rho \frac{V^2}{2} \quad (7)$$

where

q is the pressure of the wind (in Pa);

ρ is the density of air (in kg/m³);

V is the mean velocity of the approaching wind stream (in m/s).

At sea level at an air temperature of 15 °C, this pressure may be taken as $0,613V^2$ (in Pa).

The wind exerts a force on equipment which is a function of average wind speed and the size and shape of the object. The force is given by the formula:

$$F = \frac{C_d \times \rho_0 \times v^2 \times A}{2} \quad (8)$$

where

F is the force in Newtons;

C_d is the drag coefficient;

ρ_0 is the density of air in kg/m³;

v is the average wind speed in m/s;

A is the object area in m².

C_d depends on the shape of the object and the surface, e.g. for a cube the C_d value is approximately 1,05 and for wires and cables it is 1,0 to 1,3. ρ_0 is for air at normal air pressure; at +20 °C it is 1,204 kg/m³.

In general, positive pressure is developed on any part of an equipment directly facing the wind whereas negative pressure (suction) occurs on leeward faces and at all points around the equipment where the velocity of the diverted wind exceeds that of the approaching wind stream. The total pressure is given by the summation of all unit pressure components acting in the same direction. The modifying effects of shape and geometry are indicated below:

- a) Shape. Wind pressure levels are usually higher on flat surfaces than on curved surfaces, because curved surfaces allow the air to flow past with less hindrance. An average plane surface normal to the wind can experience shape coefficients of the order of 1,3, of which 0,8 is the positive pressure and 0,5 the negative pressure. These shape coefficients assume air-tight conditions and are subject to modification when air leakage through doors, windows and other apertures affects the internal pressure.
- b) Roof slope. Pressure coefficients on roofs can be positive or negative, depending on the angle of incidence and height above ground.
- c) Edges and corners. Wind blowing on a corner or edge of a structure can produce strong vortices, shown in Figure 13, which can result in suctions four or five times greater than the dynamic pressure of the wind. Typical contours of pressure coefficients produced by such vortices are shown in Figure 14.

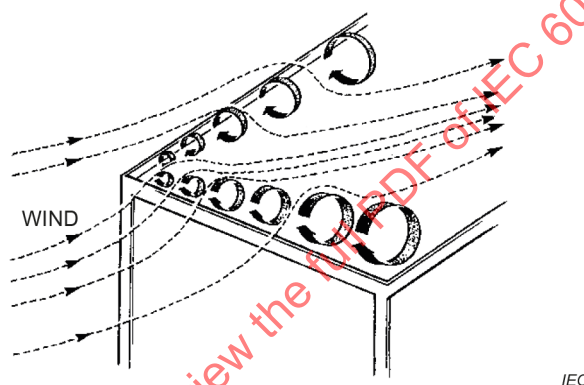


Figure 13 – Vortex formation produced when wind strikes the corner of a structure

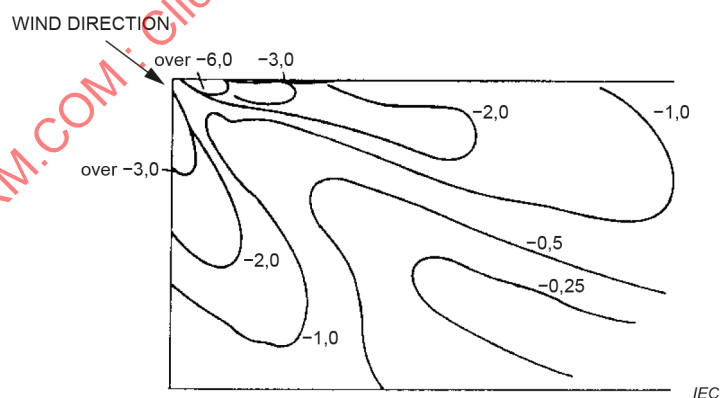


Figure 14 – Contours of pressure coefficients produced by vortices

- d) Shielding. Positive wind pressure on a structure sheltered by another structure generally becomes less as the space between them is reduced. It can change to a negative pressure, at a critical distance determined by the characteristics of the two structures. In certain conditions negative pressures can be produced over all surfaces of the shielded structure, thus exposing roofs, including those with very steep pitches, to the possibility of uplift.

- e) Cylindrical or rounded objects. Vortices developed on cylinders and rounded bodies are shed alternately from one side and then the other. These can promote structural vibration and oscillation due to fluctuating pressures which accompany the build-up of vortices and their discharge. Vibration or oscillation can result in severe damage to tall stacks, towers, suspension bridges, and transmission lines, particularly when the motion induced by the shedding of vortices coincides with a natural frequency of the object.
- f) Textiles and fabrics. Textiles and fabrics can physically deteriorate because of wind pressure, and the strain experienced by some materials can contribute to their destruction by other environmental factors. For example, fabrics are likely to become more permeable to moisture.

8.7 Wind in conjunction with other damaging agents

Wind generally contributes substantially to the damage wrought by other weather conditions, such as rain, hail and sleet but in some particular instances can retard the progress of deterioration. Some examples of contributions by wind are given below:

- a) Temperature. Wind can retard the progress of corrosion because of its cooling and drying effect. Cold winds can adversely affect the performance of equipment, as loss of heat is greatly increased by even moderate winds.
- b) Rain. The penetrating power of rain into pores, cracks, and crevices, is proportional to the square of the wind velocity. Erosion of plastics by rain increases rapidly with wind velocity.
- c) Hail. When driven by the wind, hail causes increased abrasion and rapid physical damage to many materials.
- d) Corrosives and contaminants. Wind can carry sea spray several kilometres inland. It can also cause atmospheric gases to be forced into closer contact with the surface of a material, possibly leading to a higher rate of corrosion. However, the effect of air pollutants on corrosion and health is often reduced by the dispersive action of the wind.
- e) Dust and sand. Dust and sand particles scooped from the ground by the wind can remain wind-borne over long distances, causing damage by impingement, abrasion and erosion.

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

Bibliography

- [1] DEF STAN 00-035, *Environmental Handbook for Defence Materiel – Part 4: Natural Environments*
- [2] *Spatial distribution of rainfall rates*, F.A. Huff, Water Resources Research, Vol 6, pp 254-260, 1970
- [3] *An experimental study of spatial variability of rainfall*, A. Tokay et al., Journal of Hydrometeorology, Vol. 15, No. 2, pp 801-812, 2014
- [4] *An experimental study of the small-scale variability of rainfall*, A. Tokay and K. Ozturk, Journal of Hydrometeorology, Vol. 13, No.1, pp 351-365, 2012
- [5] *The impact of space and time averaging on the spatial correlation of rainfall*, L. Luini and C. Capsoni, Radio Science, Vol. 47, Article RS3013, 2012
- [6] *A space and time model for design storm rainfall*, A.W. Seed et al., Journal of Geophysical Research, Vol. 104, No. D24, pp 31623–31630, 1999
- [7] *Spatial correlations of storm, monthly and seasonal precipitation*, F.A. Huff, and W.L. Shipp, Journal of Applied Meteorology, Vol. 8, No. 4, pp 542-550, 1969
- [8] *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Dee DP. et al., Q.J. R. Meteorol. Soc., 137, pp 553-597, 2011
- [9] *Global Monthly EASE-Grid Snow Water Equivalent Climatology*, [August 1987 – May 2007]. Armstrong R., Brodzik M., Knowles K. and Savoie M., Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center, 2005
- [10] *The physics of snow crystals*. Libbrecht KG., Reports on Progress in Physics, Vol. 68, pp 855-895, 2005
- [11] *Fall velocity of snowflakes of different riming degree and crystal types*. Barthazy E. and Schefold R., Atmospheric Research Vol. 82, pp 391-398, 2006
- [12] *The terminal velocity of snowflakes*. Langleben MP., Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 80, No. 344, pp 174-181, 1954
- [13] *Snow Studies. Part 2: Average Relationship between Mass of Snowflakes and Their Terminal Fall Velocity*. Szyrmer W. and Zwadzki I., Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 67, pp 3319-3335 (Oct issue), 2010
- [14] *Snow Studies. Part 1: A Study of Natural Variability of Snow Terminal Velocity*. Zawadzki I. et al., Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 67, pp 1591-1604 (May issue), 2010
- [15] ISO 12494, *Atmospheric icing of structures*
- [16] I. Van Der Hoven, *Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour*, Journal of Meteorology (AMS), Vol. 14, No. 2, pp 160-164, 1957
- [17] Dunn, R. J. H. et al., HadISD – *A quality-controlled global synoptic report database for selected variables at long-term stations from 1973–2011*. *Climate of the Past*, Vol. 8, No. 5, pp 1649-1679, 2012

- [18] M. Perry (2012), *Study of global wind speed datasets for mapping*, Met Office report to the UK MOD
- [19] Fullwood J. and Dixon J. (2013), *Wind and gust frequency analyses*, Met Office report for UK MOD (DOSG)
- [20] Dixon J. (2016), *Global percentile wind speeds*, Met Office report for UK MOD (DOSG)
- [21] Fullwood J. and Dixon J. (2016), *Wind and gust frequency analyses*, Met Office report for UK MOD (DOSG)
- [22] N.J. Cook (1985), *The designer's guide to wind loading of building structures – Part 1: Background, damage survey, wind data and structural classification*, Building Research Establishment report; Butterworth press
- [23] IEC 60721-2-1, *Classification of environmental conditions – Part 2-1: Environmental conditions appearing in nature – Temperature and humidity*

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	59
INTRODUCTION.....	61
1 Domaine d'application	62
2 Références normatives	62
3 Termes et définitions	62
4 Pluie	62
4.1 Généralités	62
4.2 Distribution globale de la pluviométrie	63
4.3 Caractéristiques de la pluie	65
4.3.1 Formation	65
4.3.2 Types de pluies	65
4.3.3 Distribution de la taille des gouttes de pluie	67
4.3.4 Vitesse de chute	67
4.4 Taux de précipitations	68
4.4.1 Taux instantanés et totaux horaires	68
4.4.2 Fréquence des taux instantanés	69
4.5 Taux de précipitations élevés	70
4.5.1 Pluie orageuse	70
4.5.2 Forte pluie prolongée	70
4.5.3 Extrêmes mondiaux	70
4.6 Variations spatiales du taux de précipitations	71
4.6.1 Généralités	71
4.6.2 Taux de précipitations inférieurs à 2 mm/h	72
4.6.3 Taux de précipitations entre 2 mm/h et 10 mm/h	73
4.6.4 Taux de précipitations entre 10 mm/h et 25 mm/h	73
4.6.5 Taux de précipitations supérieurs à 25 mm/h	73
4.7 Probabilités de précipitations le long d'une ligne	73
5 Neige	75
5.1 Généralités	75
5.2 Distribution globale de l'incidence du temps neigeux	75
5.3 Distribution globale de l'incidence et de l'épaisseur de la neige tombée	78
5.4 Masse, taille et vitesse de chute de la neige	79
6 Grêle	82
6.1 Généralités	82
6.2 Distribution globale des grêlons	83
6.3 Variations saisonnières de la distribution globale	84
6.4 Variation diurne	84
6.5 Taille des grêlons	85
6.6 Vitesse de chute	87
6.7 Durée et diamètre de la cellule de grêle	88
7 Glace	89
7.1 Généralités	89
7.2 Gelée blanche	89
7.3 Givre blanc (y compris le givre dans les nuages et le brouillard givrant)	89
7.4 Verglas (y compris la pluie verglaçante et la bruine verglaçante)	91
7.5 Accrétion de neige mouillée	92

7.6	Teneur en eau du brouillard et des nuages à des températures inférieures à 0 °C	92
7.7	Variations d'altitude	93
8	Vent	93
8.1	Généralités	93
8.2	Vitesse moyenne du vent	94
8.2.1	Généralités	94
8.2.2	Variation de la vitesse moyenne du vent en fonction de la hauteur	95
8.2.3	Fréquence des vents	97
8.3	Rafales	104
8.3.1	Généralités	104
8.3.2	Facteur de rafale	104
8.3.3	Rapport de rafale	105
8.3.4	Variation de la vitesse des rafales en fonction de la hauteur	106
8.4	Effets de la topographie	106
8.5	Types de vents et vents extrêmes	107
8.6	Effets du vent	109
8.7	Vent associé à d'autres agents destructeurs	111
	Bibliographie	112

Figure 1 – Pluviométrie annuelle moyenne (AAR, *Average Annual Rainfall*) dans les zones terrestres du globe, d'après les données de 1961 à 1990 [1] 63

Figure 2 – Facteur de conversion estimé pour la conversion en heures au taux instantané [1] 69

Figure 3 – Diminution moyenne de la corrélation, en fonction de la distance, du taux de précipitations sur 1 min et du taux de précipitations orageuses total [1] 72

Figure 4 – Pourcentage estimé de jours pendant lesquels il tombe une quantité de neige équivalente à au moins 1 mm de pluie dans les hémisphères nord et sud [1] 77

Figure 5 – Équivalent pluviométrique moyen, obtenu par satellite, de la neige tombée et de la glace [1] 81

Figure 6 – Nombre annuel moyen estimé de jours par an avec des grêlons de diamètre ≥ 15 mm [1] 84

Figure 7 – Nombre saisonnier moyen estimé de jours par an avec des grêlons de diamètre ≥ 15 mm, d'après les données post-traitées de modèles globaux (océans exclus) [1] 86

Figure 8 – Relation entre le diamètre et la vitesse de chute des grêlons sphériques [1] 88

Figure 9 – Critères de température de l'air et de vitesse du vent pour la formation de différents types de glaces [1] [15] 91

Figure 10 – Spectre de puissance des fluctuations de la vitesse du vent [1] 94

Figure 11 – Moyenne annuelle de la vitesse du vent à 10 m (m/s) dans les zones terrestres du globe, moyennée sur la période de 1961 à 1990 [1] 96

Figure 12 – Stations de mesure avec numéros de station 98

Figure 13 – Formation de tourbillons lorsque le vent frappe le coin d'une structure 110

Figure 14 – Contours des coefficients de pression produits par les tourbillons 110

Tableau 1 – Nombre estimé de gouttes de pluie par mètre cube pour différents taux de précipitations [1] 67

Tableau 2 – Vitesse de chute des gouttes de pluie à l'air calme [1] 68

Tableau 3 – Durée sur une année moyenne des précipitations ponctuelles instantanées supérieures ou égales aux taux spécifiés [1]	69
Tableau 4 – Extrêmes de précipitations prévus dans le monde [1]	71
Tableau 5 – Taux de précipitations maximaux observés dans le monde [1]	71
Tableau 6 – Durée estimée (h) sur une année moyenne pendant laquelle les distances indiquées le long de trajectoires données reçoivent simultanément des précipitations supérieures ou égales à des taux spécifiques [1]	74
Tableau 7 – Cristaux de neige: relation entre la masse (mg) et le diamètre (mm) de la sphère qui contient tout juste le cristal [1]	79
Tableau 8 – Valeurs de α et β pour différents types de cristaux [11]	80
Tableau 9 – Nombre de grêlons par mètre cube (à environ 4 000 m) pour des tailles maximales de grêlons spécifiées et des plages spécifiques de tailles de grêlons [1]	87
Tableau 10 – Paramètres météorologiques qui régissent l'accumulation de givre atmosphérique [15]	90
Tableau 11 – Détails des stations, leur emplacement, leur altitude, le taux d'observation et le nombre total d'observations [19]	99
Tableau 12 – Percentile de la vitesse moyenne du vent et fréquences en pourcentage des vitesses mesurées du vent pour chaque station [19] [20] [21]	101
Tableau 13 – Type de terrain et facteur de rafale [1]	104
Tableau 14 – Rapport entre la vitesse maximale probable des rafales, moyennée dans le temps, et la vitesse horaire moyenne du vent pour des terrains plats en rase campagne [1]	105
Tableau 15 – Rapports suggérés pour l'estimation de la vitesse maximale des rafales sur de courtes périodes à partir d'une vitesse horaire moyenne du vent connue	105
Tableau 16 – Facteurs pour le calcul de la vitesse moyenne maximale du vent sur différents intervalles à partir de la vitesse moyenne mesurée sur une heure [1]	106
Tableau 17 – Échelles spatiale et temporelle des systèmes météorologiques éoliens et plages caractéristiques de vitesses du vent	108

COMMISSION ÉLECTROTECHNIQUE INTERNATIONALE

CLASSIFICATION DES CONDITIONS D'ENVIRONNEMENT –

**Partie 2-2: Conditions d'environnement présentes dans la nature –
Précipitations et vent**

AVANT-PROPOS

- 1) La Commission Électrotechnique Internationale (IEC) est une organisation mondiale de normalisation composée de l'ensemble des comités électrotechniques nationaux (Comités nationaux de l'IEC). L'IEC a pour objet de favoriser la coopération internationale pour toutes les questions de normalisation dans les domaines de l'électricité et de l'électronique. À cet effet, l'IEC – entre autres activités – publie des Normes internationales, des Spécifications techniques, des Rapports techniques, des Spécifications accessibles au public (PAS) et des Guides (ci-après dénommés "Publication(s) de l'IEC"). Leur élaboration est confiée à des comités d'études, aux travaux desquels tout Comité national intéressé par le sujet traité peut participer. Les organisations internationales, gouvernementales et non gouvernementales, en liaison avec l'IEC, participent également aux travaux. L'IEC collabore étroitement avec l'Organisation Internationale de Normalisation (ISO), selon des conditions fixées par accord entre les deux organisations.
- 2) Les décisions ou accords officiels de l'IEC concernant les questions techniques représentent, dans la mesure du possible, un accord international sur les sujets étudiés, étant donné que les Comités nationaux de l'IEC intéressés sont représentés dans chaque comité d'études.
- 3) Les Publications de l'IEC se présentent sous la forme de recommandations internationales et sont agréées comme telles par les Comités nationaux de l'IEC. Tous les efforts raisonnables sont entrepris afin que l'IEC s'assure de l'exactitude du contenu technique de ses publications; l'IEC ne peut pas être tenue responsable de l'éventuelle mauvaise utilisation ou interprétation qui en est faite par un quelconque utilisateur final.
- 4) Dans le but d'encourager l'uniformité internationale, les Comités nationaux de l'IEC s'engagent, dans toute la mesure possible, à appliquer de façon transparente les Publications de l'IEC dans leurs publications nationales et régionales. Toutes divergences entre toutes Publications de l'IEC et toutes publications nationales ou régionales correspondantes doivent être indiquées en termes clairs dans ces dernières.
- 5) L'IEC elle-même ne fournit aucune attestation de conformité. Des organismes de certification indépendants fournissent des services d'évaluation de conformité et, dans certains secteurs, accèdent aux marques de conformité de l'IEC. L'IEC n'est responsable d'aucun des services effectués par les organismes de certification indépendants.
- 6) Tous les utilisateurs doivent s'assurer qu'ils sont en possession de la dernière édition de cette publication.
- 7) Aucune responsabilité ne doit être imputée à l'IEC, à ses administrateurs, employés, auxiliaires ou mandataires, y compris ses experts particuliers et les membres de ses comités d'études et des Comités nationaux de l'IEC, pour tout préjudice causé en cas de dommages corporels et matériels, ou de tout autre dommage de quelque nature que ce soit, directe ou indirecte, ou pour supporter les coûts (y compris les frais de justice) et les dépenses découlant de la publication ou de l'utilisation de cette Publication de l'IEC ou de toute autre Publication de l'IEC, ou au crédit qui lui est accordé.
- 8) L'attention est attirée sur les références normatives citées dans cette publication. L'utilisation de publications référencées est obligatoire pour une application correcte de la présente publication.
- 9) L'IEC attire l'attention sur le fait que la mise en application du présent document peut entraîner l'utilisation d'un ou de plusieurs brevets. L'IEC ne prend pas position quant à la preuve, à la validité et à l'applicabilité de tout droit de brevet revendiqué à cet égard. À la date de publication du présent document, l'IEC n'avait pas reçu notification qu'un ou plusieurs brevets pouvaient être nécessaires à sa mise en application. Toutefois, il y a lieu d'avertir les responsables de la mise en application du présent document que des informations plus récentes sont susceptibles de figurer dans la base de données de brevets, disponible à l'adresse <https://patents.iec.ch>. L'IEC ne saurait être tenue pour responsable de ne pas avoir identifié de tels droits de brevets.

L'IEC 60721-2-2 a été établie par le comité d'études 104 de l'IEC: Conditions, classification et essais d'environnement. Il s'agit d'une Norme internationale.

Cette troisième édition annule et remplace la deuxième édition parue en 2012. Cette édition constitue une révision technique.

Cette édition inclut les modifications techniques majeures suivantes par rapport à l'édition précédente:

- a) la présentation des informations fournies a été réorganisée;
- b) les informations fournies ont été largement améliorées et révisées;
- c) de nouvelles informations concernant les sévérités relatives au vent ont été ajoutées.

Le texte de cette Norme internationale est issu des documents suivants:

Projet	Rapport de vote
104/1066/FDIS	104/1074/RVD

Le rapport de vote indiqué dans le tableau ci-dessus donne toute information sur le vote ayant abouti à l'approbation de cette norme.

La langue employée pour l'élaboration de cette Norme internationale est l'anglais.

Ce document a été rédigé selon les Directives ISO/IEC, Partie 2, il a été développé selon les Directives ISO/IEC, Partie 1 et les Directives ISO/IEC, Supplément IEC, disponibles sous www.iec.ch/members_experts/refdocs. Les principaux types de documents développés par l'IEC sont décrits plus en détail sous www.iec.ch/publications.

Une liste de toutes les parties de la série IEC 60721, publiées sous le titre général *Classification des conditions d'environnement*, se trouve sur le site web de l'IEC.

Le comité a décidé que le contenu de ce document ne sera pas modifié avant la date de stabilité indiquée sur le site web de l'IEC sous webstore.iec.ch dans les données relatives au document recherché. À cette date, le document sera

- reconduit,
- supprimé, ou
- révisé.

IMPORTANT – Le logo "colour inside" qui se trouve sur la page de couverture de cette publication indique qu'elle contient des couleurs qui sont considérées comme utiles à une bonne compréhension de son contenu. Les utilisateurs devraient, par conséquent, imprimer cette publication en utilisant une imprimante couleur.

INTRODUCTION

La présente partie de l'IEC 60721 fournit les propriétés fondamentales, les grandeurs de caractérisation et une classification des conditions d'environnement qui dépendent des précipitations et du vent en ce qui concerne les produits électrotechniques. Les informations données sont destinées à servir de base lors du choix des sévérités appropriées des paramètres relatifs aux précipitations et au vent pour les applications d'un produit.

Les précipitations englobent toutes les formes d'hydrométéores, à la fois liquides et solides, qui sont libres dans l'atmosphère et qui atteignent la surface de la Terre. À des altitudes inférieures au niveau de congélation, les précipitations peuvent se présenter sous la forme de particules liquides ou solides, mais au-dessus de ce niveau, la neige ou la grêle prédomine. Dans le présent document, les différentes formes d'hydrométéores sont traitées séparément et dans le cadre des conditions météorologiques les plus courantes que sont la pluie, la neige et la grêle. Les conditions de givrage sont également incluses, mais seulement celles qui se produisent au niveau du sol.

Le présent document étudie en outre et séparément la question du vent.

La majorité des informations données dans le présent document a été rassemblée par le Met Office du Royaume-Uni à partir de sources publiées ainsi que d'enregistrements météorologiques historiques et prévisionnels. Les informations ont été rassemblées et conservées pour le Ministère britannique de la Défense aux fins de conception et d'essai de matériels [1]¹. Les données météorologiques historiques utilisées pour le présent ouvrage répondent aux critères de validité de l'Organisation météorologique mondiale. Toutefois, ces données ne sont disponibles que pour un nombre limité de sites à travers le monde (généralement quelques centaines). Les enregistrements météorologiques prévisionnels, qui ont été largement utilisés pour le présent ouvrage, sont disponibles pour un grand nombre de sites (généralement des dizaines de milliers), mais ne sont pas nécessairement vérifiés. Chaque fois que ce type d'information a été utilisé, une stratégie appropriée a été adoptée pour éliminer les données erronées.

¹ Les chiffres entre crochets se réfèrent à la Bibliographie.

CLASSIFICATION DES CONDITIONS D'ENVIRONNEMENT –

Partie 2-2: Conditions d'environnement présentes dans la nature – Précipitations et vent

1 Domaine d'application

La présente partie de l'IEC 60721 fournit les propriétés fondamentales, les grandeurs de caractérisation et une classification des conditions d'environnement qui dépendent des précipitations et du vent en ce qui concerne les produits électrotechniques.

Les informations données dans le présent document sont destinées à servir de base lors du choix des sévérités appropriées des paramètres relatifs aux précipitations et au vent pour les applications d'un produit.

Pour les besoins du présent document, les précipitations sont considérées comme englobant toutes les formes d'hydrométéores, à la fois liquides et solides, qui sont libres dans l'atmosphère et qui atteignent la surface de la Terre. Les différentes formes d'hydrométéores sont traitées séparément et dans le cadre des conditions météorologiques les plus courantes que sont la pluie, la neige et la grêle. Même si les conditions de givrage sont également prises en compte, seules celles qui se produisent au niveau du sol sont étudiées.

Le présent document traite séparément la condition climatique du vent et fournit des méthodologies et des informations quantitatives qui permettent d'estimer la sévérité et la fréquence du vent dans le monde entier.

2 Références normatives

Le présent document ne contient aucune référence normative.

3 Termes et définitions

Aucun terme n'est défini dans le présent document.

L'ISO et l'IEC tiennent à jour des bases de données terminologiques destinées à être utilisées en normalisation, consultables aux adresses suivantes:

- IEC Electropedia: disponible à l'adresse <https://www.electropedia.org/>
- ISO Online browsing platform: disponible à l'adresse <https://www.iso.org/obp>

4 Pluie

4.1 Généralités

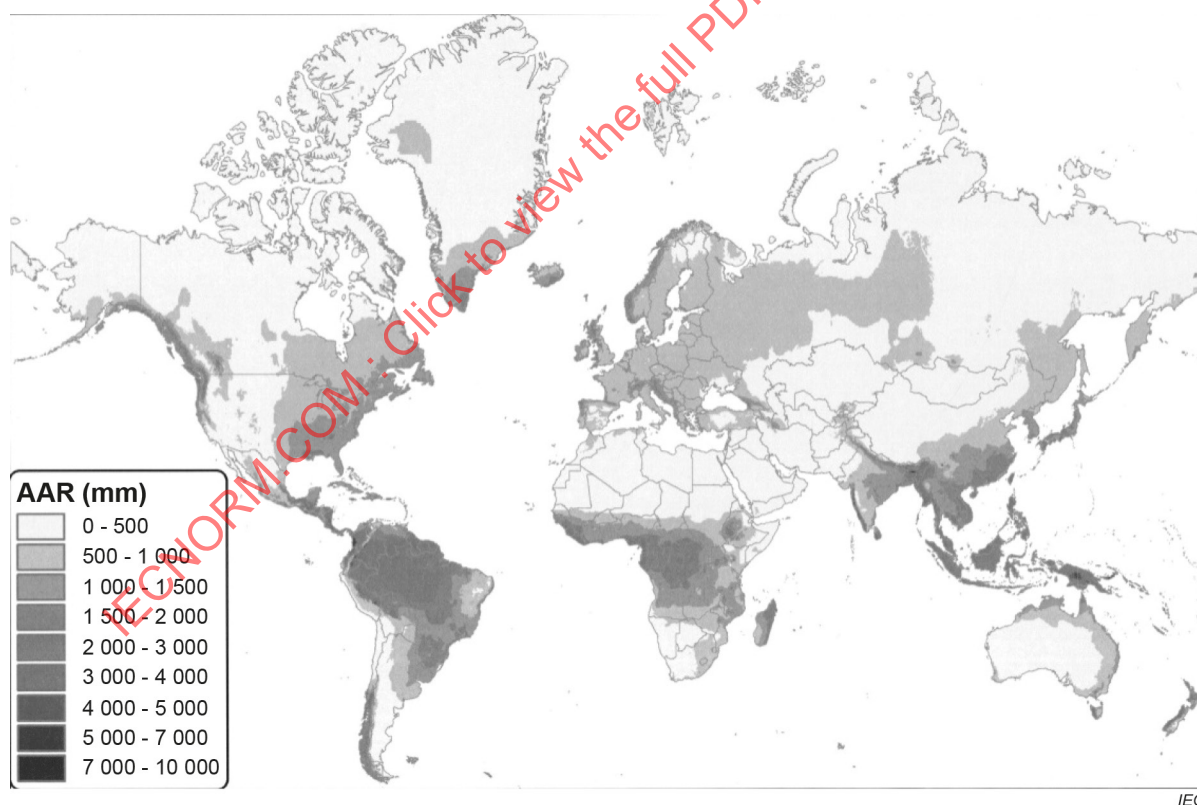
La pluie est le sujet principal de l'Article 4 puisqu'il s'agit de la condition météorologique dominante associée à l'humidification des produits électrotechniques.

4.2 Distribution globale de la pluviométrie

Contrairement à la température météorologique de l'air qui, à tout moment donné, est souvent sensiblement la même ($\pm 5\text{ °C}$) sur des régions relativement vastes, la pluviométrie est une condition climatique beaucoup plus variable dans l'espace. En particulier, l'intensité des précipitations qui constitue une valeur presque extrême est propre à une zone très localisée. Même à une distance relativement courte, l'intensité peut varier d'un facteur de deux ou plus. Il n'est donc pas possible de relier l'intensité des précipitations à des zones géographiques spécifiques du monde, comme tel est le cas pour la température.

L'intensité des précipitations est définie comme la vitesse à laquelle les précipitations tombent. Même si les valeurs d'intensité des précipitations peuvent être considérées comme des vitesses instantanées, il s'agit en pratique de moyennes relevées sur des périodes d'une minute ou plus. Lors de l'utilisation de données pluviométriques, il convient de se souvenir que la configuration des pluies étant infiniment variable dans le temps et dans l'espace, seules des informations générales peuvent être fournies au moyen de cartes ou de diagrammes.

Pour la plupart des endroits, les données pluviométriques facilement disponibles se limitent à des observations des captures pluviométriques effectuées une fois par jour. Lorsque les précipitations sont sous forme de neige, les observations enregistrent l'équivalent pluviométrique de cette neige. Les observations quotidiennes peuvent être synthétisées pour fournir des quantités moyennes mensuelles, saisonnières ou annuelles. La Figure 1 représente une telle synthèse pour les quantités annuelles, à partir d'observations en provenance de 27 075 sites dans le monde entier au cours de la période de 1961 à 1990.



IEC

NOTE À des latitudes plus élevées, une proportion croissante de cette "pluviométrie" tombe sous forme de neige.

Figure 1 – Pluviométrie annuelle moyenne (AAR, Average Annual Rainfall) dans les zones terrestres du globe, d'après les données de 1961 à 1990 [1]

Les exigences fondamentales pour que les précipitations tombent en quantités importantes sont une teneur en humidité atmosphérique élevée et un mécanisme de soulèvement de l'air. L'air ascendant se refroidit par expansion du fait de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude. Étant donné que plus la température est basse, moins l'air peut retenir d'humidité à l'état de vapeur, si le refroidissement et la teneur en humidité sont suffisants, cela se traduit par des précipitations. En règle générale, les régions terrestres plus humides du globe appartiennent à l'une des trois grandes catégories géographiques suivantes:

- a) le long de l'équateur, à $\pm 15^\circ$ de latitude, par exemple en Indonésie, en Afrique équatoriale et dans la forêt tropicale amazonienne. La forte pluviométrie de ces régions est principalement dues à la convection, déclenchée par le réchauffement solaire et accentuée par la convergence des vents du nord-est du tropique de l'hémisphère nord et des vents du sud-est du tropique de l'hémisphère sud le long de la "zone de convergence intertropicale". L'humidité y est abondante et provient soit de la forêt tropicale soit de l'océan chaud et tropical;
- b) le côté ouest des continents aux latitudes moyennes, par exemple le Royaume-Uni, l'Europe occidentale, la frange côtière du nord-ouest de l'Amérique du Nord et la frange côtière du sud-ouest de l'Amérique du Sud (sud du Chili). À ces latitudes, les vents soufflent principalement de l'ouest et atteignent donc le côté occidental des continents après avoir capté l'humidité sur une longue trajectoire océanique. Les mécanismes de soulèvement sont variés et comprennent la convection et le soulèvement orographique, mais le mécanisme de soulèvement dominant est le soulèvement cyclonique ou frontal dans les perturbations météorologiques qui se développent et se déplacent vers l'est le long de la frontière entre les masses d'air polaires et tropicales. En Amérique du Nord et du Sud, la pénétration à l'intérieur des terres d'une forte pluviométrie est sensiblement limitée par les hautes chaînes de montagnes de la cordillère américaine, alignées du nord au sud. En revanche, la frange occidentale de l'Europe ne possède pas de barrière nord-sud d'une telle ampleur, de sorte qu'une pluviométrie modérée peut pénétrer loin à l'intérieur des terres à travers la plaine européenne. L'Islande, les Îles Falkland, la Tasmanie et l'ouest exposé de l'Île du Sud de la Nouvelle-Zélande appartiennent également à ce régime;
- c) des régions équatoriales vers les pôles le long de la côte orientale des continents, par exemple l'Asie orientale, de l'Inde au Kamtchatka, l'Amérique du Nord, du golfe du Mexique au Québec (y compris l'extrémité sud du Groenland), l'Amérique du Sud, du sud du Brésil au nord-est de l'Argentine, l'est de l'Afrique du Sud et la frange orientale de l'Australie. Les raisons de la forte pluviométrie observée dans ces régions sont complexes, mais comprennent les vents de mer humides qui viennent principalement de l'est aux latitudes tropicales et, aux latitudes subtropicales, l'attraction des vents humides de la mousson estivale d'origine océanique tropicale vers l'intérieur des terres en direction d'une zone de basse pression continentale générée par la chaleur, comme dans le cas des moussons estivales d'Inde et d'Asie du Sud-Est. Plus vers les pôles, aux latitudes moyennes, le vent prédominant vient de l'ouest et souffle vers le large; cependant, les côtes orientales de l'Amérique du Nord et de l'Asie sont des régions propices au développement de systèmes météorologiques cycloniques porteurs de précipitations, qui se déplacent ensuite vers le nord-est, à proximité des côtes aux latitudes moyennes.

L'importante influence de la topographie sur la pluviométrie est démontrée par des pluies plus abondantes dans les régions montagneuses, en particulier lorsqu'une chaîne de montagnes est parallèle à la côte et intercepte les vents chargés d'humidité qui soufflent vers les terres. Les montagnes réduisent aussi généralement la pluviométrie dans le sens de vent (effet d'ombre pluviométrique).

La plupart des grands déserts du monde se trouve à des latitudes comprises entre 20° et 30° ou près de ces latitudes, où une pression atmosphérique relativement élevée domine, par exemple le désert du Sahara et l'Arabie saoudite, les déserts de Californie et d'Arizona, le désert d'Atacama au Chili, les déserts de Namibie et du Kalahari en Afrique australe et une grande partie de l'intérieur et de l'ouest de l'Australie. La sécheresse de certains déserts est accentuée par l'effet d'ombre pluviométrique des barrières montagneuses adjacentes (par exemple, les déserts intérieurs de Californie et d'Arizona). Un facteur supplémentaire dans certains déserts côtiers est un courant océanique froid au large qui supprime la convection; par exemple, l'étroit désert d'Atacama au Chili est piégé entre de hautes montagnes à l'est et un courant océanique froid au large.

En Asie, la ceinture de haute pression circumglobale aux latitudes subtropicales est déplacée par la mousson asiatique, qui souffle vers l'extérieur à partir d'une haute pression intense au-dessus de la Sibérie en hiver et qui souffle vers une basse pression au-dessus de l'Asie intérieure du sud en été. La ceinture désertique latitudinale est ainsi efficacement déplacée d'environ 15° de latitude vers le pôle pour se retrouver au nord et à l'intérieur des terres dans les régions touchées par la mousson indoasiatique, par exemple le désert de Gobi en Mongolie et en Chine.

Les précipitations dans les régions polaires ne sont en général pas très importantes en raison de la quantité réduite de vapeur d'eau dans l'air à basse température.

4.3 Caractéristiques de la pluie

4.3.1 Formation

Les nuages se forment lorsque l'air est refroidi au-dessous de son point de rosée, généralement à la suite d'un soulèvement et d'une expansion conséquente. Dans un premier temps, les gouttelettes des nuages se développent par condensation de l'eau sur elles, mais il peut être démontré que ce processus ne peut à lui seul produire des gouttes de la taille de celles de la pluie. Deux mécanismes sont réputés jouer un rôle important dans la formation des gouttes de pluie.

Tout d'abord, les gouttelettes qui sont légèrement plus grosses que la moyenne tombent, par rapport à l'air, en direction des gouttelettes voisines plus petites, et peuvent ainsi entrer en collision et fusionner avec certaines d'entre elles pour devenir encore plus grosses. Ce processus peut se poursuivre jusqu'à ce qu'une gouttelette tombe finalement de la base du nuage. Ce mécanisme se limite principalement, mais pas exclusivement, aux tropiques, où les nuages peuvent rester dénués de précipitations solides sur toute leur profondeur. Des études théoriques ont montré qu'une quantité importante de pluie peut être produite de cette manière, à condition que le nuage ait une profondeur de plusieurs kilomètres.

Ensuite, lorsque le sommet d'un nuage devient sensiblement plus froid que 0 °C, il contient un mélange de cristaux de glace et de gouttes d'eau en surfusion. Au début, les cristaux se développent par sublimation directe de la vapeur d'eau sur eux, mais à mesure qu'ils grossissent, ils peuvent entrer en collision avec les gouttelettes en surfusion et d'autres cristaux de glace pour former des flocons de neige, et lorsque ces flocons de neige sont tombés au-dessous du niveau où la température est de 0 °C, ils fondent pour former des gouttes de pluie. Ce mécanisme prédomine aux latitudes moyennes et élevées, mais il se produit également sous les tropiques et s'applique aux nuages dont le sommet est plus froid qu'environ -10 °C. Dans les nuages convectifs (cumuliformes), il peut y avoir une production de grésil ou de petits grêlons, plutôt que de flocons de neige.

4.3.2 Types de pluies

La pluviométrie est souvent classée selon le processus qui provoque le soulèvement de l'air à l'origine de la formation de pluie; il existe trois principaux types de pluies, qui ne s'excluent pas mutuellement, qualifiés d'orographique, de cyclonique et de convectif.

La pluie orographique est causée par l'un de deux mécanismes principaux, ou parfois les deux. Le mécanisme le plus connu est l'ascension forcée d'un courant d'air humide au-dessus de la barrière physique des hauteurs. Le courant d'air ascendant se refroidit par expansion, souvent jusqu'à la température de saturation, au-dessus de laquelle les nuages d'altitude se forment. Cela peut se traduire par de la bruine ou de la pluie sur les hauteurs alors qu'il n'y en a pas sur les basses terres adjacentes, mais le plus souvent, cela renforce les nuages et la pluie cycloniques qui touchent également les basses terres adjacentes. Ce renforcement est souvent dû en premier lieu aux gouttes de pluie qui balayent davantage d'eau en tombant à travers la couche de nuages bas formée par l'ascension, en perpétuelle reformation. Ce mécanisme "seneur-mangeur" peut augmenter massivement les précipitations, en particulier sur les pentes des montagnes exposées aux courants d'air humides qui sont face au vent, et ce type de précipitation dure souvent plusieurs heures, voire plusieurs jours. L'effet s'étend souvent sur une certaine distance en amont, et sur une distance moindre en aval (réjection), par rapport au pied de la barrière montagneuse. L'autre type de précipitation orographique ne nécessite pas de courant d'air et est causé par l'ascension convective (c'est-à-dire non forcée) de l'air humide à partir des pentes et des sommets des montagnes chauffées par le soleil. Ce type de précipitation orographique est un phénomène diurne, et surtout estival, habituellement plus intense, mais de plus courte durée, par exemple les orages d'après-midi auxquels les Alpes sont sujettes en été. Cette convection se produit plus facilement au-dessus des montagnes qu'au-dessus des basses terres adjacentes, car les bulles d'air convectives, formées sur les surfaces montagneuses chauffées par le soleil, atteignent plus facilement une température supérieure à celle de l'atmosphère environnante à cette altitude. Parfois, la convection orographique est déclenchée, non pas par des surfaces chauffées par le soleil, mais par l'ascension orographique forcée initiale d'un courant d'air instable, ce déclenchement n'étant pas nécessairement limité à la journée.

Dans le cas des précipitations cycloniques, le soulèvement forcé à grande échelle est associé aux caractéristiques de la situation météorologique générale, comme les fronts et les dépressions. Comme les précipitations dues à une ascension forcée orographique, les précipitations cycloniques sont souvent relativement constantes, mais de longue durée. Cependant, comme dans le cas de l'ascension forcée orographique, l'ascension forcée cyclonique peut également déclencher des impulsions plus intenses de précipitations convectives en cas d'atmosphère instable.

Les pluies convectives proviennent des cumulonimbus qui se forment dans une masse d'air instable, c'est-à-dire une masse d'air dans laquelle la température chute relativement rapidement avec l'altitude. La formation d'un cumulonimbus nécessite un déclencheur pour démarrer l'ascension convective d'une grosse bulle d'air humide qui, même si elle se refroidit par expansion à mesure de son ascension, se refroidit moins vite que la température de l'atmosphère environnante, et continue ainsi à flotter et à s'élever à travers une profondeur considérable de l'atmosphère. Cela entraîne la formation de nuages d'une étendue latérale relativement faible, mais d'une importante profondeur verticale. Le déclencheur est souvent le réchauffement diurne de la surface du sol par le soleil ou le passage d'une masse d'air froid au-dessus d'une surface maritime relativement chaude. Cependant, la convection peut également être déclenchée par un soulèvement cyclonique, en particulier à proximité de certains fronts de temps froid, où la masse d'air froid en approche domine parfois l'air plus chaud qui précède le front, provoquant une instabilité extrême. Un autre élément déclencheur peut être l'ascension initialement forcée d'une masse d'air instable au-dessus des hauteurs. Les précipitations convectives sont généralement plus intenses, mais de plus courte durée, que les pluies cycloniques ou orographiques, les différentes zones de pluie étant relativement petites (20 km de diamètre ou moins), avec des zones sèches à proximité.

4.3.3 Distribution de la taille des gouttes de pluie

Il est avéré que les gouttes d'un diamètre supérieur à environ 6 mm se désintègrent avant d'atteindre leur vitesse de chute, ce qui fixe la limite supérieure du diamètre des gouttes de pluie. Le Tableau 1 donne des estimations du nombre et de la taille des gouttes de pluie pour différents taux de précipitations. Il convient de noter que les valeurs indiquées représentent des moyennes fondées sur un grand nombre d'observations de distributions de tailles, et que les différentes mesures des tailles de gouttes peuvent présenter d'importantes variations par rapport à ces valeurs moyennes. De plus, le tableau a été établi à partir d'une pluie en provenance de nuages principalement stratiformes aux latitudes moyennes et il est donc possible qu'il ne représente pas avec autant d'exactitude les précipitations principalement convectives des régions tropicales.

Tableau 1 – Nombre estimé de gouttes de pluie par mètre cube pour différents taux de précipitations [1]

Nombre estimé de gouttes de pluie par mètre cube pour différents taux de précipitations					
Taux de précipitations mm/h ou l/m ² h	Diamètre des gouttes				
	1 mm à 2 mm	2 mm à 3 mm	3 mm à 4 mm	4 mm à 5 mm	> 5 mm
1	32	0,53	0,01	0,00	0,00
5	140	7,5	0,41	0,20	0,00
10	230	19	1,5	0,12	0,01
25	415	51	6,4	0,75	0,11
50	615	101	17	2,8	0,55
100	850	179	38	7,9	2,1
200	1 140	259	113	20	6,9
500	1 590	525	173	57	28
1 000	1 970	754	289	111	69

4.3.4 Vitesse de chute

La vitesse à laquelle une goutte de pluie tombe à l'air calme dépend à la fois de la taille de la goutte et de la résistance offerte par l'air. La vitesse à laquelle la goutte tombe augmente jusqu'à ce que la résistance de l'air soit égale au poids de la goutte, après quoi la goutte tombe à une vitesse constante appelée vitesse de chute.

Le Tableau 2 montre la variation de la vitesse de chute en fonction de la taille des gouttes, pour les conditions d'air calme suivantes:

pression atmosphérique	101,3 kPa;
température	20 °C;
humidité relative	50 %.

Tableau 2 – Vitesse de chute des gouttes de pluie à l'air calme [1]

Vitesse de chute des gouttes de pluie à l'air calme	
Diamètre des gouttes	Vitesse de chute
mm	m/s
0,1	0,27
0,5	2,06
1,0	4,03
1,6	5,65
2,0	6,49
2,6	7,57
3,0	8,06
3,6	8,60
4,0	8,83
4,6	9,03
5,0	9,09
5,8	9,17

4.4 Taux de précipitations

4.4.1 Taux instantanés et totaux horaires

Les données concernant la fréquence et la durée des taux de précipitations sont relativement rares, même si l'utilisation de pluviomètres enregistreurs avec des échelles de temps appropriées fournit des informations sur l'occurrence de taux de précipitations spécifiques, et si les données radar y contribuent dans certaines régions. Des estimations indirectes ont été réalisées à partir de récapitulatifs pluviométriques quotidiens, en utilisant des équations de régression fondées sur un nombre limité de stations; ces méthodes peuvent être trompeuses en cas d'effets orographiques ou saisonniers marqués, en particulier lorsque l'intensité des précipitations est élevée.

Pour de nombreuses stations, en particulier en Amérique du Nord et en Europe, des tableaux de routine des quantités de précipitations horaires ont été établis, mais ne sont disponibles qu'auprès des organisations météorologiques nationales correspondantes. Des formules empiriques ont été développées pour utiliser ces totaux horaires afin de déterminer les fréquences d'occurrence de taux de précipitations spécifiques.

Les totaux horaires ne fournissent pas de probabilités pour les taux de chute quasi instantanés qui sont importants dans de nombreux problèmes de conception, car le taux de chute peut varier considérablement au cours d'une heure. Des études ont été réalisées sur la distribution des taux quasi instantanés autour du total horaire, pour différentes intensités de pluie. La Figure 2 peut être utilisée pour convertir les valeurs horaires en probabilités de taux de précipitations instantanés, même s'il convient d'interpréter cette courbe avec prudence.

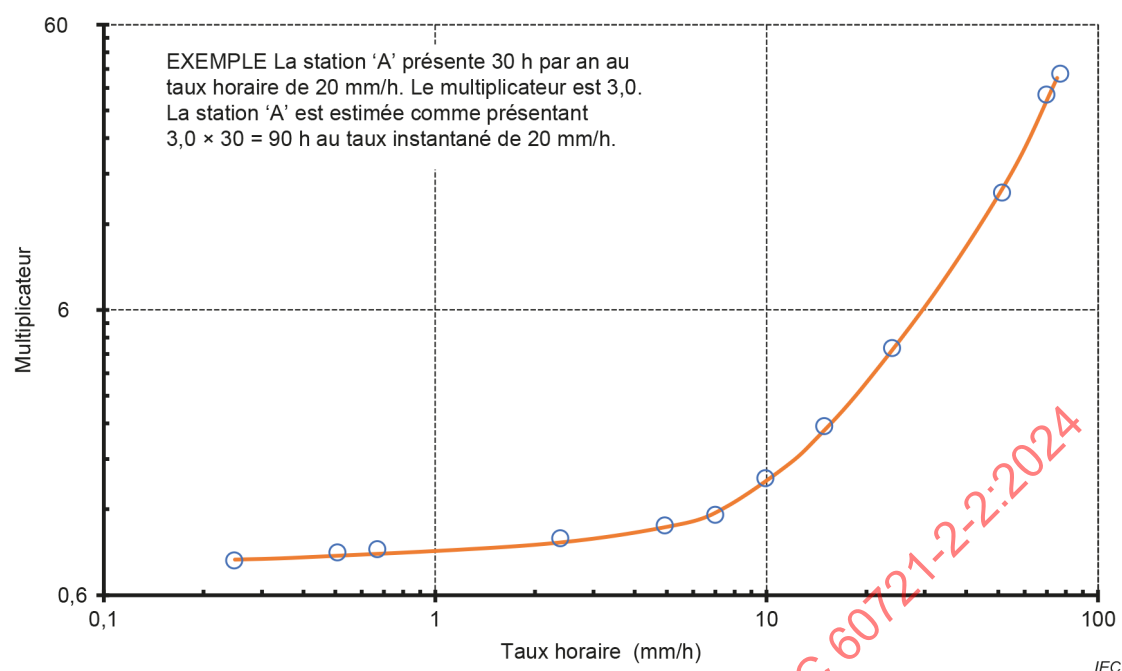


Figure 2 – Facteur de conversion estimé pour la conversion en heures au taux instantané [1].

4.4.2 Fréquence des taux instantanés

Le Tableau 3 donne des estimations de la fréquence de taux de précipitations instantanés spécifiques sur une année moyenne, pour plusieurs localités. Ces estimations reposent principalement sur des données horaires obtenues sur un certain nombre d'années. Pour convertir la probabilité en pourcentage, il convient de diviser le nombre d'heures par 87,66.

Tableau 3 – Durée sur une année moyenne des précipitations ponctuelles instantanées supérieures ou égales aux taux spécifiés [1]

Durée (h) sur une année moyenne des précipitations ponctuelles instantanées supérieures ou égales aux taux de précipitations spécifiés						
	Taux de précipitations					
Lieu	1 mm/h	5 mm/h	10 mm/h	25 mm/h	50 mm/h	100 mm/h
Akrotiri	95,0	27,0	10,0	2,7	0,7	0,15
Aéroport de Birmingham	187,0	35,0	9,5	0,7	0,09	0,01
Changi	208,0	79,0	44,0	16,0	6,0	1,3
Freetown	380,0	137,0	81,0	29,0	11,0	2,8
Gibraltar	91,0	29,0	13,0	3,2	0,9	0,16
Hong Kong	517,0	138,0	49,0	14,0	2,9	0,6
Londres Heathrow	234,0	41,0	11,0	1,1	0,17	0,01
Malte	111,0	33,0	13,0	3,8	1,0	0,20
Aéroport de Manchester	308,0	52,0	13,0	1,1	0,16	0,02
Miami	250,0	70,0	32,0	15,0	5,0	1,5
Nouvelle-Orléans	260	80,0	49,0	26,0	10,0	2,5
Tiree	205,0	34,0	9,0	0,5	0,04	0,0
Washington	226,0	40,0	15,0	4,0	1,4	0,5

NOTE Les valeurs de 0,0 indiquent une valeur inférieure à la grandeur mesurable.

4.5 Taux de précipitations élevés

4.5.1 Pluie orageuse

Les pluies les plus intenses qui tombent sur de courtes périodes sont généralement associées à des orages; comme ces derniers se produisent ponctuellement dans la plupart des régions du monde, les intensités maximales des précipitations peuvent être presque aussi élevées dans les climats tempérés que dans les régions plus humides des basses latitudes. L'incidence relative des orages dans le monde est, en général, plus fréquente dans les zones tropicales et subtropicales; les orages sont courants sur la moitié estivale de l'année dans les latitudes tempérées et sont occasionnels seulement en Arctique et en Antarctique.

Les orages se produisent le plus souvent à l'intérieur des terres et sont beaucoup moins fréquents en haute mer. Les exceptions concernent certaines zones océaniques équatoriales et la Méditerranée qui, avec des températures relativement élevées en automne et en hiver, peuvent présenter une convection active lorsque des masses d'air froid se déplacent vers le sud depuis l'Europe.

4.5.2 Forte pluie prolongée

Les périodes prolongées de fortes précipitations se produisent principalement dans les zones de mousson ou en association avec des cyclones tropicaux, même si de fortes précipitations orographiques peuvent se produire dans la plupart des régions montagneuses.

4.5.3 Extrêmes mondiaux

Les précipitations enregistrées sur des périodes comprises entre une minute et un an, en de nombreux endroits, ont été utilisées pour déterminer une enveloppe qui fournit une approximation des extrêmes mondiaux de précipitations en un point donné. Cette enveloppe peut être exprimée sous la forme suivante:

$$R = 363D^{-0,5} \quad (1)$$

où

R est le taux de précipitations exprimé en millimètres;

D est la durée exprimée en heures.

Le Tableau 4 indique quelques taux de précipitations horaires extrêmes dans le monde, qui couvrent différentes durées comprises entre une minute et plusieurs heures. Il s'agit de valeurs prédites à partir de la formule de R .

Tableau 4 – Extrêmes de précipitations prévus dans le monde [1]

Extrêmes de précipitations prévus dans le monde	
Durée min	Taux de précipitations mm/h ou litre/m ² /h
1	2 900
5	1 200
10	900
30	550
50	400
60	380
100	280
200	200
400	140

À titre comparatif, le Tableau 5 répertorie les quantités de précipitations les plus élevées enregistrées sur une courte période dans le monde (OMM 1994), avec les taux de précipitations moyens correspondants (mm/h). Les valeurs observées dans le Tableau 5 se situent dans l'enveloppe fournie par l'Équation (1), à l'exception de la pluviométrie enregistrée sur 60 min de 401 mm, qui est légèrement plus extrême que celle prévue par la formule.

Tableau 5 – Taux de précipitations maximaux observés dans le monde [1]

Taux de précipitations maximaux observés dans le monde		
Période min	Pluviométrie maximale observée mm	Taux de précipitations correspondant mm/h
1	38	2 280
8	126	945
15	198	792
20	206	618
42	305	436
60	401	401

4.6 Variations spatiales du taux de précipitations

4.6.1 Généralités

Il existe d'importants gradients dans les taux de précipitations observés sur de courtes périodes entre des points peu éloignés les uns des autres, mais plus la période sur laquelle le taux de précipitations est déterminé est longue, plus la variation en fonction de la distance est faible. Pour des durées de 1 min et un orage entier, la Figure 3 indique le taux de diminution de la corrélation entre les précipitations en deux points à mesure que la distance entre eux augmente. Cette figure vise uniquement à représenter le principe général, car en réalité, la forme et la pente de la courbe du "taux de précipitations orageuses total" dépendent de la durée, de l'étendue et de l'intensité de l'orage.

Il y a clairement une amélioration substantielle de la corrélation lorsque les précipitations cumulées sont prises en compte sur une période. La diminution rapide de la corrélation, lorsque des taux de précipitations sur de courtes périodes sont pris en compte, montre la nécessité de disposer de réseaux d'observation à haute densité si les détails à petite échelle de la configuration des précipitations sont importants. Un espacement d'environ un demi-kilomètre est nécessaire pour tenir compte, en moyenne, de 75 % de la variance qui se produit dans les taux de précipitations sur de courtes périodes lors de violents orages.

La diminution du coefficient de corrélation avec la distance est beaucoup plus rapide pour les précipitations convectives que pour les précipitations cycloniques ou frontales, ce qui implique que la relation entre le coefficient de corrélation et la distance varie également en fonction de la région et de la saison, selon le type de précipitation prédominant. Des graphiques similaires à celui de la Figure 3, mais pour des circonstances plus précisément définies, sont donnés dans: [2], [3], [4], [5], [6] et [7].

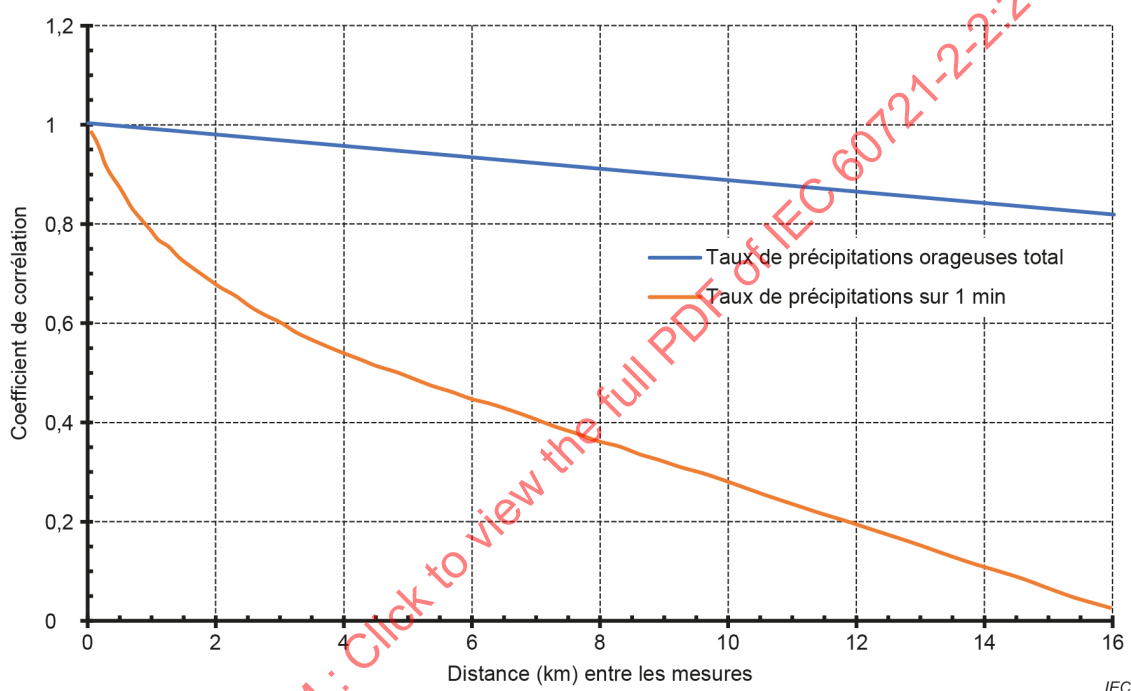


Figure 3 – Diminution moyenne de la corrélation, en fonction de la distance, du taux de précipitations sur 1 min et du taux de précipitations orageuses total [1]

4.6.2 Taux de précipitations inférieurs à 2 mm/h

Les zones de pluie associées à ces faibles taux de précipitations sont souvent étendues, des zones de 1 000 km à 1 500 km sur jusqu'à 3 000 km étant assez courantes, conjointement avec des caractéristiques à grande échelle de la configuration de pression. Dans les cas extrêmes, la longueur d'une ceinture de pluie peut atteindre 6 000 km. Dans des conditions appropriées, les précipitations orographiques peuvent s'étendre tout le long du côté exposé au vent des chaînes de montagnes, comme les côtes atlantiques de la Grande-Bretagne et de la Norvège, la côte pacifique de l'Amérique du Nord, et surtout les chaînes de montagnes de l'Asie pendant les moussons estivales. Ces ceintures de pluie dépassent rarement 250 km de largeur et sont généralement beaucoup plus étroites.

4.6.3 Taux de précipitations entre 2 mm/h et 10 mm/h

Dans les climats tempérés, il est peu probable que les taux de précipitations entre 2 mm/h et 10 mm/h dépassent 250 km de longueur. Des longueurs de 150 km à 250 km peuvent se produire assez souvent. Sous les latitudes tropicales, les ceintures de pluie avec ce taux de précipitations peuvent s'étendre jusqu'à 300 km ou plus dans les ouragans. Les pluies de mousson dans l'ouest de l'Inde et en Afrique de l'Ouest couvrent fréquemment des longueurs de 1 000 km, et les 2 000 km ont parfois été dépassés pendant la mousson estivale sur les pentes sud et ouest de l'Himalaya.

4.6.4 Taux de précipitations entre 10 mm/h et 25 mm/h

Les taux de précipitations entre 10 mm/h et 25 mm/h sont presque toujours associées à la convection. Les différents nuages convectifs ont rarement une dimension supérieure à 15 km, mais dans certaines circonstances, par exemple le long d'un front froid, les nuages peuvent être étroitement liés et former une ceinture de pluie d'une longueur de 150 km à 250 km, même s'il est peu probable que la largeur dépasse environ 15 km. Des liaisons similaires peuvent également se produire le long d'une barrière montagneuse et, durant la phase la plus intense de la mousson tropicale estivale, des précipitations de cette intensité peuvent se produire pratiquement n'importe où le long des versants sud et ouest de l'Himalaya et des chaînes de montagnes associées sur 2 000 km ou plus. Des pluies de mousson de cette intensité peuvent également tomber en Afrique de l'Ouest et dans l'ouest de l'Inde, sur des zones d'une dimension d'environ 1 000 km. Les ouragans tropicaux peuvent également entraîner de fortes pluies similaires sur une zone d'une dimension d'environ 300 km.

4.6.5 Taux de précipitations supérieurs à 25 mm/h

Il est estimé que les précipitations à ces taux élevés se limitent partout à une ou deux cellules de convection voisines. L'étendue horizontale de ces cellules est généralement comprise entre 1 km et 5 km et il est peu probable qu'elle dépasse 30 km, même en cas de tempête tropicale. Au cœur de ces cellules, sur des diamètres de 2 km ou moins, les taux de précipitations dépassent occasionnellement 100 mm/h, même sous des climats tempérés. Les taux extrêmes enregistrés sont de l'ordre de 000 mm/h et se produisent sur une période d'environ 1 min, et sont réputés être associés à des cellules d'environ 0,5 km de diamètre seulement.

4.7 Probabilités de précipitations le long d'une ligne

Les informations données dans le présent paragraphe concernent principalement les probabilités de précipitations en un point spécifique, mais pour de nombreuses raisons, il est nécessaire d'évaluer les chances que les taux de précipitations spécifiés se produisent simultanément sur des distances données le long de trajectoires horizontales. Des informations directes de ce type sont rarement disponibles, mais les évaluations peuvent reposer sur des probabilités ponctuelles et sur des modèles d'averses admis par hypothèse. Le Tableau 6 fournit quelques valeurs obtenues de cette manière pour des trajectoires dans le sud de l'Angleterre et à Singapour.

Tableau 6 – Durée estimée (h) sur une année moyenne pendant laquelle les distances indiquées le long de trajectoires données reçoivent simultanément des précipitations supérieures ou égales à des taux spécifiques [1]

Durée estimée (h) sur une année moyenne pendant laquelle les distances le long de trajectoires données reçoivent simultanément des précipitations supérieures ou égales à des taux spécifiques							
Lieu	Longueur de la trajectoire km	Distance le long de la trajectoire km	Taux de précipitations				
			5 mm/h	10 mm/h	25 mm/h	50 mm/h	100 mm/h
Sud de l'Angleterre	25	0	172	81	12,5	2,9	0,2
		5	107	20	0	0	0
		10	40	0	0	0	0
		15	0	0	0	0	0
	50	0	303	151	25	5,6	0,4
		5	221	60	6	0	0
		10	120	5	0	0	0
		15	50	0	0	0	0
		20	5	0	0	0	0
	100	0	562	292	48	11	0,9
		5	440	140	25	2	0
		10	290	50	0	0	0
		15	170	0	0	0	0
		20	60	0	0	0	0
Singapour	25	0	330	280	162	82	29
		5	220	130	0	0	0
		10	100	0	0	0	0
		15	0	0	0	0	0
	50	0	570	510	310	159	56
		5	430	250	100	20	0
		10	280	100	0	0	0
		15	180	0	0	0	0
		20	100	0	0	0	0
	100	0	1 050	980	600	311	111
		5	880	550	200	80	0
		10	650	280	10	0	0
		15	480	100	0	0	0
		20	300	0	0	0	0

5 Neige

5.1 Généralités

La neige est une précipitation sous forme de cristaux de glace, qui peuvent exister individuellement, mais qui, le plus souvent, coagulent pour former des flocons de neige. Les cristaux peuvent être formés initialement par la congélation spontanée de gouttelettes de nuage liquides en surfusion à une température inférieure à -40 °C , mais ils sont plus souvent formés initialement par le dépôt de vapeur d'eau sur des noyaux de congélation appropriés à des températures seuils plus élevées. Lorsque des cristaux de glace sont présents dans un nuage, ils se développent par dépôt supplémentaire de vapeur d'eau au détriment des gouttelettes liquides du nuage, qui s'évaporent pour renouveler le stock de vapeur d'eau. Il s'agit du processus de Bergeron-Findeisen, qui se produit en raison de la saturation de l'air par rapport à la glace à une température plus élevée que pour la saturation par rapport à l'eau liquide. Lorsque les particules de glace sont devenues suffisamment lourdes, elles commencent à tomber et s'assemblent souvent pour former des flocons de neige. Dans certaines circonstances, en général dans les nuages d'averse, les cristaux de glace peuvent se développer principalement par collision avec des gouttelettes de nuage liquides en surfusion, les recouvrant alors de givre opaque pour former du "grésil" plus dense d'un diamètre de 2 mm à 5 mm.

Après être tombés au-dessous de l'altitude à laquelle la température atteint 0 °C , les flocons de neige commencent à fondre. Par conséquent, l'occurrence de neige au niveau du sol est généralement associée à des températures inférieures ou égales à 2 °C , et une couverture neigeuse persistante se produit à des températures inférieures ou égales à 0 °C .

La neige fraîchement tombée possède une masse volumique comprise entre 70 kg/m^3 et 150 kg/m^3 , tandis que la masse volumique d'une neige ancienne peut être comprise entre 400 kg/m^3 et 500 kg/m^3 , et même atteindre 910 kg/m^3 . Si la masse volumique dépasse 910 kg/m^3 , il est généralement admis qu'il s'agit de glace et non plus de neige. Une neige ferme possède normalement une masse volumique de 600 kg/m^3 . L'exposition aux vents augmente souvent la masse volumique en désagrégeant les flocons de neige; la température augmente également la masse volumique, de même que le tassement au fil du temps.

5.2 Distribution globale de l'incidence du temps neigeux

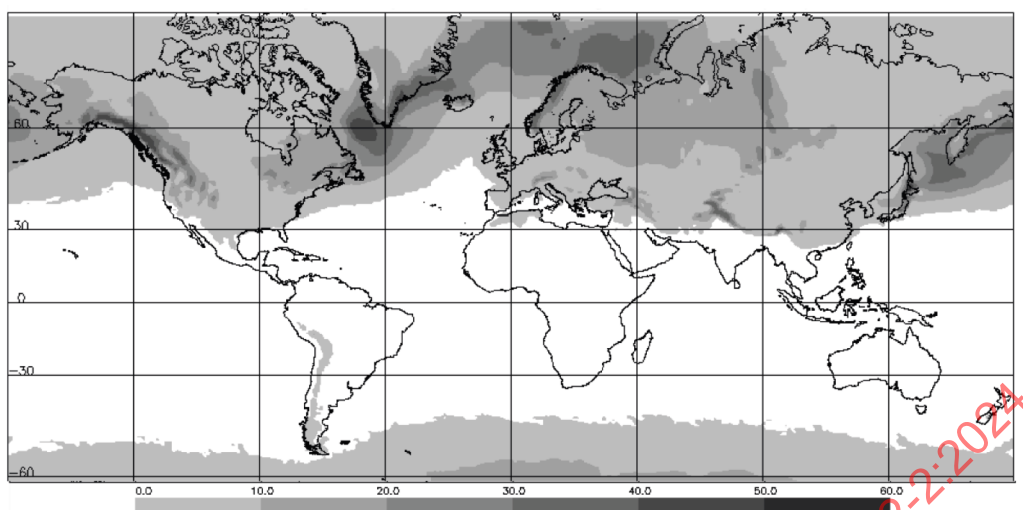
Il est difficile de produire une climatologie globale de la neige, car d'importantes variations de la climatologie de la neige se produisent sur des échelles de distance beaucoup plus courtes que la séparation spatiale des stations d'observation de la surface. Tel est le cas même si, à grande échelle, l'incidence de la neige est fortement pondérée en direction des latitudes plus élevées où les températures sont proches de 0 °C ou inférieures pendant de plus longues périodes. Non seulement la température baisse en moyenne de $0,6\text{ °C}$ tous les 100 m d'altitude, mais la quantité de précipitations augmente également avec l'altitude, sauf à de très hautes altitudes. Par conséquent, l'incidence de la neige est particulièrement sensible aux variations d'altitude. D'autres facteurs, tels que les îlots de chaleur urbains et la distance par rapport à la mer, entraînent également des variations locales de l'incidence de la neige. La sensibilité à tous ces facteurs est accrue dans les climats tempérés, où une légère variation de l'un d'entre eux peut faire la différence entre des précipitations qui tombent sous forme de neige ou sous forme de pluie. Des relations de régression entre les paramètres de la neige et les paramètres géographiques ont été utilisées pour réaliser des interpolations entre les stations d'observation, mais celles-ci peuvent n'être valables que pour une région spécifique, ce qui rend difficile la combinaison de climatologies en provenance de différents pays.

Récemment, la modélisation numérique et les techniques de télédétection par satellite ont permis de mieux comprendre la climatologie globale de la neige en fournissant des informations supplémentaires. Pour décrire la climatologie de la neige, il est important de faire la distinction entre la neige tombante et la neige tombée. En effet, la neige tombante ne reste pas nécessairement au sol et, selon la rigueur de l'hiver, la neige tombée peut être intermittente et fondre en quelques jours, ou peut persister et s'accumuler au fil des chutes de neige successives, dans certaines régions jusqu'au printemps. Les régions où il neige le plus sont à bien des égards différentes de celles où la couverture neigeuse accumulée est la plus profonde ou la plus persistante, les régions montagneuses enneigées étant une exception.

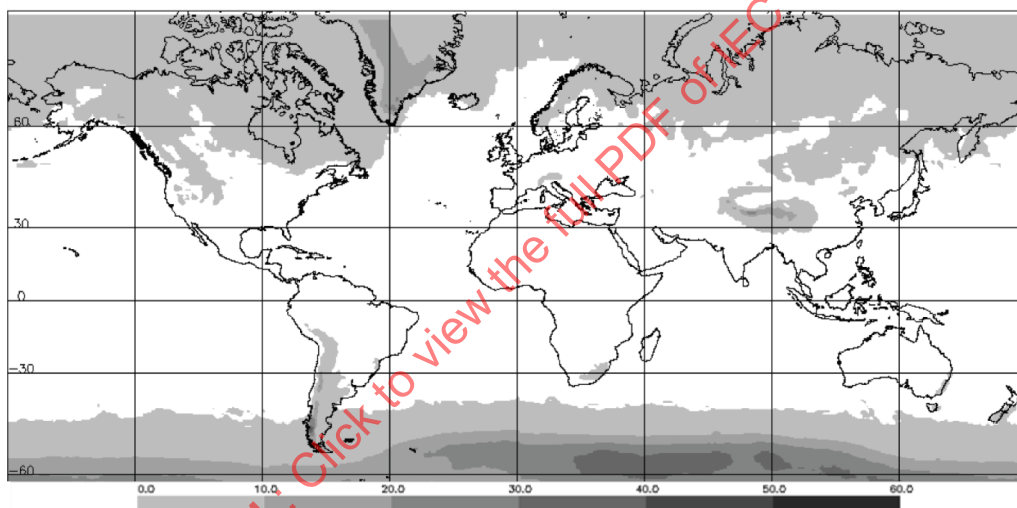
La Figure 4 donne une indication des endroits où il neige le plus. Les images fournissent des estimations, déduites des résultats de modèles atmosphériques numériques, du pourcentage de jours au cours desquels il tombe une quantité de neige équivalente à 1 mm de précipitations. Très approximativement, 1 mm de précipitations équivaut à environ 10 mm de neige tombée, mais il est possible que cette neige ne reste pas nécessairement au sol. Les distributions spatiales du printemps et de l'automne se situent entre celles de l'hiver et de l'été. Lors de l'interprétation de ces cartes, il convient de noter qu'elles ne mettent pas en évidence les régions où il neige fréquemment, mais en quantités négligeables, comme tel est le cas dans certains des climats hivernaux continentaux les plus froids.

Certaines des régions les plus enneigées du monde se situent à des latitudes élevées, au-dessus ou à proximité de la haute mer, qui constitue une source d'humidité immédiate, mais où la neige ne repose évidemment pas. Les températures, bien que souvent assez basses pour qu'il neige, sont beaucoup plus élevées en hiver qu'à l'intérieur des continents à haute latitude. À ces latitudes élevées à l'intérieur des continents, les températures sont souvent si basses que la teneur en humidité de l'air est fortement réduite. Dans l'hémisphère sud, les zones les plus exposées se situent presque concentriquement autour du globe, entre 60° Sud et 70° Sud, juste vers le pôle sur la trajectoire principale des tempêtes hivernales, le long de la frontière entre les masses d'air polaires et tropicales. Dans l'hémisphère nord, la distribution est faussée par la distribution irrégulière des masses terrestres et des courants océaniques chauds, les zones les plus exposées se situant sur deux arcs. Un arc "Atlantique Nord" s'étend du Labrador vers le nord-est, entre le Groenland et l'Islande, jusqu'à Spitzberg, et s'incurve vers l'est jusqu'à la mer de Barents et la côte septentrionale de l'Europe. Un arc "Pacifique" s'étend vers nord-est le long de la côte orientale de l'Asie, depuis le nord du Japon jusqu'à la péninsule du Kamtchatka, puis vers l'est à travers la mer de Béring. Même si les systèmes de tempêtes hivernales sont responsables d'une grande partie de cette neige, il existe également une composante convective due à l'air très froid en provenance de Sibérie, du Canada, de la calotte glaciaire du Groenland ou de l'inlandsis arctique, qui circule au-dessus d'une mer relativement chaude.

Les zones terrestres les plus enneigées du globe, en ce qui concerne les chutes de neige, se situent aux endroits où les trajectoires des tempêtes océaniques susmentionnées rencontrent des montagnes côtières sur le côté ouest des continents à des latitudes élevées. Ces régions comprennent les montagnes côtières de Norvège, d'Alaska et de Colombie-Britannique et, dans une moindre mesure, les Andes d'Amérique du Sud. L'absence d'une haute barrière montagneuse continue le long de la côte ouest de l'Europe permet aux systèmes météorologiques et à une zone relativement enneigée de s'étendre vers l'est à travers les plaines de l'Europe du Nord jusqu'aux montagnes de l'Oural de la Fédération de Russie, sujettes à la neige.



**Pourcentage de jours avec chute de neige > 1 mm (équivalent en eau de la neige) –
Hémisphère Nord (décembre, janvier et février)**



**Pourcentage de jours avec chute de neige > 1 mm (équivalent en eau de la neige) –
Hémisphère sud (juin, juillet et août)**

SOURCE: Référence [8]. Les cartes sont issues des données du modèle ERA-interim (janvier 1979 à octobre 2013), avec l'aimable autorisation du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (2011).

Figure 4 – Pourcentage estimé de jours pendant lesquels il tombe une quantité de neige équivalente à au moins 1 mm de pluie dans les hémisphères nord et sud [1]

Vers l'équateur depuis la latitude 60° (approximativement), les conditions hivernales sont souvent à la limite entre la pluie et la neige. Les conditions hivernales sont plus susceptibles de favoriser la pluie au-dessus de la mer d'hiver relativement chaude et des basses terres côtières adjacentes que sur les régions à l'intérieur des terres sous la même latitude. Cependant, lorsque de la neige tombe dans les régions côtières, elle est souvent plus intense qu'à l'intérieur des terres. Cela est dû au fait que l'air maritime chargé d'humidité se déplace au-dessus de terres froides, ou que l'air arctique atteint les terres par une trajectoire maritime relativement chaude, ce qui le rend convectivement très instable. Cet effet peut être accentué si une chaîne de collines est parallèle à la côte, ce qui provoque un soulèvement supplémentaire. En raison de la faible teneur en humidité de l'atmosphère à de très basses températures, l'intérieur des grands continents subit rarement de forts taux de chutes de neige. Toutefois, la neige qui tombe dans ces régions peut rester au sol pendant de longues périodes, voire tout l'hiver.

La Figure 4 montre également qu'il existe de vastes régions du monde où la neige ne tombe jamais. Par exemple, la neige est rare au niveau moyen de la mer entre les latitudes 30° Nord et 40° Sud, même si des chutes de neige occasionnelles sont enregistrées dans le sud de la Chine pendant la plupart des hivers. Sous ces latitudes tropicales et subtropicales, la neige est présente au sol au-dessus de 2 500 m environ.

5.3 Distribution globale de l'incidence et de l'épaisseur de la neige tombée

Historiquement, la distribution globale de la neige a parfois été estimée à l'aide d'informations indirectes telles que la hauteur du sol au-dessus du niveau de la mer et la probabilité de températures inférieures à 0 °C. Cependant, les techniques de télédétection par satellite ont permis d'obtenir une indication plus spécifique de l'étendue globale et de la quantité de neige tombée correspondant en "équivalent en eau de la neige" (EEN) [9]. Cet équivalent est donné à la Figure 5 pour les mois de décembre à février, de mars à mai, de juin à août et de septembre à novembre. Néanmoins, comme les techniques d'estimation de l'équivalent en eau de la neige à partir des données satellitaires sont encore en cours d'affinement et que la résolution des cartes est insuffisante pour montrer les importantes variations qui peuvent se produire à l'échelle locale, il convient de se référer aux valeurs indiquées sur la figure à titre d'indication générale uniquement. Il convient de souligner que les cartes n'indiquent pas littéralement l'épaisseur réelle de la neige, mais plutôt l'équivalent pluviométrique de la neige tombée et de la glace ou de la neige comprimée.

À titre d'indication pratique, mais très approximative, 1 mm de pluie ou d'"équivalent en eau de la neige" est égal à environ 10 mm de neige fraîchement tombée, mais seulement à 1 mm de glace. L'équivalent pluviométrique de la neige fraîchement tombée est en réalité très variable en fonction de la nature de la neige. Par exemple, pour la neige mouillée, le rapport entre la chute de neige et la pluviométrie est généralement de 8:1. Pour la neige sèche, le rapport est plus généralement de 15:1.

L'une des caractéristiques les plus évidentes des cartes de la Figure 5 est l'absence presque totale de couverture neigeuse significative en Amérique du Sud, en Afrique et en Australasie, quelle que soit la saison. Une deuxième caractéristique notable est le cycle saisonnier marqué de l'hémisphère nord, où de larges zones des masses terrestres eurasiennes et nord-américaines sont couvertes de neige en hiver et au début du printemps. Cette différence est due aux latitudes plus élevées atteintes par l'Amérique du Nord et l'Eurasie ainsi qu'à leur étendue, qui permet aux masses d'air polaires de s'accumuler et de s'étendre en hiver sans l'influence réchauffante de la mer.

Dans les régions sujettes à une période de couverture neigeuse permanente tout au long de l'hiver, la saison de la couverture neigeuse a lieu après la saison des chutes de neige, suivant un modèle en "dent de scie". La neige tombée s'accumule généralement par paliers tout au long de l'hiver avant de fondre relativement rapidement à un moment donné du printemps. La couverture neigeuse moyenne est donc plus importante au printemps qu'en automne.

En général, les plus grandes quantités de neige tombée et de glace (en équivalent en eau de la neige) se situent aux endroits où les températures sont inférieures à zéro le plus longtemps, c'est-à-dire à l'intérieur des continents aux latitudes polaires. Des perturbations dues à l'altitude se superposent à ce modèle. Ce facteur influe principalement aux latitudes tempérées, où l'altitude peut faire une différence cruciale concernant la chute de précipitations sous forme de neige ou non et la tenue ou non de cette neige au sol.

Les cartes de la Figure 5 ne montrent pas les zones périphériques recouvertes de faibles quantités de neige par intermittence. Il convient donc garder à l'esprit que la neige peut former une couverture intermittente en hiver, généralement sur des épaisseurs de quelques centimètres au maximum, avec une marge d'environ 5° de latitude au sud des limites de la Figure 5.

5.4 Masse, taille et vitesse de chute de la neige

Les cristaux de glace présentent une large variété de formes, de tailles et de masses volumiques. Le réseau des cristaux de glace est hexagonal dans la plupart des conditions atmosphériques, avec un axe principal perpendiculaire à l'axe de symétrie hexagonale. Selon les conditions de température et d'humidité à l'intérieur du nuage, la symétrie hexagonale peut se présenter sous une grande variété de formes, depuis les plaques hexagonales plates et les dendrites plates (cristaux ramifiés) jusqu'aux prismes hexagonaux, colonnes et aiguilles "étendus verticalement" ("étendus verticalement" signifiant étendus le long de l'axe de symétrie hexagonale). De manière générale, les formes plates se forment dans les nuages à des températures comprises entre 0 °C et –3 °C, puis entre –10 °C et –21 °C, tandis que les formes étendues verticalement se forment principalement entre –3 °C et –10 °C, puis au-dessous de –21 °C.

Le terme "flocon de neige" fait souvent référence à un groupe de jusqu'à plusieurs milliers de cristaux de glace, assemblés par le processus d'agrégation, mais il peut aussi désigner un cristal unique. Les flocons de neige agrégés ont souvent un diamètre de 10 mm au maximum, mais ils peuvent exceptionnellement atteindre un diamètre de 80 mm ou plus (dans la direction la plus longue). Libbrecht [10] donne un aperçu de la physique des différents types de cristaux de glace développés en laboratoire. Cependant, il est rare que les chutes de neige réelles ne contiennent que des cristaux de glace parfaits et, plus généralement, elles contiennent principalement des cristaux brisés ou des agrégats de tels cristaux.

Le Tableau 7 décrit la relation entre la masse et les dimensions linéaires maximales des différentes formes de cristaux. Ces relations représentent des valeurs moyennes et toute mesure obtenue sur des cristaux distincts présente une certaine variation par rapport à cette moyenne.

Tableau 7 – Cristaux de neige: relation entre la masse (mg) et le diamètre (mm) de la sphère qui contient tout juste le cristal [1]

Type de cristal	Relation entre la masse (m) et le diamètre (d)
Grésil	$m = 0,065 d^3$
Plaques de givre et dendrites stellaires	$m = 0,027 d^2$
Neige poudreuse et dendrites spatiales	$m = 0,010 d^2$
Dendrites planes	$m = 0,0038 d^2$
Aiguilles	$m = 0,029 d$ (d = longueur)

La vitesse de chute d'un flocon de neige est déterminée par l'équilibre entre la force gravitationnelle et la force de traînée. La force gravitationnelle est constante pour une masse donnée, mais la force de traînée augmente à mesure que la vitesse du flocon de neige augmente jusqu'à atteindre une vitesse d'équilibre (de chute). La vitesse de chute dépend de la forme, de la taille et de la masse volumique du flocon. Ces paramètres dépendent à leur tour de la température et de l'humidité de l'environnement dans lequel évolue le flocon de neige, ainsi que de la concentration de gouttelettes du nuage et de la durée pendant laquelle le flocon de neige reste dans le nuage. Ces facteurs régissent le dépôt, le type de cristal, l'agrégation et le givrage.

La relation entre la vitesse de chute (V) et le diamètre (D) du flocon de neige est généralement représentée par la relation donnée dans l'équation suivante.

$$V = \alpha \times D \times \beta \quad (2)$$

De nombreuses études observationnelles et théoriques ont déterminé des valeurs de α et β pour différents types de cristaux et différents degrés de givrage, même s'il ne s'agit souvent que d'une plage particulière de températures ou d'un type particulier de cristal. Par exemple, les résultats des observations de Barthazy et Schefold (2006) [11], obtenus à environ 600 m d'altitude dans les Alpes suisses, sont donnés dans le Tableau 8, mais ceux-ci se limitent à la surface (pas nécessairement aux nuages) et à des températures comprises entre -1 °C et -5 °C. Cette étude fournit également une règle empirique utile selon laquelle, au-dessus d'une certaine taille, la vitesse de chute des flocons de neige reste approximativement constante, entre 1 m/s et 2 m/s. Dans le cas présent, l'idée est simplement de donner un aperçu de l'ensemble des travaux qui existent actuellement dans la littérature. La première étude de ce type a été menée par Langleben (1954) [12]. Dans cette étude, comme dans d'autres par la suite, D se réfère au "diamètre fondu" du flocon de neige. Cependant, dans l'étude de Barthazy et Schefold, D désigne la largeur du cadre. Szyrmer et Zawadzki (2010) [13] fournissent un ensemble de références utiles et, pour toute analyse documentaire approfondie, ce document et son pendant [14] sont actuellement recommandés comme point de départ.

Tableau 8 – Valeurs de α et β pour différents types de cristaux [11]

Valeurs de α et β pour différents types de cristaux dans la formule de la vitesse de chute des flocons de neige de l'Équation (2)						
Type de cristal	α			β		
	Degré de givrage			Degré de givrage		
	Nul	Modéré	Dense	Nul	Modéré	Dense
Aiguilles	0,97	1,26	1,61	0,20	0,24	0,35
Plaques	1,02	1,21	1,36	0,23	0,26	0,40
Dendrites	-	0,98	1,06	-	0,27	0,24
Cristaux irréguliers	1,23	1,20	1,27	0,22	0,21	0,22
Grésil	-	-	1,54	-	-	0,61

NOTE Le grésil est par définition plus densément givré, mais l'absence de valeurs pour les dendrites non givrées s'explique simplement par le fait qu'aucune n'a été observée dans le cadre de cette étude.

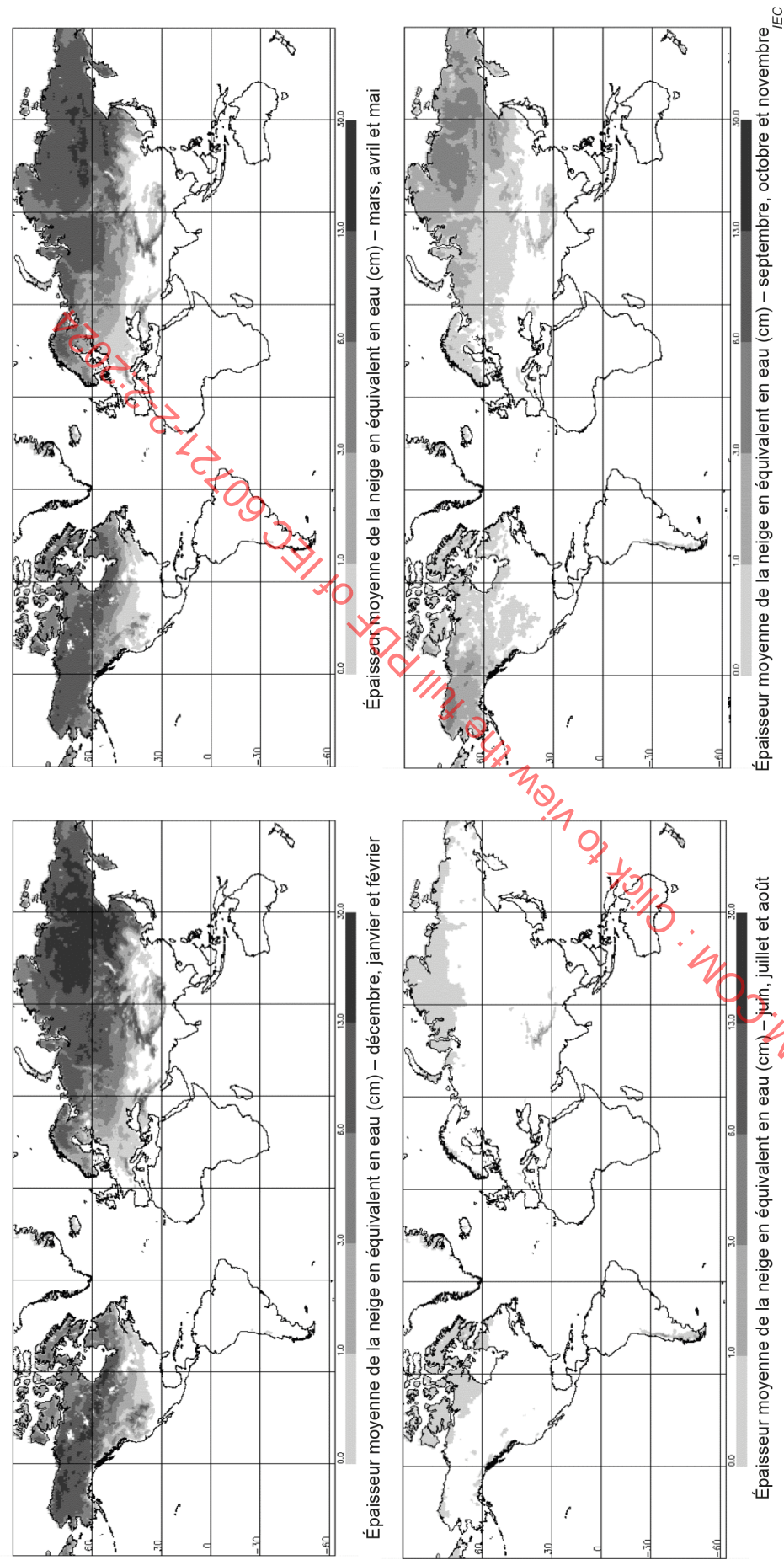


Figure 5 – Équivalent pluviométrique moyen, obtenu par satellite, de la neige tombée et de la glace [1]

6 Grêle

6.1 Généralités

La grêle se présente sous plusieurs formes, mais consiste généralement en des billes de glace sphériques d'un diamètre de 5 mm à, quelquefois, 50 mm ou plus, composées de couches alternées de givre transparent et de givre opaque. Les grêlons peuvent également être coniques ou former des blocs de forme irrégulière par agglomération et peuvent être entièrement constitués de givre transparent ou contenir de l'eau liquide piégée. La masse volumique de la grêle peut varier de 10 kg/m^3 à 90 kg/m^3 selon la structure, même s'il est souvent admis par hypothèse que la grêle ordinaire a une masse volumique comprise entre 70 kg/m^3 et 90 kg/m^3 , cette dernière valeur correspondant au givre transparent. Le grésil, anciennement appelé neige roulée, se compose d'un cristal central recouvert de gouttelettes de nuage gelées et est facilement compressible, avec une masse volumique d'environ 30 kg/m^3 et un diamètre de 2 mm à 5 mm.

Les grêlons tombent d'un type spécifique de nuage, les cumulonimbus, qui ont une grande profondeur verticale et une concentration d'eau liquide particulièrement élevée, en général de 1 g à 3 g d'eau liquide par mètre cube d'air. Cette valeur est environ 10 fois plus élevée que dans la plupart des nuages et environ 100 fois plus élevée que dans les cirrus. Cette teneur en eau particulièrement élevée permet aux particules de glace à l'intérieur du nuage de se développer, principalement par collision avec des gouttelettes d'eau en surfusion. Cela distingue le développement de la grêle de celui des cristaux de neige, où le processus dominant du développement des cristaux de glace est le dépôt de vapeur d'eau.

Cependant, tous les cumulonimbus ne produisent pas de grêlons. La convection doit être suffisamment forte et soutenue pour empêcher les particules de glace de tomber du nuage avant de devenir des grêlons. Le nuage doit être suffisamment profond pour contenir la plage de températures exigée à la fois pour le dépôt initial de glace sur les noyaux hygroscopiques ($< -20^\circ\text{C}$) et pour le développement rapide des grêlons (0°C à -5°C). C'est dans cette dernière plage de température que le nuage contient la plus forte concentration de gouttelettes d'eau en surfusion à partir desquelles les grêlons se forment et se développent. Il convient que le nuage, dans son ensemble, ne soit pas trop chaud pour la formation de grêlons, comme cela peut être le cas dans les tropiques. De même, il convient que l'atmosphère à l'extérieur du nuage ne soit pas si chaude ou si sèche que les grêlons fondent ou s'évaporent avant d'atteindre le sol.

Les conditions de formation de la grêle sont aussi globalement celles exigées pour le développement des orages, et la présence d'orages peut indiquer la possibilité de grêle. Toutefois, il n'existe pas de relation simple entre les orages et la grêle, cette dernière se formant parfois dans des nuages convectifs qui ne se transforment pas en orages.

6.2 Distribution globale des grêlons

La grêle est essentiellement un phénomène localisé et de courte durée, chaque tempête de grêle ne touchant souvent que quelques kilomètres carrés pendant des périodes de quelques minutes seulement. Parfois, plusieurs cellules de grêle peuvent se former le long d'un front météorologique ou d'une ligne de grains de jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de longueur. Cependant, il est probable que de nombreuses tempêtes de grêle échappent au réseau d'observation de surface, en particulier lorsqu'une grande distance sépare les stations. Même lorsqu'il existe un bon réseau d'observation, le nombre d'occurrences de grêle d'une taille significativement importante dans la série de données est souvent trop faible pour établir une estimation statistiquement fiable de la fréquence moyenne. La climatologie de la grêle tirée des observations de surface repose souvent sur des observations supplémentaires à l'extérieur du réseau météorologique officiel. La qualité de ces observations est très variable, et leur disponibilité dépend fortement de la densité de population. Par conséquent, dans de nombreuses régions du monde, la fréquence des tempêtes de grêle déduite des observations de surface est, dans une certaine mesure, trompeusement fonction de la densité de population. Les récentes tentatives de cartographie mondiale ont utilisé des données modélisées numériquement ou des techniques satellitaires pour pallier l'insuffisance des observations de surface.

La carte de la Figure 6 représente, de manière très approximative, la distribution terrestre globale de la fréquence des grosses tempêtes de grêle. La carte est fondée sur un post-traitement empirique de données météorologiques archivées au Royaume-Uni à partir d'un modèle numérique global. Cette approche tend à la surestimation et exclut les océans et les mers, mais elle présente l'avantage, par rapport aux observations de surface, d'être globalement cohérente et objective. La grêle est plus probable dans les régions subtropicales et aux latitudes moyennes, ainsi que sur les hauteurs plus près de l'équateur. L'absence presque totale de grêle, même de taille importante, sur les basses terres des tropiques peut s'expliquer en premier lieu par la hauteur supérieure de l'isotherme 0 °C et, dans les déserts tropicaux tels que le Sahara, par la rareté de toute forme de précipitation. Il convient d'interpréter la Figure 6 avec prudence d'un point de vue quantitatif, car elle n'inclut que les grêlons d'un diamètre ≥ 15 mm. Si toutes les tailles de grêlons étaient prises en compte, le nombre annuel de jours de grêle serait considérablement plus élevé. Les zones continentales des régions subtropicales et des latitudes moyennes sont les plus sujettes aux gros grêlons, mais de petits grêlons semblent être relativement fréquents au-dessus des océans.

Même si la méthodologie de la Figure 6 est objective, elle repose sur un algorithme empirique qui ne s'applique éventuellement pas avec une exactitude constante à tous les types de grêles, tels que la grêle de petite taille caractéristique des régions océaniques. L'attention est également attirée sur une autre inexactitude manifeste de la Figure 6, à savoir la sous-estimation de la fréquence des gros grêlons dans la ceinture des tornades au centre des États-Unis (autour de l'Oklahoma). Dans cette région, de très gros grêlons sont observés au moins six jours par an en moyenne. L'explication la plus plausible de cet écart est que l'algorithme utilisé n'est pas adapté aux profils uniques de température et d'humidité atmosphériques responsables de ces tempêtes exceptionnellement violentes.

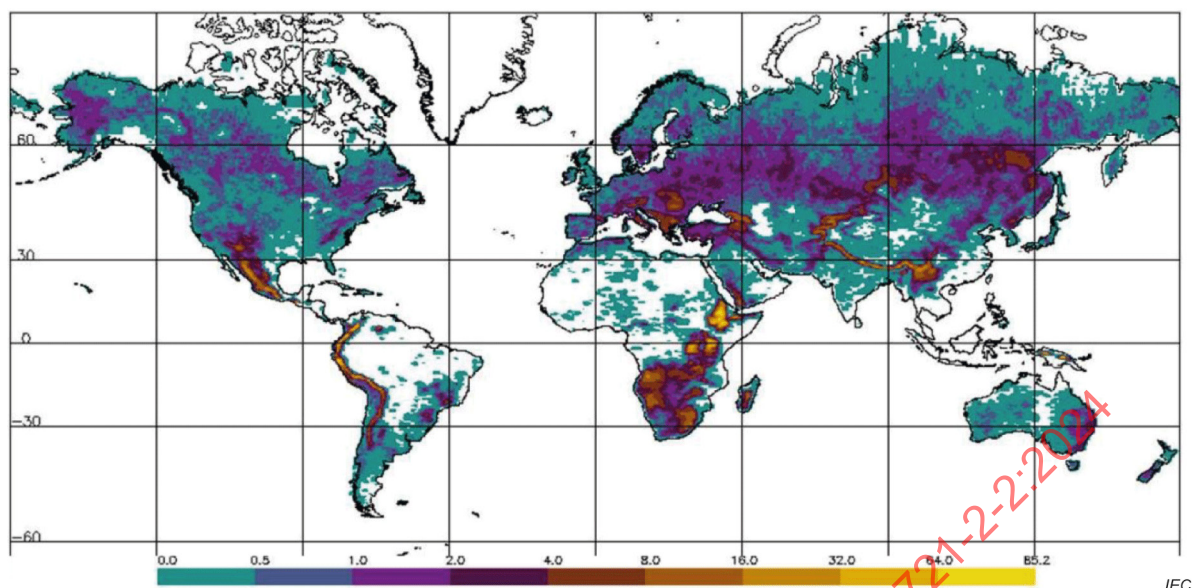


Figure 6 – Nombre annuel moyen estimé de jours par an avec des grêlons de diamètre ≥ 15 mm [1]

6.3 Variations saisonnières de la distribution globale

La distribution globale de la grêle présente un cycle saisonnier marqué, largement axé sur le printemps et, en particulier, sur l'été dans chaque hémisphère, comme cela est représenté à la Figure 7. Il s'agit des saisons où, au-dessus des terres, la convection est la plus prononcée. Avec cette convection, noter que l'atmosphère au-dessus des terres est généralement plus instable au printemps qu'en automne. Cela s'explique par le fait qu'au printemps, l'atmosphère est généralement réchauffée par le dessous alors qu'elle se réchauffe après l'hiver, tandis qu'en automne, l'atmosphère est généralement refroidie par le dessous alors qu'elle se refroidit après l'été. En décembre, janvier et février, la plupart des événements se produisent dans les Andes, en Nouvelle-Galles du Sud et dans la partie de l'Afrique située dans l'hémisphère sud. Toutefois, durant cette période, certains événements peuvent également se produire dans l'Himalaya et les montagnes adjacentes, dans certaines régions montagneuses du Mexique et dans l'extrême sud-ouest des États-Unis. En juin, juillet et août, il y a très peu d'activité dans l'hémisphère sud, mais la grêle est répandue dans l'hémisphère nord, de 30° Nord à 70° Nord.

Au-dessus des océans, et sur les côtes lorsque le vent dominant souffle vers les côtes, les variations saisonnières sont moins marquées qu'au-dessus des terres. En effet, la variation annuelle de la température à la surface des océans est beaucoup plus faible que sur les continents et est également décalée dans le temps, les températures océaniques les plus élevées se produisant généralement à la fin de l'été ou au début de l'automne. Dans certaines mers fermées, comme la Méditerranée, le flux d'air froid en provenance des terres à des latitudes supérieures qui circule au-dessus des eaux relativement chaudes produit une occurrence maximale de grêle en automne et en hiver.

6.4 Variation diurne

Les gros grêlons des zones continentales sont plus susceptibles de tomber en fin d'après-midi et en soirée, et il est probable qu'environ 85 % des grêlons à l'origine de dommages apparaissent entre 13:00 et 22:00 heure locale. En revanche, les petits grêlons des régions côtières et des mers ouvertes présentent peu de variations diurnes.

6.5 Taille des grêlons

La taille des grêlons consignée comme atteignant le sol est généralement celle des plus gros grêlons d'une chute donnée. Il n'existe pas d'observations exactes de la distribution de la taille des grêlons lors d'une chute particulière, mais des estimations ont été établies. Le Tableau 9 indique le nombre de grêlons d'un diamètre donné susceptibles de se trouver par unité de volume, à partir des hypothèses suivantes: la masse volumique des grêlons est de 90 kg/m^3 , la masse de glace en suspension dans l'air est répartie de manière égale entre les plages de tailles (une hypothèse fondée sur des observations de la distribution du grésil dans les nuages convectifs) et les taux de précipitations équivalents sont raisonnables.

IECNORM.COM : Click to view the full PDF of IEC 60721-2-2:2024

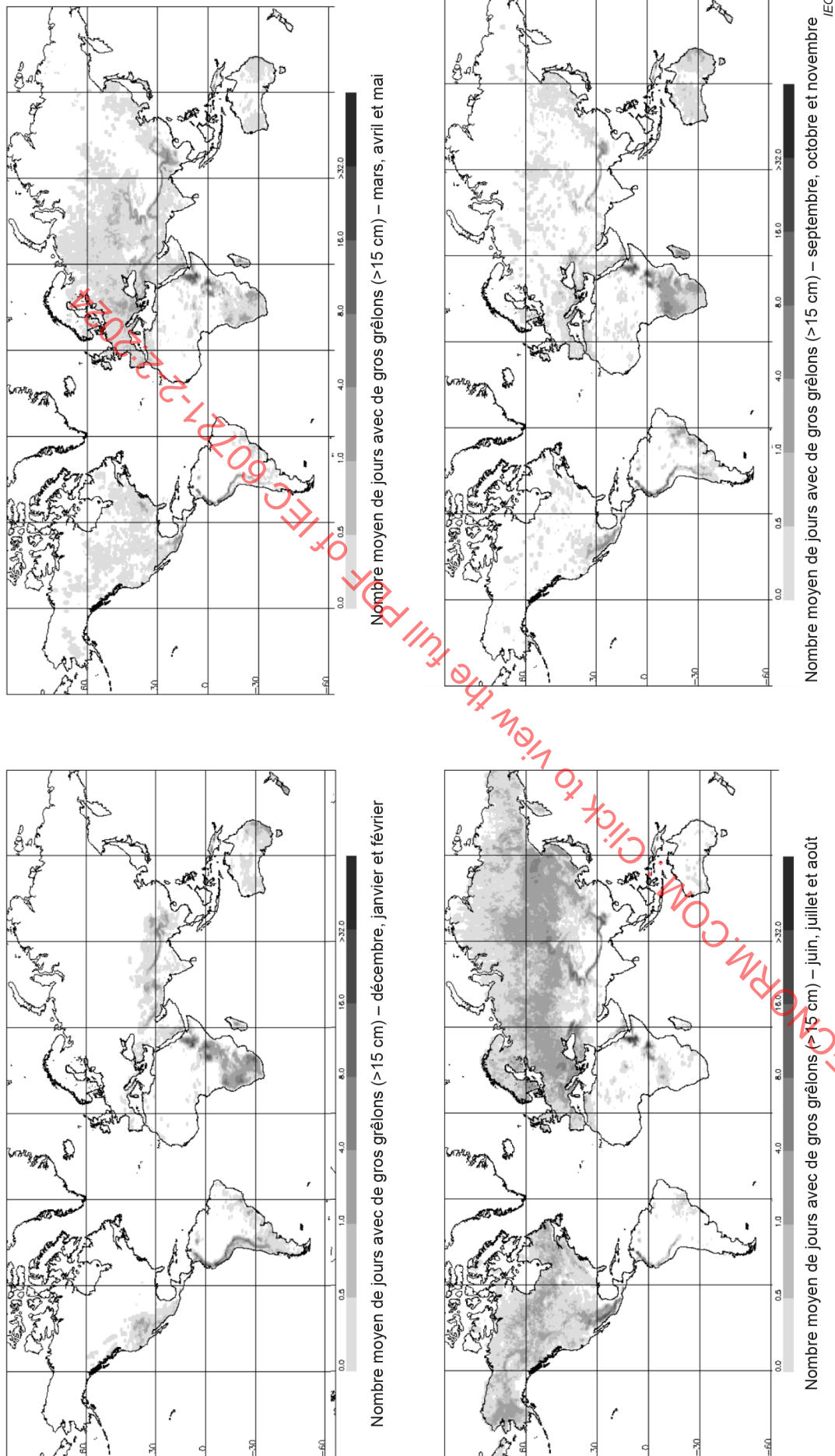


Figure 7 – Nombre saisonnier moyen estimé de jours par an avec des grêlons de diamètre ≥ 15 mm, d'après les données post-traitées de modèles globaux (océans exclus) [1]

Tableau 9 – Nombre de grêlons par mètre cube (à environ 4 000 m) pour des tailles maximales de grêlons spécifiées et des plages spécifiques de tailles de grêlons [1]

Plage de diamètres des grêlons mm	Taille du plus gros grêlon d'une tempête de grêle		
	30 mm	60 mm	100 mm
	Nombre par mètre cube		
0 à 10	22	9	7
10 à 20	0,8	0,35	0,27
20 à 30	0,17	0,07	0,06
30 à 40	-	0,03	0,02
40 à 50	-	0,01	0,01
50 à 60	-	0,000 7	0,005
60 à 70	-	-	0,000 3
70 à 80	-	-	0,002
80 à 90	-	-	0,001 5
90 à 100	-	-	0,001
Pluviométrie équivalente (mm/h)	250	300	500

D'un point de vue théorique, la taille maximale des grêlons est d'environ 130 mm, et des grêlons de ce diamètre ont été enregistrés. Le grêlon de Coffeyville, au Kansas, tombé le 3 septembre 1970 était de forme irrégulière avec un diamètre d'environ 138 mm. Comme de l'air chaud, humide et instable est nécessaire pour former des grêlons, la taille observée varie en fonction du lieu. Dans les régions arctiques, la vraie grêle au niveau du sol est rare et du grésil est plus probable, avec des grêlons de moins de 10 mm de diamètre. Les gros grêlons sont également rares en haute mer, leur diamètre maximal étant d'environ 15 mm.

Les grêlons de plus grosse taille et à l'origine de plus de dommages sont généralement confinés à l'intérieur des continents et plus probables aux latitudes moyennes et dans les régions subtropicales. La probabilité de gros grêlons ne continue pas à augmenter vers l'équateur et, dans les régions équatoriales, la grêle ne se produit que rarement à proximité des côtes et à basse altitude. Toutefois, des zones terrestres plus étendues et une altitude plus élevée favorisent toutes deux l'augmentation des gros grêlons, et il s'est avéré que des grêlons d'un diamètre maximal de 25 mm sont tombés au niveau des stations tropicales les plus élevées.

6.6 Vitesse de chute

La vitesse de chute des gros grêlons peut être déterminée à l'aide de l'équation ci-dessous. Toutefois, il convient de noter que la vitesse de chute est relative au mouvement de l'air.

$$V = \frac{(2\sigma g d)^{0,5}}{(3\rho C_D)^{0,5}} \quad (3)$$

où

- d est le diamètre des grêlons;
- σ est la masse volumique des grêlons;
- ρ est la masse volumique de l'air;
- g est l'accélération due à la gravité;
- C_D est le coefficient de traînée;
- V est la vitesse de chute.

Les valeurs empiriques de C_D , pour des valeurs normales au niveau de la mer de g et σ , avec $\rho = 0,9 \text{ g/cm}^3$, conduisent aux vitesses de chute indiquées à la Figure 8, qui repose sur l'équation suivante.

$$V = kd^{0,5} \quad (4)$$

où

V est la vitesse de chute, en m/s;

d est le diamètre des grêlons, en cm;

k est une constante = 14,7.

Une meilleure estimation de la constante k a été donnée comme étant de 16,3 et en utilisant cette valeur, la variation de l'énergie cinétique (E_k) du grêlon à la vitesse de chute avec son diamètre est exprimée en joules et donnée par l'équation suivante:

$$E_k = 0,0626d^4 \quad (5)$$

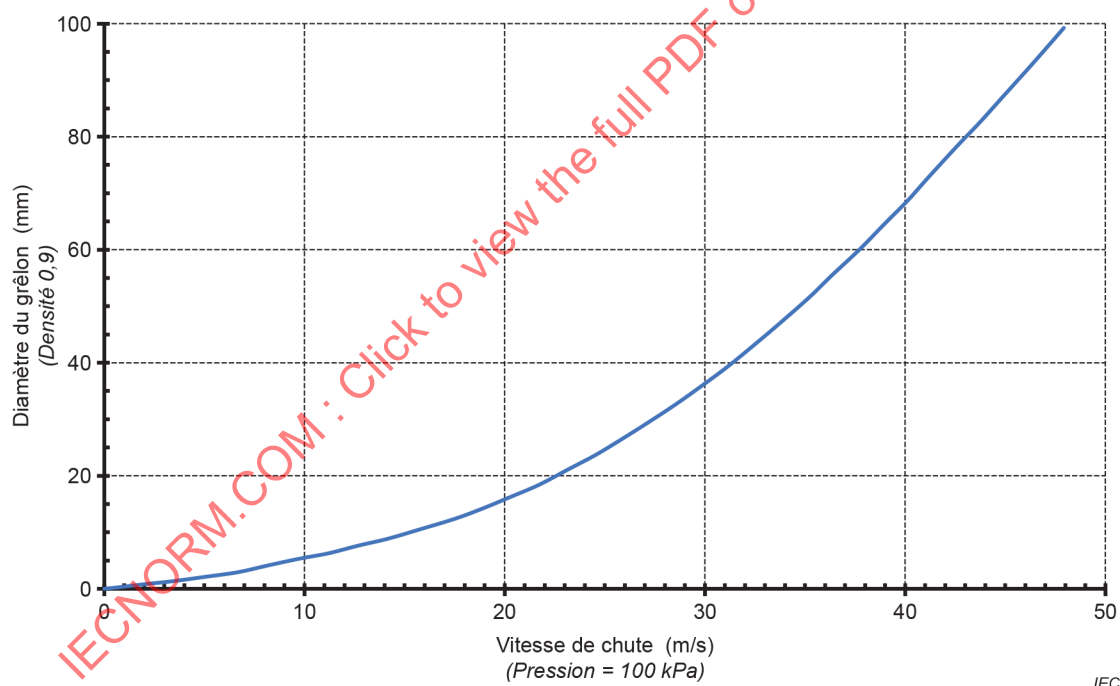


Figure 8 – Relation entre le diamètre et la vitesse de chute des grêlons sphériques [1]

6.7 Durée et diamètre de la cellule de grêle

La durée la plus fréquente d'une tempête de grêle en tout point au sol est d'environ 2 min, avec des extrêmes compris entre 10 s et 45 min. Les tempêtes de grêle de longue durée sont probablement la conséquence de plusieurs cellules de grêle, mais en dehors de tels événements, la durée habituelle est de 5 min à 6 min.

Au niveau du sol, le diamètre d'une cellule de grêle est le plus souvent compris entre 2 km et 3 km. Les signes de dommages causés par les tempêtes de grêle indiquent une étendue de quelques mètres à 120 km, dont 50 % se situent entre 2 km et 5 km. Cela suggère que le noyau de grêle type d'une tempête mature a une section approximativement circulaire, avec un diamètre d'environ 3 km, la fusion occasionnelle de cellules voisines formant des zones de grêle plus étendues.

7 Glace

7.1 Généralités

L'Article 7 traite principalement de la formation de glace sur des objets au sol. La formation de glace est également importante pour les aéronefs en altitude, mais cet aspect n'est traité ici que brièvement.

La glace se forme sur les objets en présence de brouillard, de nuages ou de pluie à des températures inférieures à 0 °C, ou lorsque l'objet lui-même est au-dessous de cette température et au-dessous du point de gelée blanche de l'air qui l'entoure. En outre, la glace sous forme de neige mouillée adhère aux structures et à elle-même lorsque la neige tombe à des températures de l'air juste au-dessus du point de congélation. Ce phénomène est appelé "accrétion de neige mouillée" et peut entraîner une accumulation catastrophique de neige sur des structures telles que les lignes électriques aériennes. En plus de l'accrétion de neige mouillée, il existe quatre principaux types de givres, les trois autres étant la gelée blanche, le givre blanc et le verglas, même si des types intermédiaires et mixtes peuvent se produire.

7.2 Gelée blanche

La gelée blanche est un dépôt blanc et duveteux de cristaux de glace dont la masse volumique est d'environ 10 kg/m³ ou moins. Elle se forme sur des objets dont la température est inférieure à 0 °C par sublimation de la vapeur d'eau, l'eau passant directement de l'état de vapeur à l'état solide sans passer par la phase liquide intermédiaire. Pour que ce processus se produise, il convient que la température de l'objet soit également inférieure au point de gelée blanche. Toute vapeur d'eau en excès de celle nécessaire pour atteindre la saturation par rapport à la glace se dépose pour produire la gelée blanche, mais le poids de ces dépôts est généralement faible.

La gelée blanche exige un refroidissement de l'air et de l'objet sur lequel elle se forme, et est donc habituellement associée à des conditions qui favorisent le refroidissement par rayonnement, telles que les nuits claires et paisibles.

7.3 Givre blanc (y compris le givre dans les nuages et le brouillard givrant)

D'une masse volumique comprise entre 30 kg/m³ et 90 kg/m³, le givre blanc est plus dur et plus dense que la gelée blanche, mais l'est moins que le verglas. Le givre blanc se produit lorsque des gouttelettes de brouillard ou de nuage en surfusion gèlent au contact d'objets à des températures inférieures à 0 °C, formant de la glace blanche opaque qui se développe au vent sur les objets exposés.

La quantité de givre déposée augmente en fonction de la vitesse du vent, de la durée du temps passé dans les nuages ou le brouillard, de la quantité d'eau libre dans l'air, de la distribution de la taille des gouttelettes et de l'écoulement aérodynamique au niveau de l'objet (qui détermine l'efficacité de captage). En raison de la dépendance positive de l'accumulation de givre par rapport à la vitesse du vent et à la durée d'exposition aux conditions de brouillard à des températures inférieures à zéro, un givrage prolongé et important est plus probable sur les sommets et les pentes exposées au vent des collines et des chaînes de montagnes, en particulier dans les climats maritimes plus froids avec des vents en provenance de la mer. À basse altitude, le brouillard est plus susceptible d'être accompagné de vents très légers et, en cas de vents plus forts, les températures à basse altitude sont généralement plus élevées qu'à haute altitude et donc moins souvent inférieures à zéro. Les collines et les montagnes de l'ouest de l'Écosse, de l'ouest de la Norvège, de l'ouest du Japon et du Groenland font partie des endroits où de très importants dépôts de givre blanc peuvent s'accumuler.

L'efficacité de captage est plus grande pour les objets avec un faible rayon de courbure et, par conséquent, la glace s'accumule plus facilement sur des éléments tels que les haubans d'un mât. Outre le poids de la glace, l'augmentation de la vitesse du vent augmente la contrainte sur les haubans et les câbles. Cependant, à mesure que la glace s'accumule, la forme effective de l'objet change et altère ainsi l'efficacité de captage, qui devient alors plus difficile à définir.

Il existe deux types de givre, le "givre dur" et le "givre mou". Le givre mou se compose d'aiguilles ou de pointes blanches et duveteuses et est d'apparence similaire à la gelée blanche, mais formé par un processus différent (la congélation de gouttelettes d'eau plutôt que de vapeur d'eau). Il est plus susceptible de se former que le givre dur à des températures extrêmement basses ou lorsque les vents sont faibles et que la teneur en eau liquide du brouillard ou du nuage est faible.

Le givre dur est plus dur, plus dense et souvent de couleur moins laiteuse que le givre mou. Il a l'apparence d'un peigne semblable au givrage des navires et des structures du littoral par les embruns en surfusion. Le givre dur est plus susceptible de se former que le givre mou lorsque la température, la vitesse du vent et la teneur en eau liquide du brouillard ou des nuages sont plus élevées, mais si la température est trop élevée (à seulement quelques degrés Celsius au-dessous du point de congélation), du verglas peut se former plutôt que du givre blanc, en particulier en cas de vents violents. Il existe également une dépendance à la taille de l'objet, les objets de petite taille étant plus sujets que ceux de grande taille au givre dur plutôt qu'au givre mou. La dépendance du type de givre à ces facteurs est décrite à la Figure 9 et dans le Tableau 10.

Tableau 10 – Paramètres météorologiques qui régissent l'accumulation de givre atmosphérique [15]

Type de glace	Température de l'air °C	Vitesse du vent m/s	Taille des gouttelettes	Teneur en eau de l'air	Durée habituelle d'une tempête
Givrage dans les nuages					
Verglas	Voir Figure 9	Voir Figure 9	Moyenne	Élevée	Heures
Givre dur	Voir Figure 9	Voir Figure 9	Moyenne	Moyenne	Jours
Givre mou	Voir Figure 9	Voir Figure 9	Petite	Faible	Jours
Givrage des précipitations					
Verglas (pluie verglaçante ou bruine)	$-10 < t_a < 0$	Quelconque	Grande	Moyenne	Heures
Neige mouillée	$0 < t_a < +3$	Quelconque	Flocons	Très élevée	Heures
NOTE La valeur t_a se réfère à la température de l'air (°C à sec).					

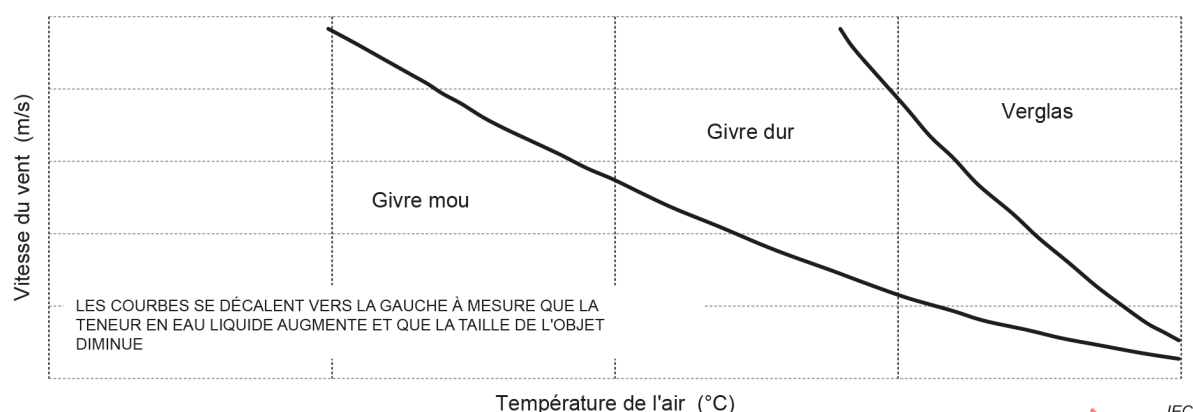


Figure 9 – Critères de température de l'air et de vitesse du vent pour la formation de différents types de glaces [1] [15]

7.4 Verglas (y compris la pluie verglaçante et la bruine verglaçante)

Le verglas et le givre se produisent tous deux lorsque des gouttelettes d'eau en surfusion frappent un objet à une température inférieure au point de congélation, mais la formation de verglas est limitée à des températures de l'air inférieures de quelques degrés au point de congélation et est favorisée par des vents plus forts et des gouttelettes de plus grande taille (voir Figure 9). Le verglas, également appelé glace noire ou glace limpide, est plus dur et plus dense que le givre blanc ou la gelée blanche et se compose d'une couche de givre transparent. Sa manifestation la plus connue se produit lorsque de la pluie ou de la bruine tombe sur une surface gelée, généralement, mais pas nécessairement, à la fin d'une période prolongée de gel sévère, par exemple à l'approche d'un front chaud. Les gouttelettes d'eau de plus petite taille qui composent les nuages ou le brouillard produisent plus souvent du givre blanc, mais peuvent produire du verglas si les critères de température et de vent indiqués pour celui-ci à la Figure 9 sont remplis. Le dépôt de glace continue de croître jusqu'à ce qu'un air plus chaud porte la température de la surface à 0 °C. Ce type de glace est tenace et difficile à enlever, et peut atteindre une épaisseur considérable, même si les conditions qui favorisent sa formation soient normalement transitoires et ne se produisent que rarement.

En général, la neige est plus probable que les précipitations liquides à des températures inférieures au point de congélation, et les précipitations liquides sont limitées à des températures supérieures à -10 °C et peu probables à des températures inférieures à -6 °C.

Une condition préalable à la pluie verglaçante et à la bruine verglaçante est une couche d'air de surface inférieure à zéro pour entraîner la surfusion des gouttelettes d'eau qui tombent, avec de l'air plus chaud en altitude à des températures supérieures à 0 °C, généralement au-dessus d'une surface frontale chaude. Les précipitations verglaçantes sont plus rares que le givre et souvent limitées en étendue, mais elles touchent autant les basses terres que les hauteurs. En hiver, dans l'hémisphère nord, leur incidence est relativement élevée (en général deux jours par an à quatre jours par an, localement plus) dans l'est du Canada et le nord-est des États-Unis où, occasionnellement, de violentes tempêtes de glace se produisent le long de la frontière entre les masses d'air polaires et tropicales. Leur incidence est également élevée dans certaines régions d'Europe centrale et orientale, où les masses d'air continentales froides, mais peu profondes, sont parfois supplantées par les masses d'air tièdes et humides en provenance de la Méditerranée ou de l'Atlantique. Il convient de ne pas négliger le fait que dans de nombreuses régions arctiques, la pluie verglaçante est plutôt un phénomène printanier, estival ou automnal, car en hiver, le profil vertical de l'atmosphère est généralement trop froid pour des précipitations sous forme de pluie verglaçante plutôt que sous forme de neige. Certaines régions situées près des côtes arctiques du Canada et de la Fédération de Russie semblent être particulièrement sujettes aux pluies verglaçantes lors du printemps, de l'été et de l'automne de l'hémisphère nord.

7.5 Accrétion de neige mouillée

La neige mouillée mérite une mention spécifique en matière de givrage, car dans certaines régions du monde, l'accrétion de neige mouillée est la forme dominante de perturbation due au givrage.

Les observations météorologiques ne font généralement pas la distinction entre la neige sèche et la neige mouillée, de sorte qu'en plus de l'observation de la neige, un critère supplémentaire est essentiel pour estimer si la neige est de la neige mouillée. L'accrétion de neige mouillée se limite principalement à une plage restreinte de températures de l'air comprise entre 0 °C et +3 °C, à l'intérieur de laquelle les précipitations peuvent également prendre la forme de pluie. La neige de ce type a souvent commencé à fondre lors de sa descente, ce qui lui confère une teneur élevée en eau liquide et des propriétés adhésives. Lorsque les températures sont inférieures au point de congélation, la neige sèche est plus probable et est moins susceptible d'adhérer aux structures. Le taux d'accrétion de la neige mouillée sur les structures augmente avec le taux de précipitations, et la masse volumique de la neige mouillée accrétée augmente avec la vitesse du vent.

La teneur en eau liquide la neige mouillée qui s'est accrochée aux structures règle si les températures tombent ensuite au-dessous du point de congélation, ce qui peut se produire pendant la nuit après une chute de neige.

Les régions les plus sujettes à la neige mouillée, où elle se produit plus de 45 jours par an en moyenne, sont l'Islande, les îles Falkland, le nord de la Scandinavie et le nord-ouest de la Russie. Les climats froids plus extrêmes sont plus susceptibles de connaître ce type de givrage en hiver, lorsque les températures sont trop basses, mais peuvent y être sujets en automne, au printemps ou en été. Ainsi, certaines régions d'Alaska, du nord du Canada, du Groenland et de l'extrême nord de la Russie connaissent des périodes de 10 à 15 jours de neige mouillée, mais limitées à la moitié estivale de l'année.

7.6 Teneur en eau du brouillard et des nuages à des températures inférieures à 0 °C

En sens strict, le brouillard ne diffère des nuages que par le fait que le brouillard se trouve à la surface de la terre tandis que les nuages se trouvent au-dessus de la surface de la terre, ce qui conduit à l'ambiguïté suivante : une station météorologique située au-dessous du niveau des nuages enregistre comme un nuage ce qu'une station météorologique située à plus haute altitude au cœur de ce nuage signale comme du brouillard (de montagne). Le diamètre médian des gouttelettes de nuage en surfusion est d'environ 20 µm, ce qui équivaut à celui du brouillard givrant. Cependant, tous les types de brouillards et de nuages ne sont pas interchangeables de cette manière et il existe d'importantes différences en ce qui concerne la teneur en eau liquide des différents types de brouillards et de nuages.

En règle générale, les teneurs en eau liquide sont plus élevées lorsque le refroidissement causal et la condensation subséquente de la vapeur d'eau sont dus à l'ascension de l'air. À l'exception du brouillard de montagne, les différents types de brouillards n'impliquent pas un soulèvement significatif de l'air, de sorte que la teneur en eau liquide de la plupart des types de brouillards est habituellement inférieure à celle du brouillard de montagne et de nombreux types de nuages, dépassant rarement 0,3 g/m³ et le plus souvent environ 0,05 g/m³.

Une exception majeure à cette règle est que dans les nuages de glace tels que les cirrus, la teneur en eau liquide est, par définition, particulièrement faible et généralement d'environ 0,03 g/m³ seulement, comme tel est également le cas pour le brouillard glacé. Cependant, la teneur en eau liquide des nuages composés de gouttelettes d'eau est généralement d'environ 0,3 g/m³.