

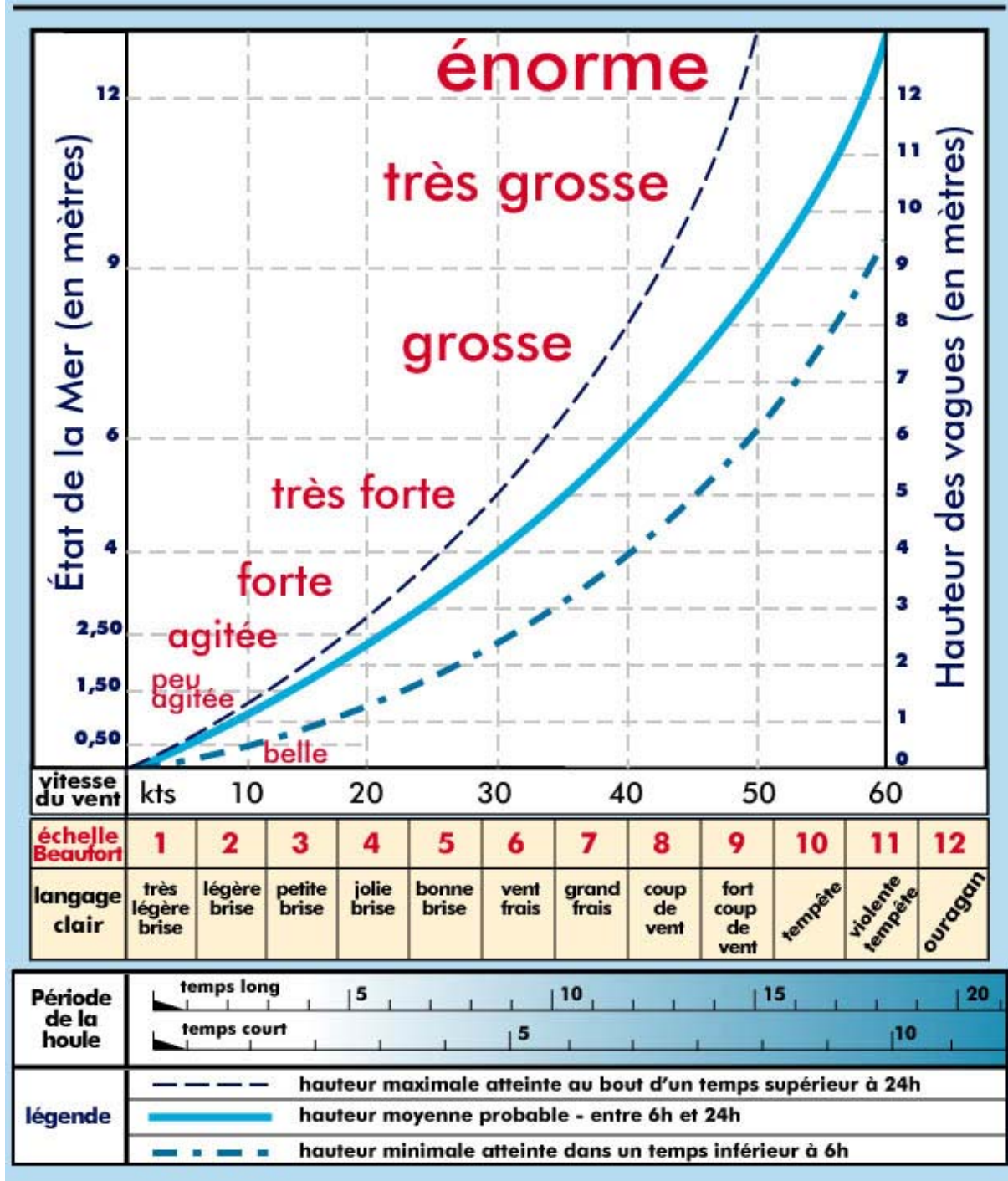
## ÉTAT DE LA MER

On désigne sous ce terme l'agitation locale de la surface de la mer due à la mer du vent ou à la houle.

L'état de la mer est souvent matérialisé par un chiffre obtenu à l'aide du code suivant :

état de la mer	hauteur des vagues	chiffre
mer calme et sans ride	hauteur = 0 m	0
mer calme mais ridée	$0 < \text{hauteur} < 0,10 \text{ m}$	1
mer belle (présence de vaguelettes)	$0,10 < \text{hauteur} < 0,50 \text{ m}$	2
mer peu agitée	$0,50 < \text{hauteur} < 1,25 \text{ m}$	3
mer agitée	$1,25 < \text{hauteur} < 1,50 \text{ m}$	4
mer forte	$2,50 < \text{hauteur} < 4,00 \text{ m}$	5
mer très forte	$4,00 < \text{hauteur} < 6,00 \text{ m}$	6
mer grosse	$6,00 < \text{hauteur} < 9,00 \text{ m}$	7
mer très grosse	$9,00 < \text{hauteur} < 14,00 \text{ m}$	8
mer énorme	hauteur $> 14,00 \text{ m}$	9

# État de la mer et hauteur des vagues en fonction de la force du vent



La hauteur des vagues correspond à une hauteur moyenne obtenue à partir des vagues bien formées les plus grosses du système de vagues observées.

*Calcul de l'état de la mer.*

Des méthodes mathématiques permettent de calculer l'état de la mer sur une surface marine donnée à partir d'une analyse du champ de vent régnant sur cette surface. La première méthode de calcul a été mise au point en Amérique par l'équipe NEWMAN-PIERSON-JAMES vers la fin de 1950 dans le cadre du projet Arowa. En France, l'équipe GELCI (1954) commença ses études en prenant en considération les houles qui arrivaient sur la côte marocaine. La méthode mise au point à cette époque permettait de calculer, en un point donné du rivage, la hauteur de la houle qui, engendrée au large par les vents régnants, atteignait le point.

A cette date, l'état de la mer était schématisé par une ondulation unique appelée « vague significative ». Les caractéristiques de cette vague étaient estimées localement par des jeux d'abaques à partir de la géométrie de la cinématique et vent moyen des aires génératrices, Mais en réalité, la schématisation du champ de vent toujours subjective rend ces méthodes illusoire. Depuis quelques dix ans, on utilise pratiquement des méthodes spectrales mais leur application se heurte à des difficultés de calcul numérique d'une part et aux manques de renseignements météorologiques continus sur les océans. Cependant ces méthodes plus rigoureuses que les premières ont permis de définir la forme limite du spectre de croissance des vagues dans le domaine des courtes périodes, d'expliquer le phénomène de dispersion angulaire des différentes composantes de la houle (mesures effectuées grâce à des accéléromètres montés sur des bouées) et de confirmer l'hypothèse de la croissance simultanée des différentes composantes de la houle (hypothèse émise par l'école française). Ces méthodes de calcul sont presque toutes des modèles d'évolution d'état de la mer qui font appel au bilan de l'énergie transmise à la mer par le vent ; on trouve donc, dans le modèle global-type, les termes suivants exprimés par des formulations mathématiques plus ou moins compliquées :

- un terme *d'advection* (ou de propagation);
- un terme de *croissance des vagues* indépendant de l'état initial de la mer ;
- un terme *d'amortissement des vagues*.

Au cours de ces dernières années, deux nouveaux termes supplémentaires ont été proposés :

- un terme *de croissance linéaire* ;
- un terme *d'interaction* entre les diverses composantes de la houle.

Sans entrer dans le détail des divers modèles numériques qui, vu leur complexité de résolution, ne peuvent être traités que sur des ordinateurs puissants, nous citerons : le modèle INOUE, le modèle PIERSON-TICK-BAER, le modèle BARNETT, le modèle DARBYSHIRE-SIMPSON et le modèle GELCI-D.S.A. 5.

Le modèle D.S.A. 5 (Densité Spectrale Angulaire N° 5) est actuellement exploité par la Météorologie Nationale. Il est l'aboutissement de perfectionnements successifs de modèles plus simples dont le premier de la série mis en exploitation en 1956 avait

donné des résultats assez satisfaisants.

Le modèle comprend trois termes :

- *terme de propagation* : il permet de faire propager une énergie donnée à la vitesse  $\frac{gT}{4\pi}$  (g étant l'accélération de la pesanteur, T la période des vagues) dans une direction donnée ;

- *terme d'amortissement* : c'est dans le modèle le terme essentiel qui intervient d'une part dans l'atténuation des trains de vagues qui quittent l'aire génératrice et d'autre part dans le calcul des hauteurs-limites des vagues engendrées dans l'aire génératrice elle-même, tenant compte de :

o l'augmentation de la période des vagues avec la durée du vent générateur,

o du très fort amortissement des vagues de courte période qui sortent de l'aire génératrice ou qui traversent une autre zone de vents forts,

o du très faible amortissement des vagues de période longue,

o de la diminution du taux d'amortissement des vagues au cours d'un long déplacement des trains de vagues,

- *terme de croissance* : il permet de calculer l'énergie fournie à une composante de houle de période et de direction de propagation connues, par un vent de force et de direction données.

L'équation générale du modèle s'écrit :

**ÉVOLUTION DE L'ÉNERGIE = PROPAGATION + AMORTISSEMENT + CROISSANCE**

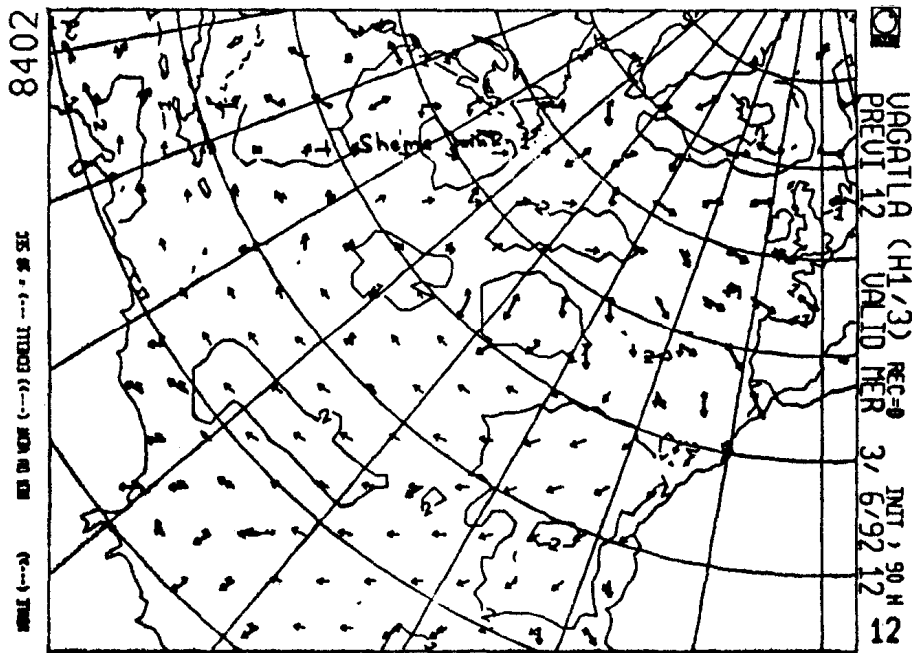
Toutes ces méthodes de calcul sont loin d'être parfaites. Les modèles D.S.A. 5 et DARBYSHIRE ont été élaborés pour répondre aux besoins de l'assistance météorologique de routine (navigation, travaux en mer) sur l'ensemble de l'Atlantique Nord.

ÉTAT DE LA MER EN FONCTION DE LA FORCE DU VENT ET DE LA DURÉE D'ACTION DU VENT	
	Durée d'action du vent sur la mer

Force Beaufort		3 H		6 H		12 H		24 H	
VENT FRAIS	6	2	(3.2)	2.4	(4)	2.8	(4.7)	3	(5)
GRAND FRAIS	7	2,5	(4)	3.2	(5.3)	4.1	(7)	4.4	(7.5)
COUP DE VENT	8	3.5	(5.5)	5	(8)	6	(10)	≥ 6	(≥ 10)
FORT COUP DE VENT	9	5	(7.5)	7	(11)	8	(13)	≥ 8	(≥ 13)
TEMPÊTE	10	6.5	(10)	9	(14)	≥ 10	(≥ 15)	≥ 10	(≥ 15)
VIOLENTE TEMPÊTE	11	8	(12)	10.5	(16)	≥ 11	(≥ 17)	≥ 11	(≥ 17)

HAUTEURS H 1 / 10 exprimées en mètre

(la hauteur de la vague la plus haute est indiquée entre parenthèses)



### ÉTAT DU CIEL

Terme d'usage courant en météorologie pour désigner l'état de l'atmosphère en fonction de la nébulosité, du genre, de la hauteur des nuages présents au moment de l'observation. La nébulosité du ciel s'exprime en « Octa » (huitième de surface du ciel entrant dans le champ d'observation). On utilise les termes descriptifs suivants :

- ciel clair (ou ciel pur)	- nébulosité inférieure à 1 octa
- ciel peu nuageux	- nébulosité égale à 1 ou 2 octas
- ciel nuageux	- nébulosité égale à 3, 4 ou 5 octas
- ciel très nuageux	- nébulosité égale à 6 ou 7 octas
- ciel couvert	- nébulosité égale à 8 octas

L'observation météorologique comporte, sauf en cas de ciel clair, les indications sur la nébulosité totale de l'atmosphère, puis sur la nébulosité de chaque étage (inférieur, moyen, supérieur) ainsi que sur le genre de nuages observés et sur la hauteur de leur base, Suivant les régions, les hauteurs des nuages varient, et l'on

peut considérer que, quelle que soit la région, l'étage inférieur est compris entre la surface du globe et 2 kilomètres. L'étage moyen varie entre 2 et 4 kilomètres dans les régions polaires et 2 à 8 kilomètres dans les régions tropicales. Quant à l'étage supérieur, ses limites varient entre 3 et 8 kilomètres dans les régions polaires, 5 et 13 kilomètres dans les régions tempérées, 6 et 18 kilomètres dans les régions tropicales.

## EVAPORATION

Phénomène physique se traduisant par l'émission de vapeur d'eau à partir d'une surface d'eau liquide qui est à une température inférieure au point d'ébullition. En mer, l'évaporation est localisée à la surface libre de l'eau. La vapeur d'eau produite se mélange intimement avec l'air. On dit qu'il y a diffusion de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

La vitesse d'évaporation croît lorsque :

- La superficie de contact mer-atmosphère où le phénomène se produit augmente ;
- L'agitation de l'air des basses couches de l'atmosphère s'accélère et cette ventilation de l'air accroît la diffusion ;
- La pression atmosphérique diminue ;
- Enfin la température superficielle de la mer s'élève.

L'évaporation cesse quand la pression "e" de la vapeur d'eau dans l'air qui se trouve au contact de la mer est égale à la pression normale "e<sub>w</sub>" de la vapeur d'eau à la température considérée (on dit aussi pression de la vapeur saturante). Mais tant que cette égalité n'est pas réalisée, la vitesse d'évaporation augmente proportionnellement à la différence " e<sub>w</sub>t - e " (e<sub>w</sub> étant celle prise à la température superficielle " t " de la mer). L'évaporation absorbe de la chaleur. C'est ainsi que pour obtenir un kilogramme de vapeur d'eau à 0° à partir de un kilogramme d'eau liquide initialement à 0° sous la pression de 78 cm de mercure, il faut fournir à l'eau 2,5 X 10<sup>6</sup> joules qui représentent la valeur de la chaleur latente de vaporisation (ou d'évaporation) de l'eau à 0°.