

LA HOULE

THÉORIE ET PRÉVISION

par François Gérard

Météorologie nationale

Nous l'avons maintes fois rappelé dans Met-Mar : considérés tant sur le plan de la plus élémentaire sécurité que sur celui d'une meilleure rentabilité de l'exploitation, l'état de la mer et sa prévision revêtent une importance majeure.

C'est ainsi que la Météorologie française, vivement encouragée par le Conseil supérieur de la Météorologie, organisme représentatif des intérêts des usagers, diffuse journallement, depuis plusieurs années, des prévisions de vagues à 12, 24 et 48 heures pour l'Atlantique nord.

Ces renseignements, de l'avis des navigateurs de haute mer, sont particulièrement appréciés; ils entrent dans la conception d'une navigation météorologique dont il deviendra de plus en plus difficile de s'affranchir.

C'est, en effet, aujourd'hui, une nécessité pour les marins de toutes catégories de réaliser d'appréciables économies d'énergie qui ne peuvent passer que par la recherche d'une utilisation judicieuse des conditions de vagues et de houle.

De même, des renseignements sur l'état de la mer à la côte ou sur le plateau continental sont souvent demandés à nos spécialistes par les organismes chargés de travaux portuaires ou d'installations "off-shore".

C'est donc tout naturellement que la Commission "Marine" du Conseil supérieur de la Météorologie fut, en son temps, amenée à demander une meilleure information des usagers praticiens sur les éléments entrant dans l'état de la mer et sur l'utilisation opportune de ces derniers en navigation maritime.

C'est donc une première communication sur le sujet qui nous est apportée ici sous la plume de M. François Gérard, ingénieur en chef de la Météorologie, spécialiste des questions maritimes; elle nous rappelle les grandes lignes de la théorie des vagues et de la houle envisagée dans son exploitation moderne.

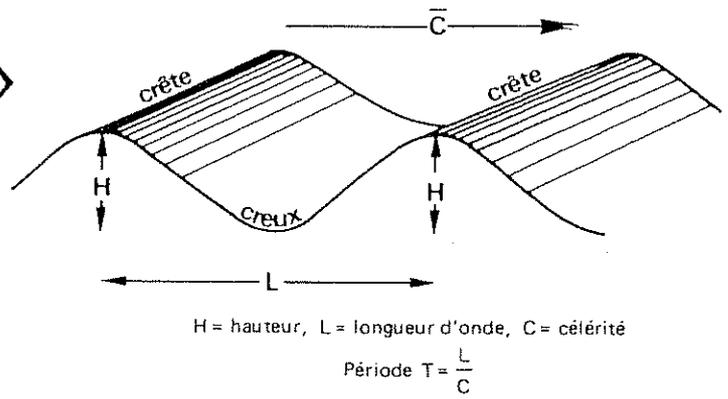
Tous les usagers de la mer connaissent les vagues et la houle. Les vagues sont les ondulations de la surface qui donnent à celle-ci l'aspect cahotique caractéristique des zones où le vent souffle, ce qui lui vaut le nom de "mer du vent". La houle, au contraire, désigne les rouleaux réguliers qui se propagent même là où il n'y a pas de vent avant de venir déferler à la côte. Très généralement, ces deux phénomènes se superposent, et l'état de la mer ainsi constitué est difficile à décrire.

Cet état de la mer influence nombre d'activités maritimes, à commencer par la navigation et c'est pour les besoins de celle-ci que l'on a entrepris des travaux pour essayer de prévoir l'évolution des vagues. Mais les renseignements relativement simples fournis aux navigateurs ne suffisent plus lorsque l'utilisateur est un constructeur de ports ou une société de forages pétroliers qui a besoin de conditions très précises pour travailler. Ceci explique pourquoi les Services météorologiques ont été

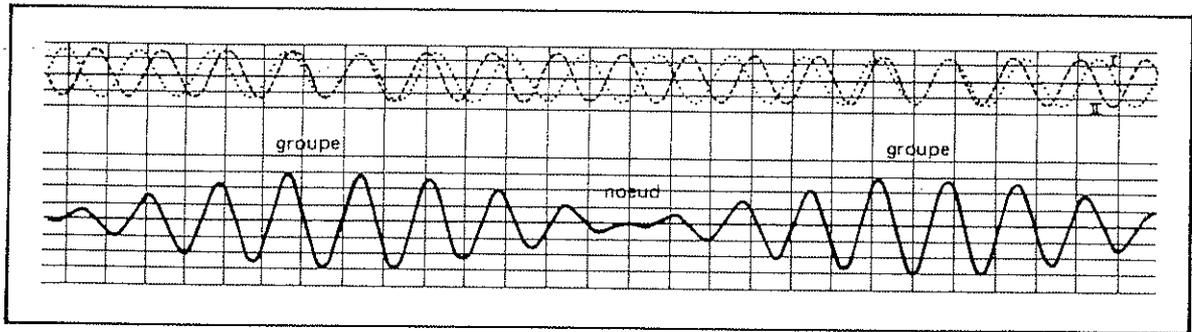
amenés à mettre au point des techniques d'analyse et de prévision de l'état de la mer, techniques sur lesquelles nous nous proposons de faire le point ici, après avoir rappelé la nature physique du phénomène en cause.

La houle, manifestation de la pesanteur

La houle, car c'est ainsi que nous nommerons dorénavant notre phénomène, appartient à une catégorie de mouvements marins bien particuliers : les ondes externes. On les nomme ondes car ces mouvements se propagent dans l'océan à la façon de la lumière ou du son, et externes car leur manifestation la plus spectaculaire est une variation périodique du niveau de la mer. Très généralement, ces ondes apparaissent lorsque le milieu marin est soumis à une action extérieure qui perturbe l'équilibre dans lequel il se trouve; il réagit alors en oscillant autour de cet équilibre qu'il retrouve peu à peu si tant est que l'action perturbatrice disparaisse.

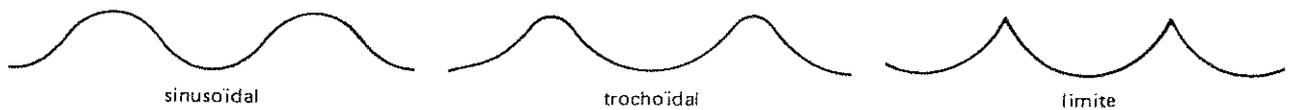


(a) Houle sinusoïdale $Z = \frac{H}{2} \sin 2\pi \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right)$



(b) Paquets d'ondes

L'état de la mer est toujours constitué par la superposition de plusieurs systèmes de vagues. On a affaire ici à deux systèmes de même hauteur, même direction mais périodes (longueurs d'onde) un peu différentes (en haut). Ces hauteurs vont donc périodiquement s'ajouter et s'annuler et produire un système (en bas) dans lequel on voit une vague naître, augmenter sa hauteur, passer par un maximum, diminuer puis disparaître avant de recommencer un nouveau cycle et ainsi de suite. Les vagues se propagent donc par paquets, ou groupes, dont la vitesse de déplacement au large correspond sensiblement à la moitié de la vitesse de chaque vague prise isolément.



(c) Profils types de houle

Pour décrire ces ondes, on emploie la même terminologie qu'en radioélectricité, avec toutefois certaines modifications qui sont résumées dans la figure 1. Parmi ces caractéristiques, nous en retiendrons deux : la *période* ou intervalle de temps qui sépare le passage de deux crêtes successives au même endroit et la *célérité* qui n'est autre que la vitesse de déplacement des crêtes. La période, parce qu'elle est intimement liée à l'onde étudiée et est sa seule caractéristique réellement fixe, et la célérité parce qu'elle décrit bien la façon dont se propage notre houle.

Période et célérité d'une onde externe sont déterminées par la nature de la perturbation qui lui donne naissance, par la configuration du bassin et, enfin, par les forces qui l'entretiennent. Ces forces sont très essentiellement la *pesanteur* et la *force de Coriolis*. Si la pesanteur n'a nul besoin d'être présentée, la force de Coriolis nécessite au contraire une petite introduction.

Elle est liée à la rotation terrestre et n'agit que sur les corps en mouvement qu'elle contribue à dévier sur leur droite dans l'hémisphère nord. Comme elle est très faible, elle n'a d'importance que sur des mouvements de grande ampleur comme les courants atmosphériques et marins dont elle dicte les principales caractéristiques. Sa mise en évidence la plus spectaculaire a été la fameuse expérience de Foucauld, pendant laquelle on a pu constater que le plan dans lequel oscille un pendule tourne autour d'un plan vertical en un laps de temps qui varie avec la latitude du lieu.

Ce laps de temps, appelé le "jour pendulaire" est le double de ce qu'on appelle la *période d'inertie*, qui varie entre 11 h 58 mn 10 s au pôle et 16 h 55 mn 45 s à 45° de latitude pour atteindre l'infini à l'équateur, là où la force de Coriolis s'annule. Cette période est une grandeur importante pour nous car plus les ondes que nous étudions ont leur propre période voisine de celle-là, plus la force de Coriolis joue un rôle important dans leur mécanisme. C'est ainsi que les ondes externes dont nous parlons ici peuvent être rangées en trois catégories :

a - les ondes de gravité pure : ce sont celles dont la période est très petite devant le demi-jour pendulaire, étant inférieures à, disons, une minute. Dans ce cas, on peut négliger la force de Coriolis et seule la pesanteur intervient, créant un mouvement des particules d'eau dans le plan vertical. Le type caractéristique de ces ondes est justement la *houle* dont les périodes s'étendent entre 1 et 20 secondes et dont l'origine est à chercher dans les fluctuations turbulentes de la pression atmosphérique ainsi que nous verrons plus loin. A ce sujet, mentionnons que, aux périodes inférieures à une seconde se manifeste une troisième force : la résistance de la surface aux déformations ou tension superficielle. Elle donne naissance à des vagues très petites appelées *rides capillaires*, qui apparaissent dès le début de l'action du vent sur la surface de l'eau. Leurs propriétés sont spéciales et quoiqu'elles servent dans

une méthode de mesure par télédétection, nous n'en parlerons pas.

b - les ondes d'inertie-gravité : dans la gamme de période s'étendant entre la minute et l'heure, la pesanteur et la force de Coriolis agissent ensemble et sont le moteur de mouvements passagers tels que les *Seiches* et les *Tsunamis*. Les seiches sont des oscillations qui peuvent naître dans des bassins maritimes de taille réduite (baies, ports) lorsque ceux-ci sont soumis à une action atmosphérique telle un coup de vent. Les tsunamis (ou raz-de-marée) ont pour origine les séismes qui peuvent ébranler le bassin et leur rapidité de propagation les rend particulièrement dangereux.

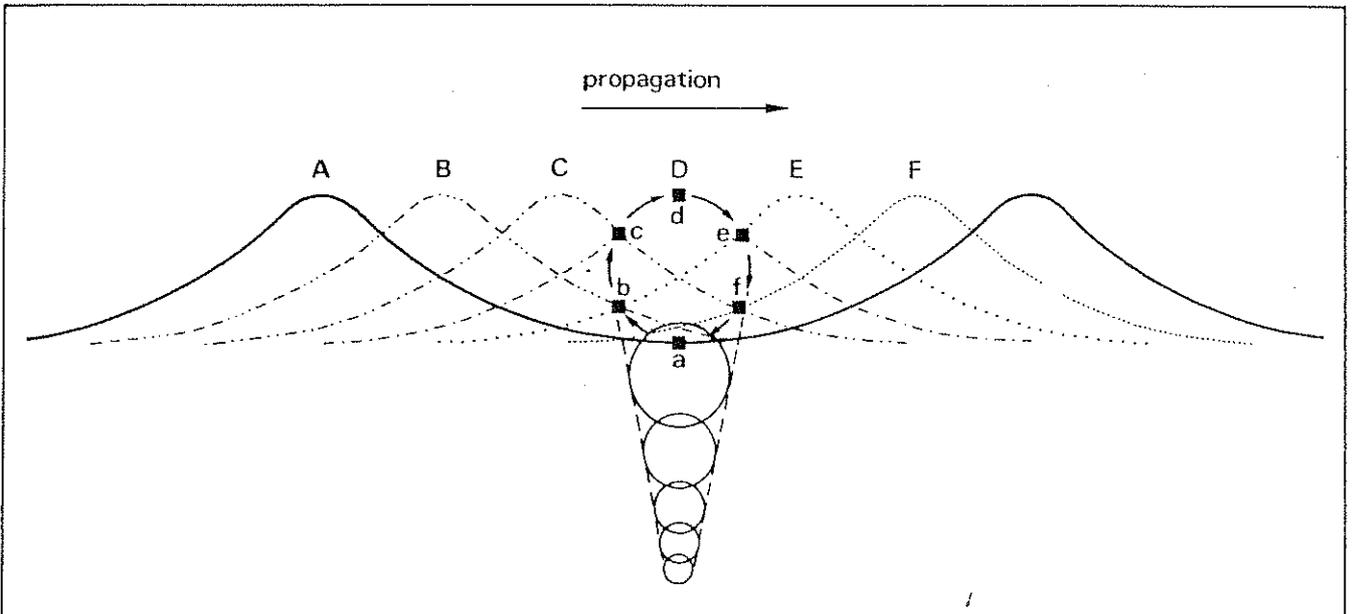
c - les ondes de marée : pour les périodes au-delà d'une heure, la force de Coriolis reste seule en jeu et le mouvement devient quasiment horizontal. Les mouvements caractéristiques de cette classe sont les *marées astronomiques*, entretenues par l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil et les *marées de tempête* causées par le passage d'une dépression atmosphérique sur le bassin étudié. Ces dernières ont très souvent un caractère catastrophique car elles peuvent être à l'origine d'importantes inondations (Pays-Bas, 1953).

Toutes ces ondes ont des propriétés qui paraissent différentes à l'observateur non averti, mais l'étude théorique montre qu'il existe une continuité importante entre elles, chacune des classes n'étant, au fond, qu'un cas particulier d'un phénomène très général. C'est un de ces cas particuliers que nous allons étudier en passant en revue les propriétés de la houle.

L'étude des ondes de gravité a été entreprise depuis bien longtemps par des savants aussi éminents que Henri Poincaré ou Lord Kelvin, tant et si bien qu'on peut actuellement les considérer comme des phénomènes bien connus. Suivant la précision de la description qu'on désire obtenir, il est possible de mettre en oeuvre des théories plus ou moins complexes. Pour ce qui nous concerne, nous retiendrons les résultats les plus simples, qui découlent de l'hypothèse consistant à supposer que le profil de la houle pure est sinusoïdal ou trochoïdal, et que, en fin de compte, l'état de la mer est le résultat d'une simple superposition de telles houles élémentaires. Ces résultats sont ceux des théories de Lamb et de Stokes.

La houle, déformation de la surface

Sous ces hypothèses simples, on constate tout d'abord que la houle n'est en aucun cas accompagnée d'un transport de matière. Les trajectoires des molécules d'eau sont en effet des courbes fermées, cercles ou ellipses (figure 2) et ces molécules sont ramenées périodiquement à leur point de départ, ce que tout pêcheur à la ligne peut remarquer en observant l'immobilité de son bouchon. Le déplacement des vagues n'est donc pour le moment que le déplacement d'une déformation de la surface qu'on peut construire de façon purement géométrique

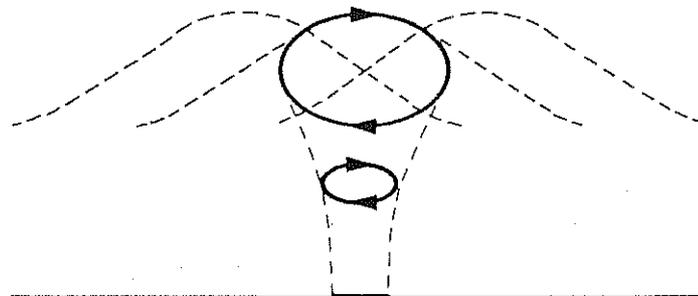


a - Onde de surface : L'observateur attentif en présence de vagues bien organisées et fixant un repère peut relever que ce dernier passe du creux à la crête, puis à nouveau au creux et ainsi de suite, sans jamais avancer avec les vagues. Il décrit un cercle complet et fermé au passage de chaque vague. Ici, le repère en a (creux) correspond à la crête en A, b à B, c à C, etc. L'onde correspond donc à une propagation sans transport de molécules d'eau. Le mouvement orbital se poursuit en profondeur mais s'y atténue rapidement; les plus grosses tempêtes en surface font vite place au calme des profondeurs.

TABLEAU GENERAL DES CARACTERISTIQUES

	Onde de surface	Cas général	Onde de masse
Célérité C	$1,561 T$	$C = 1,561 T \cdot \text{th} \left[6,28 \frac{h}{L} \right]$	$3,13 \sqrt{h}$
Longueur d'onde	$1,561 T^2$	$L = 1,561 T^2 \cdot \text{th} \left[6,28 \frac{h}{L} \right]$	$3,13 \sqrt{hT}$
Vitesse de groupe	$\frac{C}{2}$	$\frac{C}{2} < C < C$	C

T en s, h en m, c en m/s



b - Onde de masse : Quand la longueur d'onde devient supérieure à la profondeur, cas général à l'approche des côtes, le mouvement orbital se fait sentir jusqu'au fond en même temps qu'il s'écrase sous forme d'ellipses de plus en plus plates avec la profondeur; sur le fond lui-même, le mouvement épouse souvent la forme d'un simple va-et-vient.

Fig. 2 - Propagation de la houle

La vitesse de déplacement des *crêtes* de la houle, que l'on appelle sa *célérité*, peut être calculée théoriquement. On montre ainsi qu'elle dépend de la période de l'onde ainsi que de la profondeur du bassin étudié. La dépendance de ces éléments est relativement complexe, mais, pratiquement, seuls deux cas limites vont retenir notre attention : les ondes de surface et les ondes de masse.

a - *Les ondes de surface* sont celles dont la longueur d'onde est très petite devant la profondeur de la mer. Dans ce cas, les trajectoires des particules sont des cercles dont le rayon diminue rapidement avec la profondeur et, pratiquement, l'immobilité règne dès que l'on descend à une distance sous la surface égale à la longueur d'onde de la houle, ce qui explique le calme dont jouissent les sous-marins. On conçoit donc que le fond n'ait aucune influence sur la propagation de ces ondes dont la célérité est proportionnelle à la période (figure 2).

Les houles les plus importantes ayant une longueur d'onde qui dépasse rarement 300 mètres, l'approximation ainsi décrite est donc valable dès que l'on se situe au-delà du plateau continental, ce qui représente 95% de la surface de l'océan mondial. C'est cette quasi-universalité qui fait l'importance des ondes de surface qui, actuellement, servent de base à presque toutes les méthodes d'étude et de prévision de la houle.

L'océan libre est donc, relativement à la houle, un milieu qu'on appelle *dispersif*, de même qu'un prisme en verre l'est pour les ondes lumineuses. La différence des célérités suivant les périodes y crée des phénomènes de *réfraction*. Pour les ondes lumineuses, ceci donne le spectre de l'arc-en-ciel; pour la houle, ceci se traduit par l'arrivée en premier, au lieu d'observation, des houles les plus longues parmi celles qui sont générées par une même tempête.

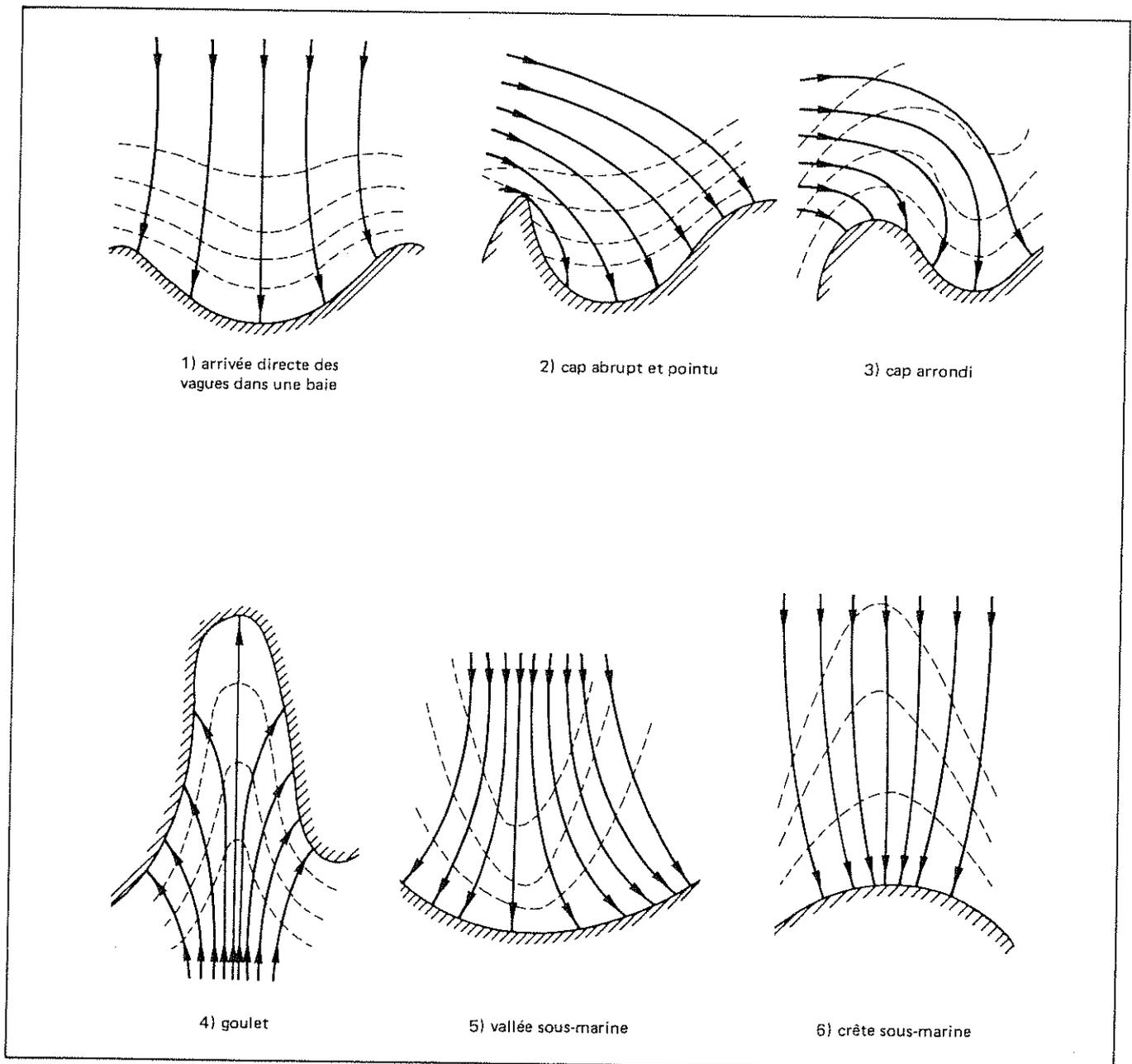


Fig. 3 - Quelques plans-types de vagues. Les lignes tiretées correspondent aux isobathes et les flèches aux normales des crêtes de vagues.

b - Les ondes de masse sont celles qui existent dans le cas opposé au précédent. Lorsque la longueur d'onde est supérieure à la profondeur, le mouvement se fait sentir jusqu'au fond et les trajectoires deviennent des ellipses très aplaties (figure 2). La célérité ne dépend plus que de la profondeur du bassin, et l'océan, au voisinage de la côte, n'est plus un milieu dispersif; par contre, la houle va s'y *diffractionner*, en ce sens qu'une vague à crête initialement rectiligne, en abordant un fond à topographie variable, va voir sa célérité varier d'un point à l'autre de cette crête qui va donc se déformer. Cette constatation est la base de l'établissement des *plans de vagues* que les ingénieurs étudient avant d'installer une digue (figure 3).

La houle, transport d'énergie

Que transporte donc la houle? Elle transporte de l'énergie mécanique.

Le calcul montre en effet que l'énergie mécanique contenue dans une colonne d'eau de surface unité et s'étendant de la surface au fond, est constante en moyenne dans le temps et ne dépend que du carré de la hauteur de la houle étudiée. Cette densité énergétique superficielle (qui s'exprime en joules par mètre carré) vaut en effet :

$$E = 1227 H^2$$

pour une eau pure (1) et une houle dont la hauteur est exprimée en mètres. Cette constance impose entre autres choses l'existence d'un flux horizontal d'énergie mécanique que le calcul montre égal à :

$$W = C_g E$$

par unité de longueur de crête de la vague. Ici s'introduit une nouvelle grandeur importante : la *vitesse de groupe* C_g qui apparaît comme la vitesse de propagation de l'énergie et dont on peut

(1) La constante numérique prend en compte la densité de l'eau, densité qui varie avec la salinité et la température, mais de façon négligeable pour ce qui nous concerne.

avoir une perception pratique en observant la propagation des *paquets de vagues*.

On constate en effet que les vagues ne sont jamais isolées elles se promènent par "paquets" au sein desquels on en observe de tailles différentes (figure 1). Ces paquets (2) proviennent de la superposition de houles de périodes très voisines et se déplacent de façon individualisée avec une vitesse qui est justement cette vitesse de groupe et qui diffère de la célérité lorsque le milieu est dispersif (figure 2).

C'est ainsi que, pour les houles de surface, l'énergie se propage à vitesse moitié de l'ondulation. Ceci se traduit pratiquement par le fait que les crêtes des vagues se déplacent par rapport au paquet, partant du noeud postérieur puis passant au ventre et enfin disparaissant au noeud antérieur, la première vague visible correspondant au front de propagation de l'énergie (figure 4).

Cette propagation de l'énergie est la caractéristique la plus importante de la houle, comme, du reste, de toutes les ondes qui apparaissent ainsi comme une réponse du milieu marin à un apport énergétique extérieur. L'ondulation que l'on observe traduit matériellement l'évacuation de cette énergie hors de sa zone de génération qui, pour la houle, n'est autre qu'une région où souffle le vent.

L'énergie qui est mise en jeu par la houle est loin d'être négligeable. C'est ainsi qu'une vague de un mètre de creux mobilise 1227 joules par mètre carré surface, ce qui correspond à un flux énergétique de 19 kw par mètre de longueur de crête si cette vague a une période de 5 secondes.

On conçoit aisément que cette énergie puisse devenir énorme dans le cas de houles importantes (956 kw/m pour $H = 5$ m et $T = 10$ s) et causer des dégâts considérables aux installations portuaires ou "off-shore". Cette énergie demeure actuellement inutilisée, malgré les recherches menées ici et là...

(2) Un cas particulier existe, celui de l'onde solitaire, qui se manifeste par une seule ondulation. Il est très rare pour la houle mais est caractéristique des tsunamis...

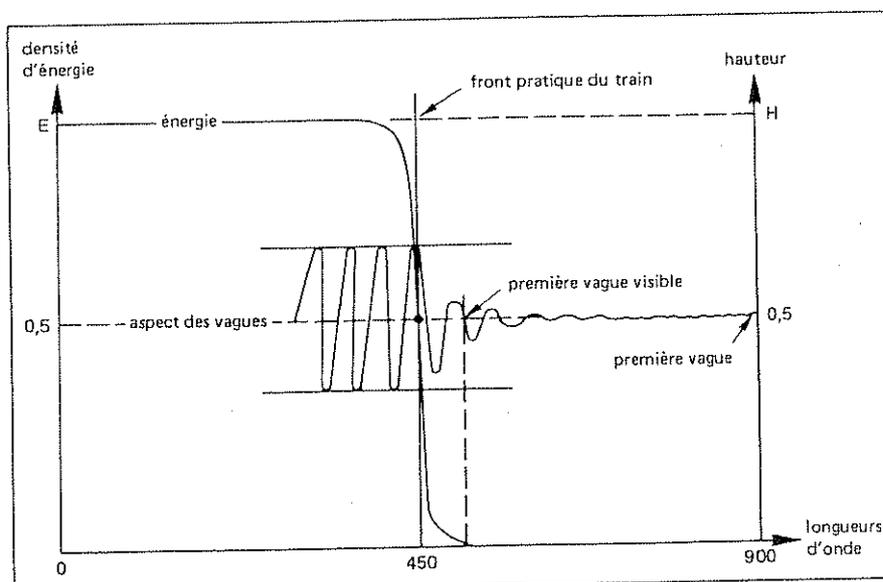


Fig. 4 - Répartition de l'énergie au sein d'un train de 900 vagues constamment alimenté en énergie.

Déformation et déferlement de la houle

La densité et le flux énergétiques que nous venons de décrire sont fonction de la période de la houle et de sa hauteur, ou, en transformant un peu, de sa période et d'un nouveau paramètre, sa *cambrure* :

$$\gamma = \frac{H}{L}$$

Ce paramètre caractérise la forme de la houle : plus la cambrure est grande, plus la houle est apparemment "creuse". Il est donc idéal pour étudier les déformations que peut subir une houle donnée.

Les déformations les plus connues sont celles que la houle subit en arrivant à la côte. Nous avons déjà évoqué les phénomènes de diffraction, mais pas encore les variations de cambrure que tout un chacun peut observer sur une plage. Ainsi une houle arrivant du large à la côte commence par voir sa cambrure diminuer très légèrement, avant d'augmenter rapidement, cette augmentation précédant de peu le *déferlement*, dont nous allons reparler.

Un calcul simple postulant la constance de la période de notre houle et celle du flux énergétique qui l'accompagne, permet de trouver entre la cambrure initiale au large et celle au voisinage de la côte, lorsqu'elle est devenue une onde de masse, une relation décrite par la figure 5.

L'augmentation de cambrure qui est due à une diminution de longueur d'onde et à une augmentation de la hauteur, n'est pas illimitée et on s'aperçoit bien vite que la houle étudiée devient instable. La théorie de Stokes, considérant une houle trochoïdale, permet de montrer que l'instabilité apparaît lorsque les crêtes de la trochoïde deviennent des arêtes (figure 1). Ce profil limite, bien connu des observateurs, est caractérisé par une *cambrure* bien déterminée qui vaut environ 14% au large pour diminuer par faible profondeur (critère de Miche).

Il n'existe donc aucune houle de cambrure supérieure à 14%, ce qui veut dire en fait que l'énergie et le flux associés ne peuvent dépasser un certain maximum. A titre d'exemple, ce maximum, pour une houle de 10 s, vaut 480 kJ/m² au large et 471 par une profondeur de 10 m, ce qui est loin d'être négligeable!... Si, par hasard, notre houle gagne une énergie supérieure à ce maximum, elle devient instable et se débarrasse du surplus en déferlant, rendant ce surplus au milieu marin.

Ce déferlement dû à l'augmentation de cambrure décrite ci-dessus a lieu à la côte et c'est lui qui crée les "rouleaux" qui font la joie des amateurs de "surfing". Un autre déferlement a lieu au large.

C'est lui qui crée les "moutons" caractéristiques d'un certain état de mer sur lequel nous reviendrons. Mais notons en passant que ces fameux "moutons" ont un intérêt pour le curieux : ils matérialisent la vitesse de groupe. En effet, ce sont les vagues les plus hautes qui ont toute chance de

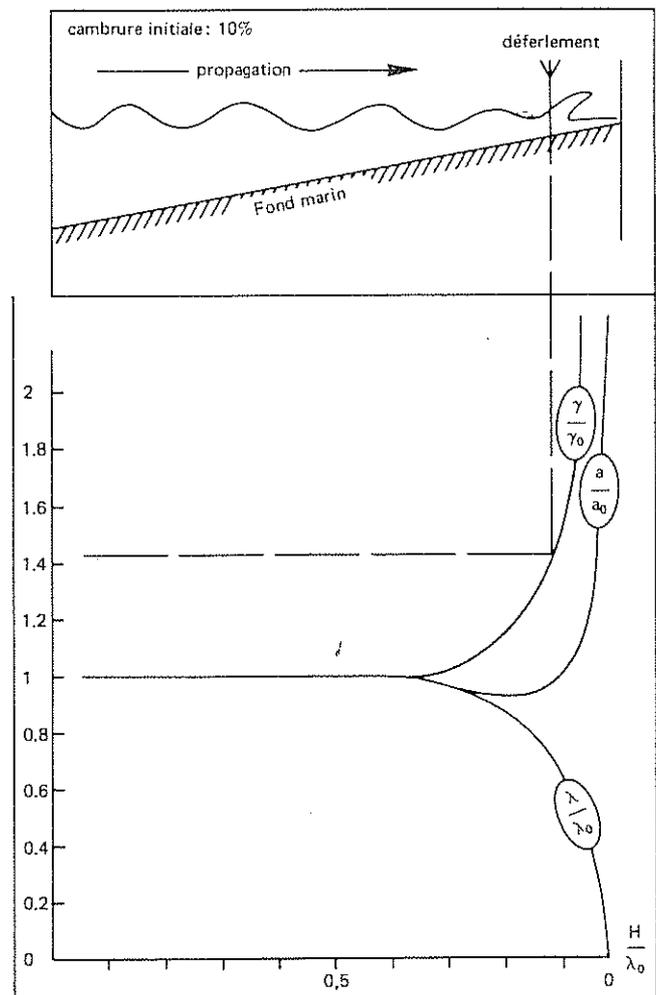


Fig. 5 - Déformation d'une vague à la côte. Les courbes du bas indiquent l'évolution de l'amplitude (a), de la cambrure (γ), et de la longueur d'onde (λ), par rapport à leur valeur d'origine en fonction du rapport entre la profondeur et la longueur d'onde initiale.

déferler en premier. Or, ces vagues se situent aux "ventres" des paquets, et c'est donc à ces ventres que se matérialisent les moutons...

Naissance des vagues

L'énergie mécanique de la houle trouve son origine dans l'action du vent sur la surface. Le mécanisme qui intervient est complexe et comprend diverses phases où pression atmosphérique et frottement dû au vent interviennent tour à tour, leur action étant limitée par les dissipations internes dues à la viscosité de l'eau de mer.

Quoique chacune des phases de la croissance soit caractérisée par un état de mer précis qui est bien rendu par la fameuse *échelle de Beaufort* (figure 6), aucune théorie entièrement satisfaisante n'existe sur ce sujet, malgré les efforts de nombreux chercheurs. Actuellement, l'approche la plus élaborée est celle de Phillips, sur laquelle nous allons nous appuyer, malgré le fait qu'elle commence à être contestée.

Dans cette approche, l'origine des ondulations de surface caractéristiques de la houle est à chercher dans les fluctuations de pression qui apparaissent au voisinage de la surface lorsque le vent se met à

Aspect de la mer dont on déduit la force du vent	Chiffre Beaufort	Termes descriptifs	Vitesse moyenne en noeuds	Vitesse moyenne en km/h
Comme un miroir	0	Calme	< 1	< 1
Quelques rides	1	Très légère brise	1 - 3	1 - 5
Vaguelettes ne déferlant pas	2	Légère brise	4 - 6	6 - 11
Les moutons apparaissent	3	Petite brise	7 - 10	12 - 19
Petites vagues, nombreux moutons	4	Jolie brise	11 - 16	20 - 28
Vagues modérées, moutons, embruns	5	Bonne brise	17 - 21	29 - 38
Lames, crêtes d'écume blanche, embruns	6	Vent frais	22 - 27	39 - 49
Lames déferlantes, traînées d'écume	7	Grand frais	28 - 33	50 - 61
Tourbillons d'écume à la crête des lames, traînées d'écume	8	Coup de vent	34 - 40	62 - 74
Lames déferlantes, grosses à énormes, visibilité réduite par les embruns	9	Fort coup de vent	41 - 47	75 - 88
" " "	10	Tempête	48 - 55	89 - 102
" " "	11	Violente tempête	56 - 63	103 - 117
" " "	12	Ouragan	> 64	> 118

Les vitesses se rapportent au vent moyen et non aux rafales.

Fig. 6 - Echelle de Beaufort

souffler. Ces fluctuations créent des déformations de cette surface, déformations qui se propagent rapidement dans toutes les directions. Ce sont les "risées" que l'on observe sur une eau calme (force 0 et 1, vent inférieur à 4 noeuds).

Si le vent ne se maintient pas, ces risées disparaissent très rapidement par amortissement. En effet, on peut montrer que le *temps d'amortissement* d'une vague (temps nécessaire à sa diminution de moitié) est *proportionnel à la puissance quatre de sa période*. L'océan amortit donc rapidement les vagues très courtes et beaucoup moins les vagues longues. C'est ainsi qu'une houle de une seconde de période peut parcourir 27 km avant de s'amortir, tandis que celle dont la période est de 10 s peut se déplacer sur 29 000 km ! C'est cet effet de filtre qui explique que, à distance de la zone de formation, on n'observe plus que des houles longues, comme c'est le cas dans le golfe de Gascogne ou dans l'océan Pacifique.

Mais revenons à nos risées. Si le vent se maintient, elles induisent des perturbations dans le champ de pression atmosphérique. Ces perturbations vont agir à leur tour pour amplifier les vagues naissantes suivant un mécanisme qu'on peut schématiser simplement de la façon suivante : là où la pression diminue, il y a "aspiration" de la surface et création d'une "bosse". . . Si, par hasard, cette diminution a lieu là où préexistait déjà une bosse, cette dernière est amplifiée. De même un "creux" s'amplifiera si on y observe une surpression. . . C'est la mise en phase des risées initiales et des fluctuations de pression qui est la cause de la *levée* de la mer, qui aboutit à la formation de petites vagues à longues crêtes régulières et perpendiculaires au vent qui se manifestent si celui-ci continue à souffler (forces 2 et 3, vent compris entre 4 et 10 noeuds).

Cette phase initiale de levée due à la pression est brève et est prise en relais par le vent qui contribue à achever la croissance des vagues, ou, au contraire

à commencer leur amortissement suivant qu'elles se propagent dans le même sens ou contre lui.

La succession des mécanismes envisagés ci-dessus est idéale et c'est en s'appuyant sur des considérations empiriques que l'on peut en déduire certains abaques ou formules permettant, pour un vent de force donnée, de calculer la hauteur d'une vague en fonction du temps. Nous en verrons des exemples lorsque nous parlerons de la prévision de la houle. Mais c'est alors qu'intervient la limite de stabilité évoquée plus haut, car les vagues voient leur amplitude croître tout en restant courtes. Les premiers moutons apparaissent, contribuant à donner à la mer l'aspect caractéristique de la force 3 et 4 (vent entre 10 et 16 noeuds).

A partir de là, si le vent forçait encore, l'évolution de l'état de la mer se poursuit. Les vagues les plus courtes, en déferlant, cèdent une partie de leur énergie au milieu ambiant, fournissant un aliment aux vagues plus longues qui, si elles sont les plus lentes à s'amortir, le sont aussi pour naître. C'est pourquoi on voit apparaître peu à peu des rouleaux réguliers de grande longueur d'onde (origine de la houle proprement dite) auxquels se superposent des déferlantes plus courtes ainsi que des risées, preuves que la surface des rouleaux subit aussi les transformations évoquées au début. Pour les vents de force supérieure à 5, on assiste donc à un transfert d'énergie qui se fait des vagues courtes vers les vagues longues tout en ramenant la direction de propagation dans celle du vent.

Naturellement, plus l'agitation est importante, plus les dissipations énergétiques par frottement interne (viscosité) le sont aussi. Si le vent ne forçait plus, il arrive un moment où l'énergie qu'il fournit à la mer est bientôt compensée par ces dissipations. Un équilibre est alors atteint et la hauteur des vagues ne varie plus. On dit que la mer est *complètement levée* et son état, caractéristique de la force du vent, a servi de base à notre fameuse *échelle de Beaufort*.

car cette agitation résulte de la superposition de houles élémentaires provenant de toutes les directions et ayant atteint un stade de développement différent (figure 8). On comprend donc qu'il faille se donner des outils capables de décrire de façon sensée ce que l'on appelle *l'état de la mer*, avant de songer seulement à prévoir son évolution.

La méthode de description actuellement la plus utilisée, car reposant sur les observations visuelles, consiste à séparer la *mer du vent* de la *houle* proprement dite, la mer du vent rassemblant les vagues générées par le vent local et la houle celles déjà formées qui proviennent d'ailleurs. Cette description ultra-simple est bien adaptée à ce que demandent les navigateurs, mais ne suffit pas à beaucoup d'autres utilisateurs qui peuvent avoir besoin de connaître quelle période d'oscillation on a observé ou dans quelle direction se propage l'énergie des vagues. Pour pouvoir donner ces détails, on doit nécessairement utiliser des mesures et non plus seulement des observations.

Comment mesure-t-on la houle ?

Il s'agit, en fait, de mesurer les déplacements de la surface marine dont la période est inférieure à 30 s. Ce déplacement peut être mesuré par les instruments classiques que sont les *perches*, les *houlographes* et les *bouées accélérométriques* qui, actuellement, sont nos principales sources de données (figure 9), mais également par des techniques de télédétection dont nous reparlerons plus loin.

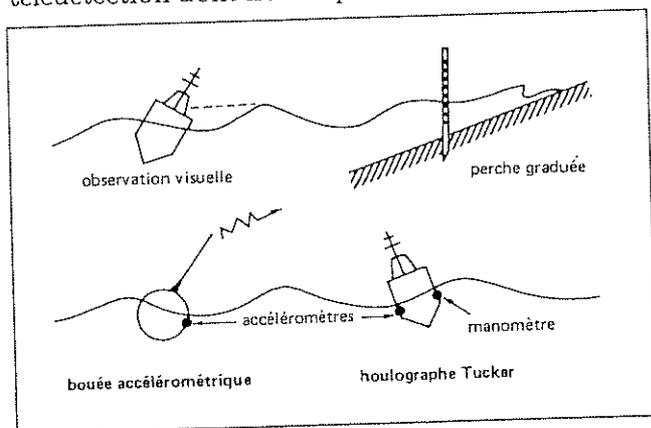


Fig. 9 - Rappel non exhaustif de moyens de mesure de la houle au large ou à proximité des côtes.

La *perche à houle* est, comme son nom l'indique, une perche, plantée sur le fond marin et qui, grâce à une graduation permet de mesurer la hauteur d'eau. C'est un dispositif rustique qui ne peut être utilisé que près du rivage mais connaît un regain d'intérêt grâce aux structures fixes que sont les plates-formes pétrolières.

Le *houlographe à pression* est déposé sur le fond, où il mesure les variations de pression dues aux vagues, grâce à un dispositif manométrique qui permet d'éliminer ce qui est dû aux mouvements de longue période comme la marée. Cet appareil fournit des enregistrements continus de houle qui doivent être analysés après récupération in situ,

car cet engin étant immergé, il n'est pas possible d'avoir un enregistrement à distance, sauf par câble, à proximité des côtes. C'est un facteur limitant de son utilisation, facteur auquel s'ajoute celui, plus fondamental, de sa diminution de sensibilité par grande profondeur. En effet, la théorie dont nous avons exposé les résultats précédemment permet de montrer que l'amplitude de la variation de pression entraînée par la houle diminue très rapidement avec la profondeur. Ainsi, pour une houle de 50 m de longueur d'onde et 2 m de hauteur, cette amplitude vaut 81,5 mb à 5 m, 0,36 mb à 50 m et seulement 0,001 mb à 100 m ! Un tel appareil est donc peu adapté à des mesures au large.

L'instrument actuellement en vogue est la *bouée accélérométrique*. Comme son nom l'indique, elle déduit la surélévation du niveau de la mer des mesures de son accélération verticale. Jusqu'à présent, ces bouées étaient utilisées près des côtes pour que leur signal de mesure puisse être transmis par radio en vue d'une utilisation en temps réel suivie d'un traitement informatique détaillé. Au large, leur utilisation n'était guère possible jusqu'à l'arrivée sur le marché des *microprocesseurs* et l'apparition des *transmissions par satellite*. Les microprocesseurs font les calculs d'analyse directement à bord de la bouée, ce qui permet de transmettre non plus la mesure elle-même (qui encombre les transmissions), mais des grandeurs dérivées telles que la hauteur significative, la période ou même le spectre, sur lesquelles nous reviendrons plus loin. Les satellites interviennent alors pour transmettre ces résultats de calcul ainsi que de localiser la bouée, ce qui a été fait lors d'expériences menées à l'aide du système ARGOS. C'est ainsi qu'on peut d'ores et déjà envisager l'utilisation de bouées dérivantes pour mesurer la houle au large. Mais disons tout de suite que la mise en place d'un réseau de bouées de ce type n'est pas encore pour demain !

Basé sur le même principe accélérométrique, on peut mentionner le *houlographe de Tucker* qui déduit le mouvement de la surface libre de celui du bateau sur lequel il est installé. L'accéléromètre mesure le déplacement vertical du navire, qui bien sûr, est beaucoup plus amorti que celui de la surface, tandis que des sondes de pression permettent de déduire à quelle profondeur sous la surface se trouve l'accéléromètre. La combinaison des deux signaux permet de déduire la surélévation du niveau de la mer, avec toutefois une moins bonne précision que celle des bouées évoquées ci-dessus.

Houlographes et bouées classiques ne permettent pas de déterminer d'où viennent les vagues mesurées et ne donnent que le résultat final d'une superposition complexe. Or, la connaissance de la direction d'où viennent les vagues observées est importante dans certaines applications techniques et pour la prévision de l'état de la mer. C'est pourquoi

on est en train de développer des bouées munies de dispositifs permettant de mesurer leur inclinaison par rapport à la verticale. De cette inclinaison, on déduit la direction de propagation de la vague qui l'a créée. Lorsque de tels instruments seront opérationnels, nous pourrions espérer avancer beaucoup dans la connaissance des états de mer.

Que peut-on attendre des satellites et radars ?

Il est généralement admis que la télédétection, qu'elle soit faite depuis un satellite ou depuis le sol, constitue le moyen de mesure de l'avenir sur le domaine océanique. Certes les possibilités de ces techniques sont très grandes mais il ne faut pas en attendre plus qu'elles ne peuvent donner. En effet, elles utilisent comme moyen de mesure un signal radioélectrique (visible, infra-rouge, radar, etc.) modifié (au sens large) par l'environnement et ce sont ces modifications que l'on étudie pour en déduire une mesure de ce qui les a causées (température, vague, etc.). Le passage du signal radioélectrique à la mesure désirée nécessite des moyens de traitement (ordinateur) et des techniques de calcul (algorithmes) qui sont le plus souvent très importants. La mise au point des algorithmes de calcul est parfois longue et requiert toujours la connaissance de mesures "in situ", mesures qui resteront toujours nécessaires, quoique en nombre restreint pour "caler" les calculs lorsqu'on passe en phase opérationnelle. Tout ceci fait que le principal avantage de la télédétection est la *possibilité d'observer une zone géographique étendue* alors que les moyens classiques ne donnent que des mesures ponctuelles. Donc, à condition de bien définir ce qu'on désire, et de disposer de quelques points de mesure pour la "vérité-mer", la télédétection constitue bien la méthode d'avenir.

Le *satellite artificiel* est actuellement le principal support de moyens opérationnels de télédétection, mais peu de choses ont été faites dans le domaine maritime, car le seul satellite proprement océanographique, SEASAT, n'a vécu que de juin à octobre 1978. Parmi les instruments qu'il emportait, deux s'intéressaient à l'état de la mer : l'altimètre et le diffusiomètre, dont on n'a toujours pas fini d'étudier les données.

L'*altimètre* est tout simplement un radar qui vise la surface de la mer à la verticale du satellite, avec pour but de mesurer l'altitude du satellite au-dessus du niveau moyen (c'est-à-dire débarrassé des effets de houle) de la mer, et ceci avec une précision de 10 cm en 1978. Le calcul de cette altitude moyenne nécessite un algorithme faisant intervenir la répartition statistique des vagues sous le satellite. C'est pourquoi, en faisant quelques hypothèses sur cette répartition, on peut en déduire (en quelque sorte comme sous-produit de la mesure d'altitude) une *hauteur significative des vagues* à l'endroit visé. A chaque passage du satellite on obtient une série de mesures dans un couloir large d'une dizaine de kilomètres, avec une erreur d'environ 50 cm.

Le *diffusiomètre* est, lui aussi, un radar, mais à large lobe. Son rayonnement interfère avec la surface de la mer et retourne au satellite où il est comparé au rayonnement émis. La transformation subie dépend de l'état de la mer, mais, paradoxalement, on en obtient des *informations sur le vent*. Ceci est dû à ce que le principal effet sur le signal est lié à la vague dont la longueur d'onde est la plus proche de celle du signal radar. Si on admet certaines propriétés statistiques de la houle, on peut en déduire le vent en module et direction, en utilisant deux antennes perpendiculaires.

Si, ensuite, on traite plus finement le signal, on peut espérer en tirer des informations sur la hauteur significative des vagues. Les techniques correspondantes sont actuellement en développement et lorsqu'elles seront au point la diffusiométrie satellitaire permettra d'avoir des informations moyennes sur ce qui se passe dans des carrés de quelques dizaines de kilomètres de côté (50 km pour SEASAT) répartis dans des bandes de plusieurs centaines de kilomètres de large situées de part et d'autre de la trace du satellite (500 km à 200 km de chaque côté pour SEASAT).

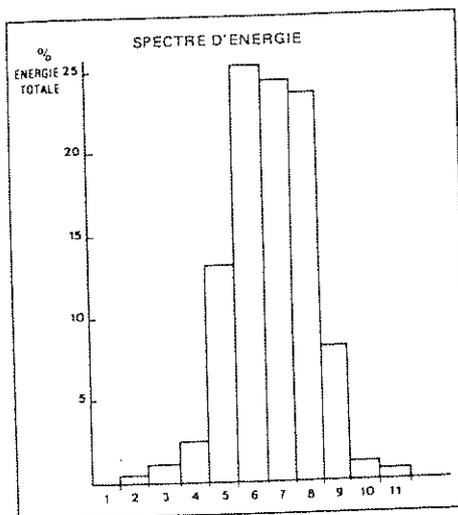
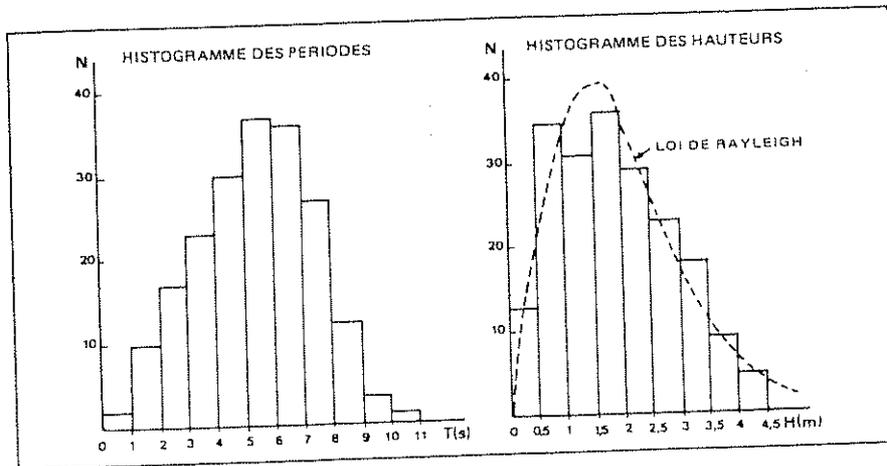
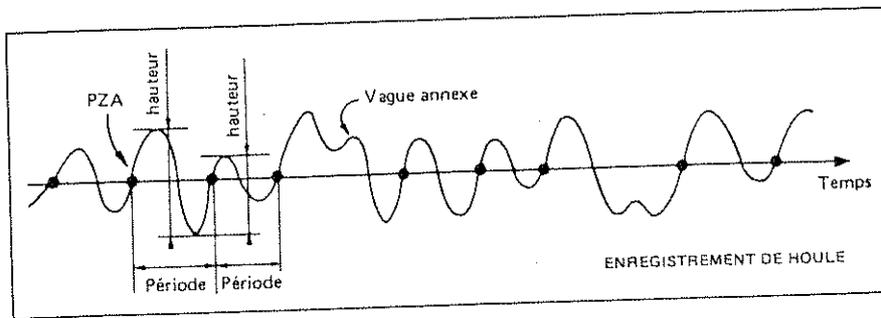
Le *radar à vagues* utilise le même principe que le diffusiomètre satellitaire, mais à partir du sol. Deux techniques sont actuellement développées. La première consiste à viser directement la surface de la mer depuis la côte ou une plate-forme quelconque, ce qui fait que son rayon d'action est limité à l'horizon (portée optique). La seconde utilise une visée indirecte par réflexion préalable du signal sur l'ionosphère (1), ce qui permet de viser loin et de couvrir une vaste zone (la mer du Nord couverte à partir d'un radar situé en Haute-Provence, dans une expérience française). Ces deux techniques sont parfaitement complémentaires, la première étant adaptée à des opérations locales, la seconde, à une surveillance synoptique de l'océan.

Telles sont les possibilités actuelles de la télédétection marine. Autant dire que nous n'en sommes qu'au balbutiement. Pour les radars, les développements sont en cours. Pour les satellites, il faut attendre 1987 au plus tôt pour que ERS-I soit lancé par l'Agence Spatiale Européenne, avec des appareils plus performants que ceux de SEASAT. En tout état de cause, il ne faut pas oublier que ces méthodes de télédétection ont besoin d'hypothèses sur la répartition statistique des vagues pour pouvoir fonctionner, répartition qui peut n'être déduite que de mesures classiques in situ, qui ont donc encore un bel avenir devant elles.

L'analyse statistique des enregistrements de houle

L'état de la mer en un point est, nous l'avons déjà dit, le résultat de la superposition de plusieurs houles individuelles en provenance de diverses directions et ayant chacune une hauteur et une phase

(1) Couche élevée de l'atmosphère, où le rayonnement solaire électrise les atomes des gaz constituants.



GRANDEURS CARACTERISTIQUES	
$T_{1/3} = 7,9 \text{ s}$	$H_{T_{1/3}} = 2,19 \text{ m}$
$T_{1/10} = 9,0 \text{ s}$	$H_{T_{1/10}} = 2,45 \text{ m}$
$T_{\text{MOY}} = 6,0 \text{ s}$	
$T_{\text{MAX}} = 11 \text{ s}$	
$H_{1/3} = 3,10 \text{ m}$	$T_{H_{1/3}} = 7,2 \text{ s}$
$H_{1/10} = 3,85 \text{ m}$	$T_{H_{1/10}} = 7,5 \text{ s}$
$H_{\text{MOY}} = 1,89 \text{ m}$	
$H_{\text{MAX}} = 4,90 \text{ m}$	
variance des hauteurs $\cdot \sqrt{H^2} = 2,16 \text{ m}$	
énergie du train:	
$E = \frac{1}{8} \rho g H^3 = 5,721 \text{ KJ/m}^2$	

Fig. 10 - Un enregistrement de houle et ses analyses (Antifer, 31.1.80).

différentes de celles des autres. Le résultat en est un mouvement complexe de la surface qui est bien rendu par les enregistrements des houlographes (figure 10).

Le but de l'analyse statistique est la mise en évidence des composantes élémentaires du mouvement, avec leurs caractéristiques évoquées au début de cet article : hauteur, période et énergie, puis d'étudier leur répartition en établissant soit des *histogrammes* soit des *spectres*.

Pour établir les histogrammes, on analyse l'enregistrement de façon à mettre en évidence des "périodes" et des "hauteurs", par analogie à ce qui a été fait pour une houle monochromatique. On commence par déterminer sur l'enregistrement les points (qui correspondent à des instants) où la courbe traverse l'axe zéro en montant, ou *points-*

zéro ascendants (PZA) (figure 10). Le nombre d'intervalles entre ces points détermine le nombre (N) des vagues de l'enregistrement. L'interval de temps séparant deux PZA successifs est alors assimilé à la "période" (T) d'une "vague" tandis que la différence de niveau entre le maximum et le minimum situés entre ces deux mêmes PZA permet de déterminer la *hauteur* (H) de ladite vague.

Cette méthode permet d'obtenir un échantillon de N vagues à partir de l'enregistrement. Mais elle n'est pas la seule. On peut aussi prendre comme référence les points-zéro descendants ou les maxima successifs, ce qui conduit à des échantillons généralement différents du premier, surtout s'il existe des "vagues annexes" (figure 10). Si on veut mener des études correctes, il faut choisir une méthode et s'y tenir ; celle des PZA est la plus communément utilisée.

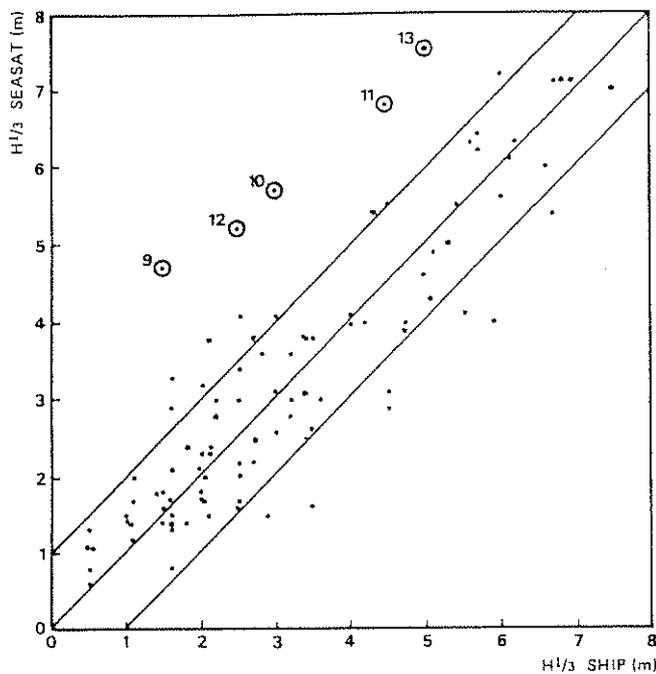


Fig. 11 - Comparaison entre la hauteur significative mesurée par SEASAT et les observations de navires voisins de la trace du satellite.

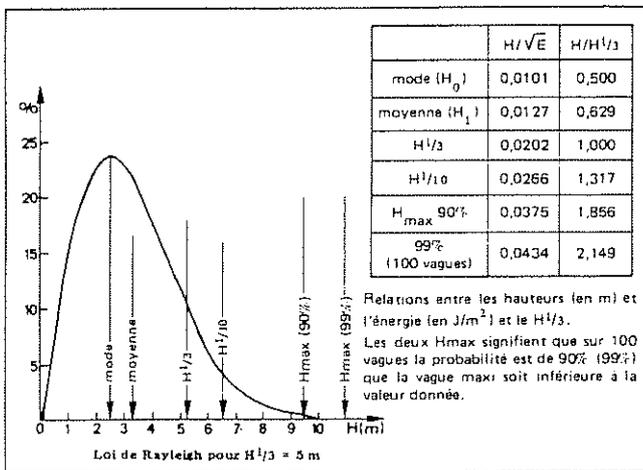


Fig. 12 - Répartition théorique de la hauteur des vagues.

Les deux échantillons étant constitués, on étudie leur répartition statistique en traçant leurs histogrammes, graphiques qui permettent d'apprécier la fréquence d'apparition des hauteurs (figure 10) et périodes (figure 13) et d'en déduire celles qui sont les plus fréquentes, ou *valeurs modales* ainsi que les maxima.

Ensuite, on range les N hauteurs par ordre croissant, puis on les répartit en un certain nombre de paquets égaux afin d'étudier celui qui contient les vagues les plus hautes et d'évaluer leur hauteur moyenne ainsi que leur période moyenne. Les manipulations les plus courantes consistent à utiliser un, dix ou trois paquets.

Ainsi, un seul paquet revient à étudier tout l'échantillon pour en déduire la *hauteur moyenne* (H_1) et la *période moyenne* (T_1), qui sont généralement différentes des valeurs modales évoquées plus haut (figure 12). Avoir dix paquets revient à étudier les vagues extrêmes de l'échantillon. La hauteur moyenne de ces 10% de vagues ($H_{1/10}$) est très souvent utilisée pour caractériser l'état de la mer.

Le découpage le plus utilisé est celui en trois paquets, qui conduit à la hauteur significative ($H_{1/3}$), car on admet qu'elle correspond peu ou prou à ce qu'évalue un observateur regardant la mer depuis la passerelle d'un navire. Ceci est très important car cette correspondance permet d'utiliser une source d'information qui constitue la base du réseau en mer: les *navires*. Naturellement, quoique la procédure d'observation soit normalisée (cf. "Guide de l'observateur en mer"), ces observations sont entachées d'une certaine subjectivité, mais les premières comparaisons réalisées entre des hauteurs évaluées à l'oeil et celles mesurées par SEASAT en 1978 semblent donner confirmation à cette correspondance qui n'avait encore jamais été vraiment vérifiée, faute de données de hauteurs significatives assez nombreuses (figure 11).

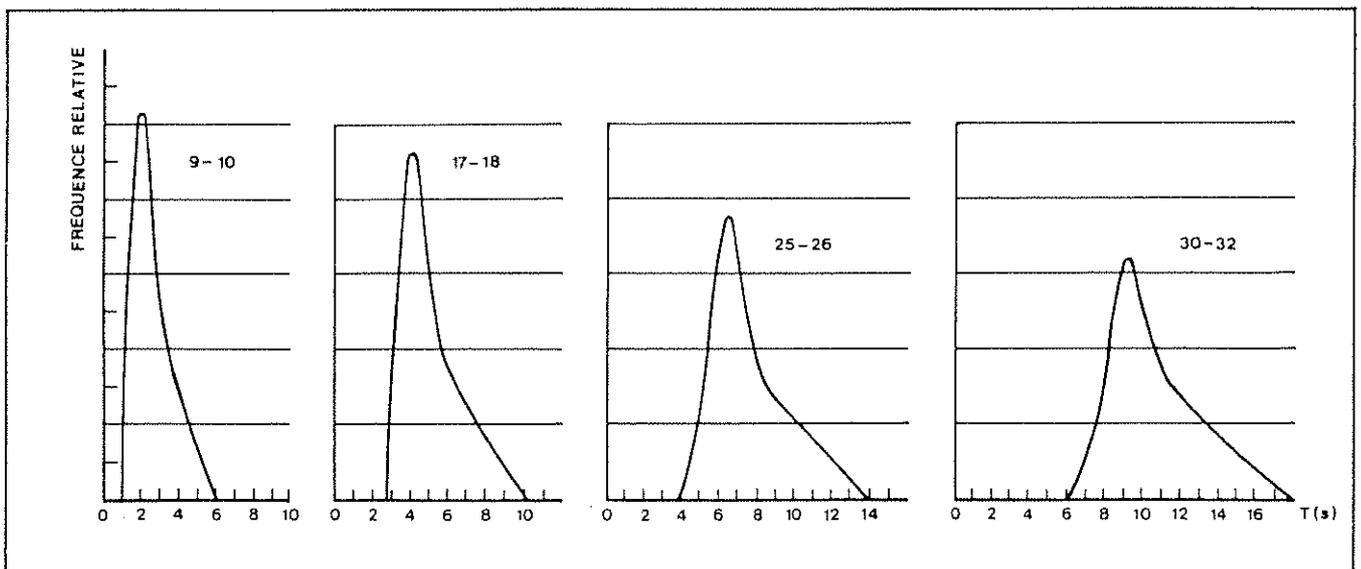


Fig. 13 - Quelques histogrammes de périodes suivant la vitesse du vent (en noeuds). On remarque l'étalement de l'histogramme et son décalage vers les longues périodes quand le vent augmente.

La même méthode d'analyse statistique peut être appliquée à l'échantillon des périodes, mais ceci est fait beaucoup moins couramment. Ce qui, par contre, est fait systématiquement, c'est le calcul de la *variance* des hauteurs (\bar{H}) qui n'est autre que la moyenne des carrés de ces hauteurs. Cette grandeur statistique est très importante pour nous, car d'après ce que nous savons, elle représente, à un facteur près, *l'énergie mécanique moyenne des vagues* de l'enregistrement étudié.

Un modèle statistique usuel

Les grandeurs évoquées plus haut sont classiques en statistique et si on connaît a priori une loi de répartition de la grandeur étudiée, on peut en déduire par le calcul des relations entre la variance et les diverses moyennes que nous avons définies. Qu'en est-il pour la houle ?

Un modèle a été mis au point dès le 19^{ème} siècle (Rayleigh, 1880), qui suppose que l'évolution de la surélévation du niveau de la mer résulte de la superposition de plusieurs houles sinusoidales de période voisine (spectre étroit) mais totalement indépendantes les unes des autres, car supposées formées dans des régions différentes. Le résultat en est que l'on peut montrer (Longuet-Higgins, Cartwright 1952) que les hauteurs suivent la loi dite de Rayleigh (figure 12).

L'expérience prouve que, malgré l'hypothèse restrictive du "spectre étroit", ce modèle représente assez bien la réalité, sauf au voisinage des côtes, là où on pressent bien que l'hypothèse de superposition sans interactions est mise en échec. Le calcul montre alors qu'on peut relier directement les hauteurs significatives à l'énergie du train de houle grâce à des *formules universelles* données sur la figure 12. Ce sont ces formules qu'on utilise quotidiennement pour décrire l'état de la mer et ce sont elles qui entrent dans les algorithmes de calcul des mesures par télédétection.

A ce propos, nous pouvons attirer l'attention sur les précautions à prendre lorsqu'on parle d'état de

mer. Dire qu'on a une houle ou des vagues de 5 m, par exemple, n'a *aucun sens*, si on n'a pas précisé auparavant de quelle hauteur on parle. Selon que ce sera la hauteur moyenne, le $H_{1/3}$ ou le $H_{1/10}$, l'aspect de la mer sera fort différent et on pourra s'attendre à observer des vagues plus fortes que celles annoncées, et ceci dans des proportions indiquées dans la figure 12.

Spectre énergétique

L'échantillon de vagues que nous avons étudié plus haut peut subir une autre étude qui consiste à calculer l'énergie contenue dans les vagues de période donnée. Cette opération conduit à établir ce que l'on appelle un *spectre énergétique* de l'enregistrement, dont un exemple est donné sur la figure 10.

Le spectre peut être calculé plus directement, en mettant en évidence les houles élémentaires qui composent le signal obtenu sur l'enregistrement grâce aux méthodes d'analyse de Fourier ou d'analyse harmonique. Ces techniques mathématiques, sur lesquelles nous ne dirons rien, donnent directement la part énergétique de chaque gamme de période, sans passer par l'intermédiaire d'un décompte de vagues plus ou moins arbitraire comme celui décrit précédemment.

Le spectre énergétique est une caractéristique de l'état de la mer au point étudié. Ce que nous savons de la génération des vagues nous suggère que la forme de ce spectre doit dépendre de la force du vent, du temps, mais aussi du fetch. C'est ce qu'on observe en pratique avec, comme caractéristiques principales, le déplacement du "pic" énergétique des petites vers les longues périodes ainsi que l'élargissement de ce "pic" (figures 13 et 14).

Les spectres de vagues étant particulièrement utiles pour mettre en oeuvre des méthodes de prévision de l'état de la mer, de nombreux chercheurs se sont attachés à déterminer la *forme* de ces spectres. En partant de résultats expérimentaux, analysés soit de façon purement statistique, soit en faisant quelques hypothèses physiques supplémentaires, on a obtenu des formes classiques de spectres.

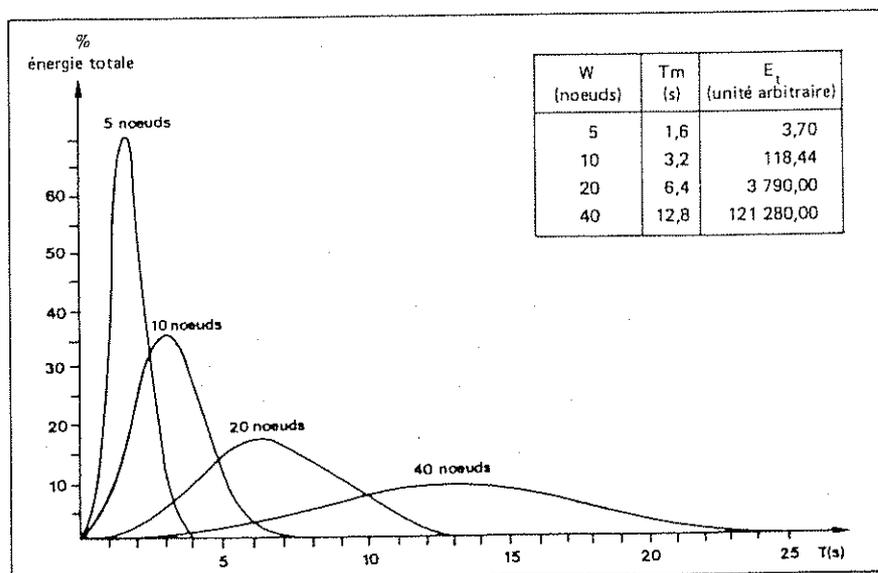


Fig. 14 - Spectres de Neumann pour diverses valeurs du vent. On remarque leur décalage vers les longues périodes et leur élargissement, comme sur la figure précédente.

Le plus connu est le spectre de Neumann (figure 14), pour la mer entièrement levée, obtenu en 1953. Son intérêt est d'être relativement simple et de montrer deux choses intéressantes. La première est que la période de la vague la plus énergétique (celle qui correspond au "pic" du spectre) est directement proportionnelle au vent local; la seconde est que l'énergie totale de la houle et des vagues en un point est proportionnelle à la puissance cinquième du vent, ce qui permet de lier directement les hauteurs significatives à ce paramètre météorologique facilement mesurable. Naturellement, ce spectre ne dit rien sur ce qui se passe lorsque la mer n'est pas parfaitement levée. On s'en tire en remarquant que lorsque la mer n'est pas complètement levée, seules les vagues de petites périodes sont excitées, ce qui conduit, à la manière de Pierson (1955), à déduire un spectre transitoire en "rognant" le spectre final dans les longues périodes.

Le plus récent est le spectre "JONSWAP", obtenu en 1976, à l'issue d'une expérience de mesure des vagues menée en mer du Nord, ce qui lui a donné son nom (1).

Dans ce cas, on a visé à la généralité en donnant une expression générale du spectre dont la dépendance par rapport aux paramètres d'environnement (vent, fetch, temps) est donnée par des *paramètres* de forme que l'on adapte selon les circonstances. Un exemple est donné sur la figure 15.

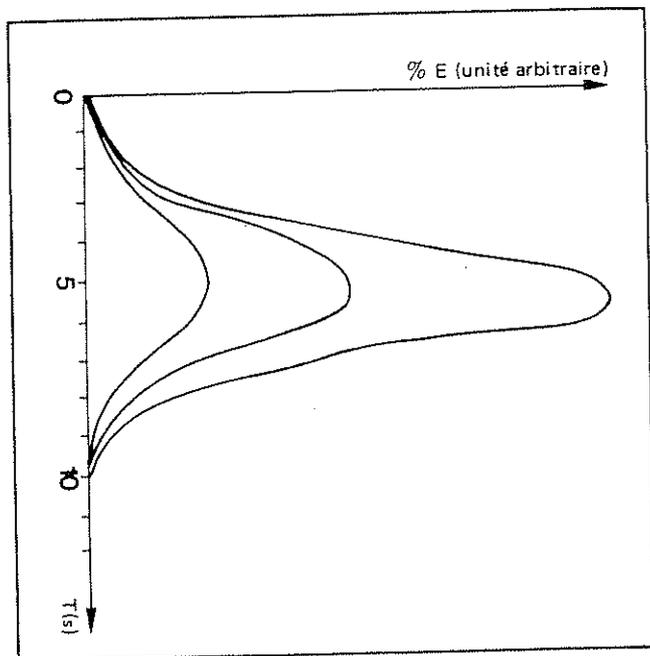


Fig. 15 - Différents aspects du spectre "JONSWAP" pour une énergie maximale à 5,5 sec.

La prévision de l'état de la mer

Avec tous les moyens statistiques précédents, nous avons une description relativement complète de l'état de la mer, tant du point de vue purement géométrique (histogramme) qu'énergétique. La question qui se pose est de savoir comment cet état de mer va évoluer en fonction du vent prévu sur le

(1) JONSWAP: Joint North Sea Wave Project.

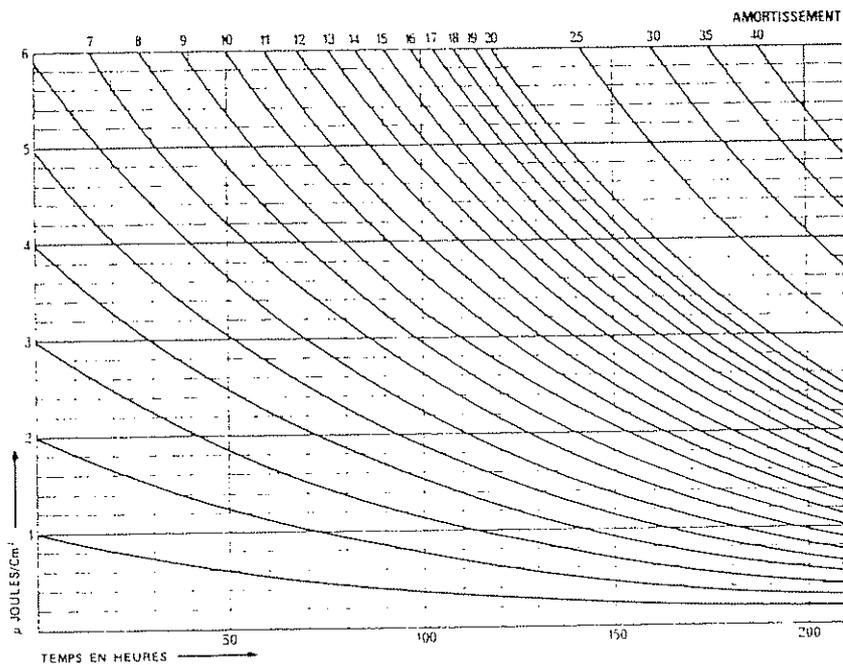
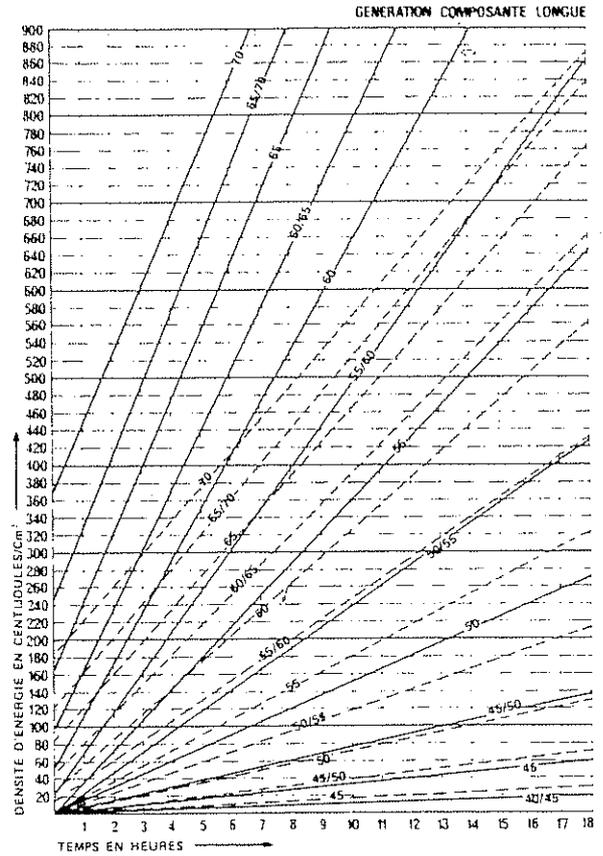
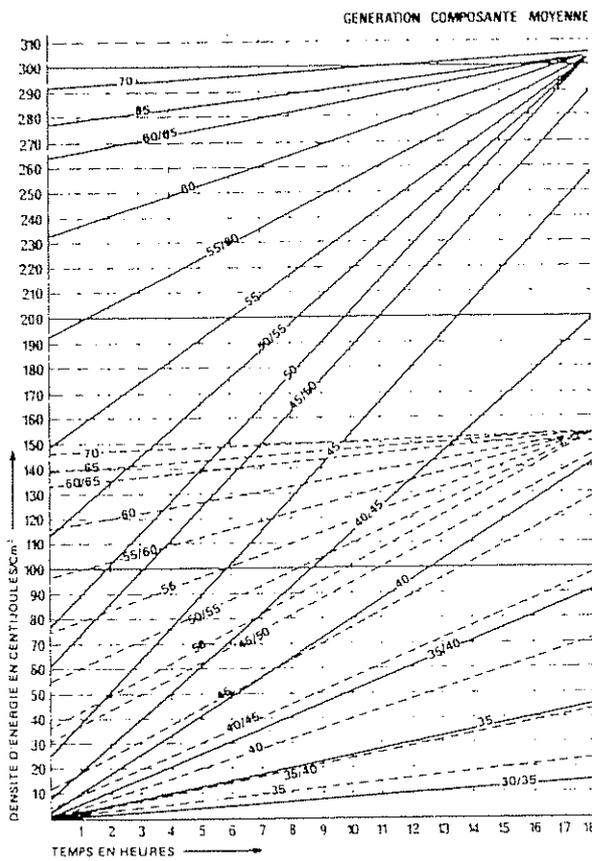
site étudié. La houle étant due à un transfert d'énergie mécanique de l'atmosphère sur l'océan, le problème de prévision que nous nous posons serait résolu si nous connaissions la mécanique intime de ce transfert. Or, nous avons vu qu'il n'en est rien et que beaucoup reste encore à faire dans ce domaine, si bien que toutes les *méthodes de prévision actuellement utilisées font largement part à l'empirisme*. Suivant le degré de complexité de la méthode, cet empirisme se retrouvera, soit au niveau global (méthode purement empirique), soit caché au détour de quelques équations.

Moyennant quoi, toutes les méthodes en usage font appel aux spectres, seuls outils de caractérisation de la répartition de l'énergie au sein des vagues. A partir de là, il y a trois façons de procéder :

a - On se donne a priori une forme universelle de spectre dont on connaît la relation avec le vent, la durée d'action de celui-ci, ou le fetch, cette relation étant généralement traduite par des abaques tirés de l'expérience. Si alors on connaît l'évolution prévue du vent, on peut en déduire l'évolution du spectre au point étudié, puis calculer les hauteurs et périodes significatives demandées par l'utilisateur. Cette méthode, qui peut être "mise en oeuvre à la main" est celle de Pierson - Neumann. Elle est encore relativement utilisée, malgré ses limitations dues à l'empirisme des spectres et au fait qu'elle ne prend pas en compte les vagues générées ailleurs que dans la zone étudiée.

b - On peut faire abstraction de toute forme a priori de spectre pour carrément le calculer en fonction des éléments extérieurs en évaluant la croissance et la décroissance des vagues elles-mêmes. C'est la base des *méthodes spectrales*, dans lesquelles on classe les vagues suivant leur période et leur direction de propagation. Pour chaque classe de vague, on résout l'équation du transfert énergétique, ce qui permet de calculer l'évolution de l'énergie qui est contenue dans cette classe. A la fin de l'évolution il ne reste plus qu'à rassembler les énergies de toutes les classes se trouvant au point de prévision, pour en déduire d'abord un spectre, puis les grandeurs significatives demandées. Dans ce type de méthode, l'empirisme intervient au niveau de l'équation énergétique, lorsqu'on évalue l'apport dû au vent ou le taux de dissipation. Par contre, il est possible de partir d'un spectre préexistant et de prendre en compte ce qui se passe ailleurs qu'au point étudié. C'est la base de la méthode des Densités Spectro Angulaires (DSA), utilisée à la Direction de la météorologie et dont nous dirons un mot plus loin.

c - La dernière approche en date consiste à utiliser un spectre dont la forme peut être ajustée par le calcul en fonction des conditions extérieures. On résout donc l'équation de l'énergie de l'océan, non plus par classes de vagues, mais en prenant pour inconnus les paramètres de forme du spectre. Ceci explique pourquoi cette méthode est appelée *paramétrique*. Elle a été lancée en 1976 par l'Institut

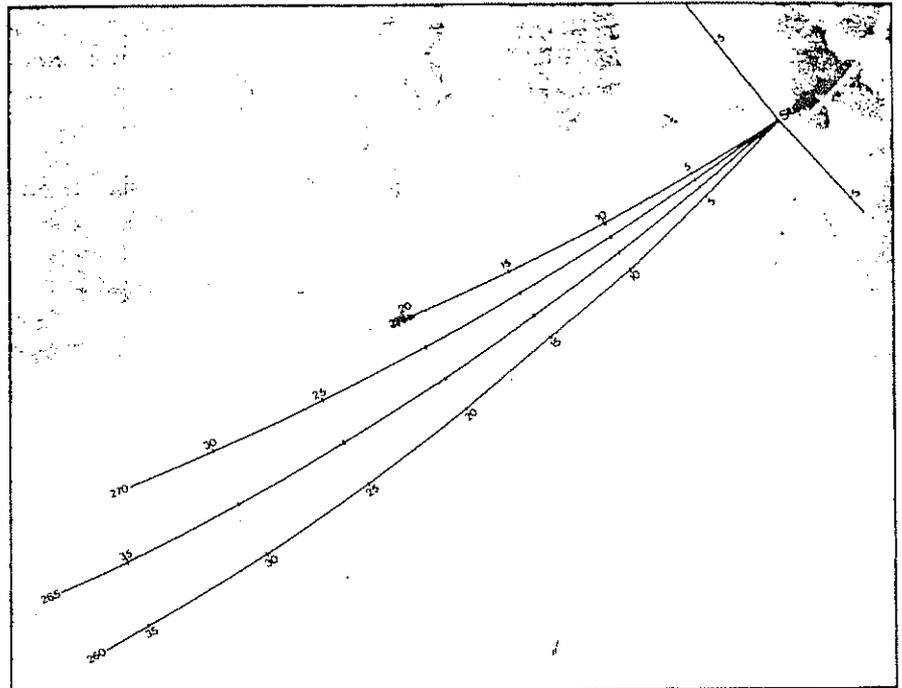


Croissance : La composante moyenne correspond à une vague de période 14 s, la longue à une période 20 s (il en existe deux autres : 7 et 10 s).

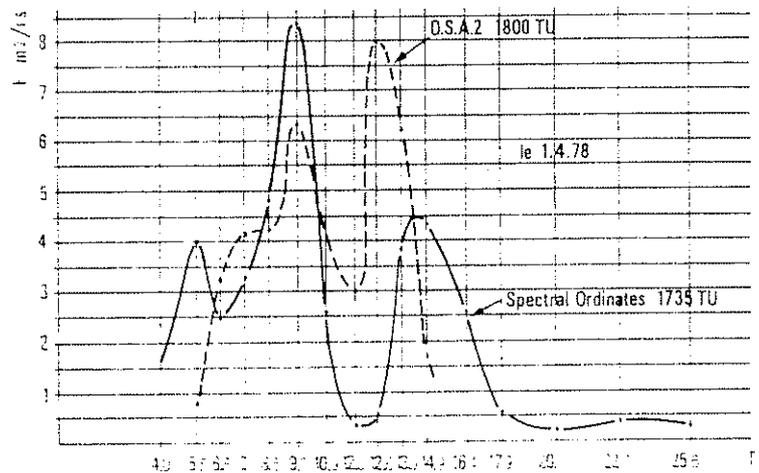
Les lignes pleines correspondent aux vents générateurs (même direction que la houle, à 20° près), les lignes pointillées aux vents favorables faisant un angle de 20 à 60° avec la houle. Chacune de ces lignes est graduée suivant la force du vent en noeuds.

Amortissement : Chaque courbe divise l'évolution en fonction du temps de l'énergie d'une vague ayant une énergie donnée au départ, ceci par vent calme. Un coefficient numérique supplémentaire permet de prendre en compte le fait que le vent soit traversier ou contraire.

Fig. 16 - Abaques de croissance et d'amortissement de l'énergie des vagues. Méthode DSA-II manuelle.



Directions de propagation retenues pour la prévision à Statfjord. Les graduations sur les courbes correspondent au point de départ de vagues ayant la période indiquée et mettant 72 heures pour parvenir à Statfjord. Le maximum utilisé était 25 secondes.



Comparaison d'une prévision DSA-II (courbe pointillée) et d'un spectre réellement mesuré (trait plein). La méthode DSA-II, malgré sa simplicité, permet de prévoir 48 h à l'avance les grandes caractéristiques de l'état de la mer (ici superposition de deux trains de houle).

Fig. 17 - Un exemple d'utilisation de DSA-II avec une calculatrice (sept composantes spectrales).

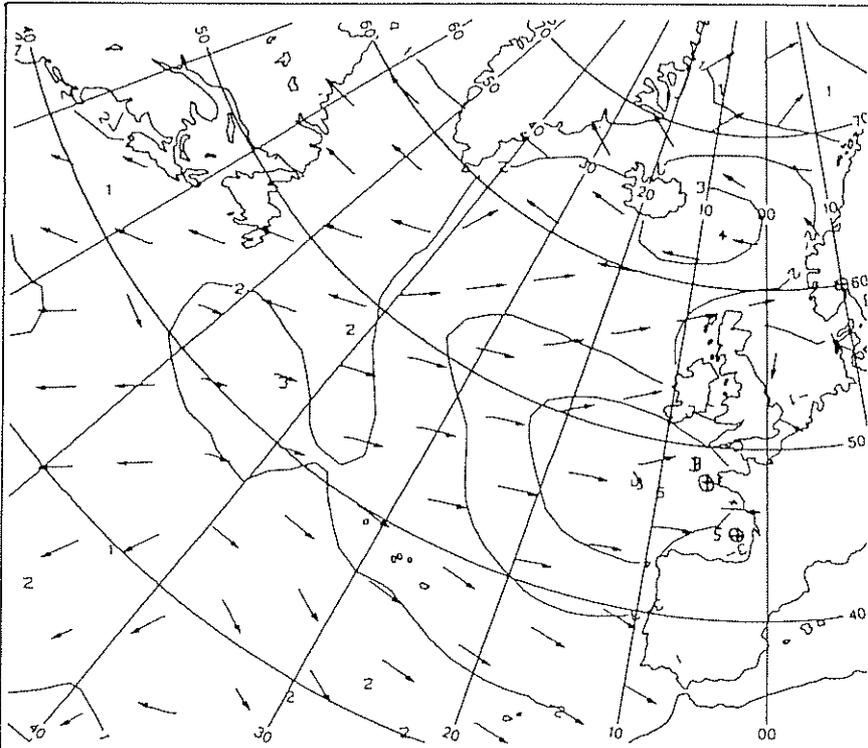
d'Océanographie de l'Université de Hambourg, à l'issue de l'expérience JONSWAP. Il s'agit en fait d'une version élaborée de la méthode de Pierson-Neumann, qui permet de représenter les spectres de la mer non parfaitement levée. Naturellement, son utilisation impose des calculs qui sont du ressort d'un ordinateur, et l'empirisme est encore de rigueur pour évaluer certains termes des équations d'évolution des paramètres.

La méthode DSA

La méthode DSA a été mise au point à la Météorologie nationale dans les années cinquante puis développée ensuite lors de l'apparition des ordinateurs, ce qui fait qu'il en existe plusieurs versions.

Le principe en est simple. L'énergie mécanique des vagues est répartie en différentes composantes dites spectro-angulaires qui représentent chacune les vagues ayant leur période comprise dans un certain intervalle et leur direction de propagation située dans un certain angle. L'intervalle de période est représenté par une période centrale et celui des directions par un azimuth médian, ce qui fait que chaque composante spectrale est assimilée à une vague de période donnée se propageant dans une direction fixe avec une célérité parfaitement connue puisque le modèle est valable au large.

Ensuite, on étudie donc la croissance et l'amortissement de ces vagues fictives en fonction des conditions météorologiques extérieures, ce qui se fait



Prévision à 24 h pour le 28.6.82 à 12 h TU. Carte diffusée par radiofac-similé. Les isolignes représentent les H1/10, les flèches la direction de propagation du maximum d'énergie, leur longueur étant proportionnelle à la période du maximum d'énergie.

(B) BRETAGNE (47,5N 5,0W)										(S) SUD GASCONE (44,6N 1,8W)									
H.1/10 = 4,3 m										H.1/10 = 3,3 m									
N COMPRIS ENTRE 30° ET 012 DEGRES										N COMPRIS ENTRE 30° ET 012 DEGRES									
N	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	N	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
NNE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	NNE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
NNE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	NNE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
ENE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	ENE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
E	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	E	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
ESE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	ESE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
SE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	SE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
SSE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	SSE	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	S	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
SSW	3*	0	1	1	0	0	0	0	0	SSW	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
SW	16*	0	6	8	1	0	0	0	0	SW	3*	0	1	1	0	0	0	0	0
WSW	29*	0	10	17	1	0	0	0	0	WSW	12*	0	6	4	0	0	0	0	0
W	40*	0	11	22	5	0	0	0	0	W	25*	0	8	13	3	0	0	0	0
WNW	20*	0	8	9	1	0	0	0	0	WNW	19*	0	6	8	2	0	0	0	0
NW	5*	0	2	2	0	0	0	0	0	NW	6*	0	3	3	0	0	0	0	0
NNW	0*	0	0	0	0	0	0	0	0	NNW	0*	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	116	1	61	62	10	0	0	0	0	TOTAL	70	2	28	32	7	0	0	0	0
PERIODES	4	7	10	13	16	19				PERIODES	4	7	10	13	16	19			

Sorties complètes des DSA-V pour les deux points B et S notés sur la carte. Les énergies sont exprimées en centijoules par cm².

Figure 18 - Résultats de DSA-V.

avec des formules empiriques les reliant au vent et à l'énergie déjà présents, mais qui font abstraction des interactions entre ces diverses vagues (phénomènes très mal connus) et, à la fin du calcul, on obtient une valeur prévue de l'énergie de chacune des composantes spectrales.

La version DSA-II ne s'intéresse qu'à ce qui se passe en un point donné de l'océan. La prévision de l'état de la mer se fait en cherchant l'évolution des vagues représentatives des composantes spectrales qui se trouveront en ce point aux échéances voulues. Connaissant la célérité des composantes, on reconstitue leur trajectoire, ce qui permet de déterminer les types de vent qu'elles auront à subir. Si

on restreint l'étude à un nombre limité de composantes spectrales, la prévision peut être faite "à la main", en utilisant des abaques de croissance et d'amortissement dont les exemples sont donnés sur la figure 16. Avec un peu plus de composantes, le calcul nécessite l'utilisation d'un mini-ordinateur de bureau, mais, dans tous les cas, cette méthode peut être mise en oeuvre par un prévisionniste seul, et est donc parfaitement adaptée aux opérations d'assistance ponctuelles. Le spectre directionnel obtenu in fine permet de fournir à l'utilisateur des renseignements pouvant aller de la hauteur significative (déduite du spectre par les formules liées à la loi de Rayleigh) jusqu'à la vague d'énergie maximale (figure 17).

La version DSA-V prévoit l'état de la mer en un réseau de points répartis sur une zone océanique étendue. La prévision en chacun des points prend donc en compte ce qui se passe en son voisinage, ce que ne fait pas DSA-II. Nous aurons donc quelque chose de plus précis que DSA-II, mais qui nécessite le recours à un gros ordinateur et fait de DSA-V un modèle adapté à la prévision quotidienne à partir d'un centre météorologique disposant de données et de prévisions de vent de façon opérationnelle. Actuellement, DSA-V fournit des spectres directionnels (figure 18) sur l'Atlantique nord et la Méditerranée, spectres qui sont transformés en cartes de hauteurs significatives et de directions de propagation, diffusées par radio fac-similé (figure 18).

DSA-II et V servent en routine à la prévision. Mais ils peuvent servir à des études de site et à des reconstitutions de données de houle (le fameux "hindcasting" des ingénieurs). En effet, ces deux modèles peuvent fonctionner avec des vents qui peuvent être historiques (situations passées) ou fictifs (situations-types) pour aboutir à des spectres qui permettent de reconstituer des données de houle là où il n'existe pas de mesures (ce qui est presque toujours le cas!). Les données des hauteurs significatives, extrêmes, et autres peuvent être fournies par la loi de Rayleigh, mais, comme on n'est pas absolument certain que la mer calculée corresponde à cette loi, on a recours parfois à la reconstitution des enregistrements de houle en superposant les houles représentatives des composantes spectrales et on analyse ces enregistrements par la méthode classique évoquée plus haut. La comparaison des résultats obtenus montre parfois des écarts significatifs. Ces simulations ont connu des succès intéressants lors d'études postérieures à certaines tempêtes ayant créé des vagues auxquelles personne ne s'attendait, mais que le modèle put mettre en évidence.

Perspectives de la prévision de l'état de la mer

Les modèles de prévision de l'état de la mer souffrent d'un grave handicap : à la différence des modèles de prévision du temps, ils n'ont jamais été initialisés par des mesures réelles (sauf exception pour des modèles du type DSA-II) du simple fait que celles-ci n'existent pas. C'est ainsi que, depuis 1967, DSA-V "tourne" en prenant comme état initial... la prévision précédente; il représente ainsi un océan fictif qui, par bonheur, ressemble bien à l'océan réel.

Il s'avère qu'aucune référence autre qu'à quelques mesures ponctuelles ne pourra se faire avant la mise en orbite des satellites successeurs de SEASAT, engin qui permet d'établir une première confrontation de DSA-V avec une mesure satellitaire. Cette confrontation se révéla d'ailleurs décevante, ce qui n'est pas surprenant; en effet, d'une part on sait que dans le modèle interviennent des formules empiriques et qu'il utilise des

vents analysés de façon simple, d'autre part le satellite utilise la loi de Rayleigh pour calculer la hauteur significative, loi qui mérite d'être, elle aussi, vérifiée... Les perspectives d'amélioration des modèles du type DSA-V sont donc tributaires des développements des capacités de mesure de l'état de la mer par satellite et par bouée.

Une autre limitation de la prévision de la houle provient du fait que tous les modèles utilisés sont conçus pour le large, donc inutilisables par mer peu profonde, au voisinage des côtes. Ici, beaucoup reste à faire, on peut essayer d'adapter les méthodes venant d'être évoquées, en tenant compte de la diffraction des vagues par la variation de la profondeur et de leur amortissement à la côte. On peut aussi se tourner résolument vers d'autres méthodes faisant intervenir les corrélations statistiques entre la hauteur significative des vagues en un lieu donné et les paramètres météorologiques sur le site et alentour.

Ce sont les techniques de ce deuxième type qui sont actuellement les plus étudiées comme relativement simples à mettre en oeuvre. Cependant, ces méthodes ne sont pas universelles et elles nécessitent une longue étude du site avant de devenir opérationnelles; ainsi, il n'est pas évident qu'elles puissent être satisfaisantes en mer ouverte sur l'océan, où la houle peut venir de très loin.



Ainsi, en l'état actuel, on peut accorder un grand crédit aux prévisions d'état de la mer si, évidemment, on veut bien se rappeler leurs limites ainsi que leur signification, par rapport aux conditions réellement observées.

Nous demandons instamment aux navigateurs de poursuivre leur effort d'observation et de nous faire part de leurs remarques et suggestions. C'est, en effet, par la voie de rapports francs et directs avec nos usagers que nous pourrions affiner nos méthodes, améliorant ainsi les conditions d'une navigation météorologique dont la nécessité se fera impérieusement sentir dans l'avenir, et que la Météorologie pourra efficacement étendre son action de protection en faveur de toutes les activités touchant non seulement le large, mais le plateau continental et la zone côtière.

FG

Quelques références bibliographiques

H. Lacombe - "Cours d'océanographie physique", éditions Gauthier-Villars, 1965.

Pierson, Neumann, James - "Practical methods for observing and forecasting ocean waves", US naval oceanographic Office, 1960.

R. Gelci, E. Devillaz - "Le calcul numérique de l'état de la mer", ENSTA, 1969.

P. Queffeuilou - "Contribution à l'étude des états de mer de l'Atlantique nord", Université de Bretagne occidentale (thèse), 1980.