

Rapport d'étude n° 005/02

Septembre 2002

MESURE DU GRADIENT DE TEMPÉRATURE
DANS LE Puits DU MARÉGRAPHE
DE PENFELD (BREST)

par

Olivier DEVAUCHELLE

Sous la direction de

Bernard SIMON et Ronan LE ROY

EPSHOM
BP 30316
29603 BREST CEDEX

Site Internet : <http://www.shom.fr>

SERVICE HYDROGRAPHIQUE ET OCÉANOGRAPHIQUE DE LA MARINE

FICHE DOCUMENTAIRE

Rapport d'étude n° 005/02		
Titre : MESURE DU GRADIENT DE TEMPÉRATURE DANS LE PUITTS DU MARÉGRAPHE DE PENFELD		
Auteurs :	Olivier DEVAUCHELLE (1) sous la direction de Bernard SIMON et Ronan LE ROY(2)	
et affiliations :	(1) Ecole Normale Supérieure (2) EPSHOM	
Date : septembre 2002	Nombre de pages : 66	Commande : sans objet
Organismes d'origine :	EPSHOM – Centre d'Hydrographie – Section Géodésie-Géophysique 13, rue du Chatellier - BP 30316 - 29603 BREST CEDEX Ecole Normale Supérieure 45 rue d'Ulm – 75005 Paris	
Organisme émetteur de la recherche :	EPSHOM – Centre d'Hydrographie - Section Géodésie-Géophysique	
Adresse :	13, rue du Chatellier BP 30316, 29603 BREST CEDEX	
Référence attribuée par cet organisme :	n° 461 EPSHOM/CH/GG/NP du 20 décembre 2002	
Mention de protection :	Non protégé	
Diffusion (externe, interne, réservée) :	Externe et interne	
Observations diverses :	Ce travail est issu d'un stage de maîtrise de physique	
Mots-clés :	Marée – Observation – Mesures – Marégraphes	
Résumé :	au verso	

RÉSUMÉ :

La mesure du niveau des mers est essentielle non seulement pour effectuer des prévisions marégraphiques, mais également pour des recherches plus récentes telles que l'étude de la montée du niveau moyen des mers.

Le marégraphe de la Penfeld, à Brest, fonctionne selon le principe du sonar : la hauteur d'eau est déduite du temps de parcours dans l'air d'une onde ultrasonore. L'existence d'un gradient de température dans l'air surplombant la surface de l'eau est susceptible de fausser les mesures.

L'objectif de ce stage est de mesurer l'ampleur de ce gradient de température, en disposant des capteurs de température le long du puits de tranquillisation. Ce compte-rendu présente le protocole opératoire et les résultats de l'expérience effectuée à Brest en juillet 2002, ainsi qu'une première interprétation.

En utilisant ces résultats expérimentaux, il est possible de calculer l'erreur de mesure du marégraphe à ultrason. Cette erreur pourrait atteindre quelques centimètres pour les plus forts gradients mesurés en juillet 2002. Toutefois, ces extrapolations n'ont pas, à ce jour, été confrontées à des mesures directes d'erreur, et la validité des modèles utilisés reste à démontrer.

Bien que la présente étude soit insuffisante pour proposer une méthode de correction des mesures qui tienne compte du gradient de température, elle semble cependant indiquer que la précision des marégraphes à ultrasons ne saurait être améliorée sans une évaluation précise de ce gradient.

ABSTRACT :

Sea level measurements are required, not only for tidal prediction, but also for topical research needs such as mean sea level variations analysis.

The Penfeld River tidal gauge in Brest, France is an acoustical device: the travel time in air of an ultrasonic wave leads to water level value. As sound velocity is function of temperature, in order to permit its computation, a thermometer is set close to the transducer. However, a possible temperature gradient in the tidal gauge stilling well may lead to inadequate correction.

The study aims to measure temperature gradient in air above water surface and compute related sea level error. This paper describes the operational procedure implemented in Brest during July 2002, in addition to results and prime interpretations.

Using these experimental results enable computing measurement errors of the acoustical tide gauge. They might reach a few centimetres for the maximum gradients observed in July 2002. However, in order to assess the results, these computed error estimations have to be compared with direct error measurements.

This study is not sufficient to propose a method for correcting sea level measurement, but it shows that precision improvement requires a precise evaluation of temperature gradient.

Table des matières

1	Introduction à la marégraphie	6
1.1	Historique	6
1.2	Diverses théories de la marée	6
1.2.1	Newton	6
1.2.2	Laplace	7
1.2.3	Méthode harmonique	7
1.2.4	Modélisations numériques	7
2	Le marégraphe de Brest	8
2.1	Situation	8
2.2	Puits de tranquillisation	8
2.2.1	Intérêt	8
2.2.2	Principe	9
2.2.3	Le puits de tranquillisation de Brest	9
2.3	Le marégraphe à ultrason	9
2.4	La sonde lumineuse	11
3	Justification de l'expérience	12
3.1	Les doutes quant à la fiabilité des marégraphes à ultrason	12
3.2	L'étude des performances des marégraphes de 2002	12
3.2.1	Diagrammes d'erreurs	12
3.2.2	Le diagramme de Van de Castele	15
3.2.3	Intérêt d'une mesure de gradient	17
4	Influence théorique de la température	18
4.1	Ordres de grandeur	18
4.2	Traitement d'un gradient de température	20
4.2.1	Hypothèses et équation exacte	20
4.2.2	Approximations	20
5	La mesure du gradient de température du puits de Penfeld	25
5.1	Principe	25
5.1.1	Cahier des charges des capteurs	25
5.1.2	Durée de l'expérience	25
5.2	Les différents paramètres de l'expérience	25
5.2.1	les capteurs	25
5.2.2	Disposition des thermistances	26
5.2.3	Programmation des capteurs	27
5.2.4	Installation de la chaîne de capteurs	29
5.2.5	Paramètres météorologiques	29
5.3	Estimation de l'incertitude de positionnement des capteurs	30

6	Interprétation des résultats	31
6.1	Analyse des données	31
6.1.1	Ensemble des données	31
6.1.2	Le gradient de température	31
6.2	Influence du gradient sur la mesure	43
6.2.1	Correction par régression linéaire, ordres de grandeur	43
6.2.2	Corrections apportées par une modélisation exponentielle du gradient	44
6.2.3	Incertitudes quant aux corrections	49
6.2.4	Accord avec les courbes d'étalonnage	50
7	Propositions pour une nouvelle expérience de mesure du gradient de température dans le puits de Penfeld	55
7.1	Objectifs	55
7.2	Mise en place	55
7.2.1	Position des capteurs	55
7.2.2	Intervalle de mesure	56
7.2.3	Données météorologiques	57
7.3	Exploitation des données	57
7.4	Dernière minute	57
	Conclusion	59
	Appendice	62

Chapitre 1

Introduction à la marégraphie

1.1 Historique

Les premières mesures marégraphiques ont été effectuées dans l'antiquité, mais elles prirent leur essor au *XVIII^e* siècle, époque des plus anciennes mesures conservées sans discontinuité jusqu'à ce jour. C'est également à cette époque que Laplace envisage une théorie plus apte à décrire le phénomène des marées que la théorie statique proposée par Newton au siècle précédent.

Les mesures de hauteur d'eau étaient alors lues sur un simple repère gradué : l'échelle de marée. L'invention des marégraphes à flotteur, plus précis et surtout plus autonomes, est due à l'ingénieur Chazalon. Ils furent implantés sur le littoral français au milieu du *XIX^e* siècle et sont toujours utilisés sur certains sites (notamment à Brest).

Diverses technologies sont mises en oeuvre dans les marégraphes d'aujourd'hui, dont les principales sont la propagation d'ondes sonores ou électromagnétiques réfléchies à la surface de l'eau, ou la mesure de la pression hydrostatique par des capteurs placés au fond de l'eau. Ces marégraphes présentent la grande qualité de pouvoir stocker et transmettre des données numériques, ce qui en facilite l'exploitation informatique. Ils sont en outre moins exigeants que leurs équivalents à flotteurs quant aux travaux de génie civil de leur installation. Cependant, comme nous pourrions le voir, ils ne sont pas à l'abri d'erreurs de mesure sensibles.

1.2 Diverses théories de la marée

Le lien entre marée et phase de la Lune est apparu très tôt chez les philosophes et les scientifiques, mais il a bien sûr fallu attendre la découverte de la loi de la gravitation pour comprendre le lien entre mouvement des astres et océans.

1.2.1 Newton

La théorie de Newton, dite théorie statique, fut la première à présenter les forces gravitationnelles exercées par la Lune et le Soleil sur les masses d'eau comme les causes des marées. Selon cette théorie, les mouvements des astres sont suffisamment lents pour considérer qu'à chaque instant la surface des océans est une équipotentielle, laquelle se déforme dans le référentiel terrestre suite aux mouvements célestes.

Cependant, les calculs de la position de cette équipotentielle conduisent à des amplitudes d'environ un mètre, ce qui est insuffisant pour expliquer les observations sur de nombreuses côtes.

1.2.2 Laplace

La théorie de Laplace est plus fidèle à la réalité, puisqu'elle conduit à une formule, du même nom, qui a permis d'éditer les premiers annuaires des marées dont les prédictions étaient scientifiquement calculées.

Dans cette théorie, la force génératrice est essentiellement la même que dans celle de Newton, mais cette fois la réponse des masses d'eau est traitée dynamiquement. Ce traitement dynamique repose sur le principe de la réponse linéaire : en un lieu donné, la variation de la hauteur d'eau est une somme de variations sinusoïdales de fréquences égales aux fréquences des forces excitatrices.

La marée est donc considérée comme une superposition d'ondes de gravité, dont on connaît précisément les périodes grâce à l'astronomie, et dont on détermine empiriquement le déphasage (appelé âge de la marée) et la réponse en amplitude.

1.2.3 Méthode harmonique

Due aux Anglais Darwin et Kelvin, cette méthode est un développement mathématique plus poussé de la méthode de Laplace, proche de la transformation de Fourier. En effet, le phénomène de marée est presque périodique, c'est pourquoi il se prête bien à une décomposition en harmoniques. Cependant, il n'existe pas de période commune à toutes les harmoniques de la force génératrice et un développement exact est donc impossible. On se contente d'un développement dont les coefficients sont des variables lentes du temps :

$$A(t) = \sum_{k=1}^N c_k(t) \cos(\omega_k t + a_k)$$

Où les $c_k(t)$ sont des fonctions lentes du temps, déterminées, ainsi que les a_k appelés âges de la marée, par des mesures marégraphiques. De la précision des mesures dépend directement la qualité des prédictions, et si la précision requise pour la navigation est largement atteinte de nos jours, d'autres applications telles que la mesure de l'évolution séculaire du niveau de la mer sont beaucoup plus exigeantes.

L'analyse harmonique, nous le voyons, requiert une connaissance locale sur une durée suffisante de l'évolution du niveau de la mer. C'est pourquoi cette méthode ne fournit que des prévisions locales : dès que l'on s'éloigne de la zone de mesure, les prédictions sont faussées par la propagation des ondes de marée.

1.2.4 Modélisations numériques

Les moyens de calcul informatiques actuels ont permis les progrès considérables de la modélisation numérique de l'apparition et de la propagation des ondes de marée, ouvrant ainsi la voie à des possibilités de prédiction loin des sites de mesure. Cependant, outre le fait que ce problème est rendu fort complexe par l'irrégularité de la bathymétrie des bassins océaniques, sa résolution numérique suppose une connaissance précise des conditions aux limites imposées à la solution. Ces conditions aux limites sont nécessairement déterminées par des mesures marégraphiques.

Chapitre 2

Le marégraphe de Brest

2.1 Situation

L'installation sur laquelle porte notre étude est située dans l'arsenal de Brest, à l'embouchure de la Penfeld. Il s'agit d'un ouvrage lourd réalisé en granit capable d'assurer la stabilité à long terme du repère de nivellement (bench mark) régulièrement contrôlé par l'Institut Géographique National.



Figure 2.1: Le puits de tranquillisation de Penfeld.

2.2 Puits de tranquillisation

2.2.1 Intérêt

Comme chacun sait, la surface de la mer n'est que rarement plane, et de nombreuses perturbations autres que la marée modifient son altitude. La plupart des marégraphes, et notamment les marégraphes à flotteur, ne supporteraient pas une installation en extérieur où leur précision serait affectée par les perturbations hautes fréquences citées plus haut, et où ils seraient endommagés lors de mauvaises conditions météorologiques. L'installation d'un marégraphe doit donc filtrer au mieux les ondes dont la fréquence est plus haute que toutes les harmoniques de la marée : ce doit être un filtre passe-bas appliqué aux variations de hauteur d'eau.

2.2.2 Principe

Un puits de tranquillisation (stilling well) consiste essentiellement en un tube vertical en communication avec la mer par un ou plusieurs orifices plus petits situés sous le niveau des plus basses mers. Le marégraphe à proprement parler est bien sûr installé à l'intérieur du puits. Diverses formes d'entrées d'eau ont été testées pour améliorer la sélectivité des puits, et il semble que la plus efficace soit constituée d'un tube dont le diamètre est faible par rapport à celui du puits, et d'axe quasiment horizontal appelé tube d'admission [WOP97].

2.2.3 Le puits de tranquillisation de Brest

Le puits de tranquillisation de Brest est constitué selon le principe évoqué plus haut; le diamètre du puits est de 1,5 mètre, celui du tube d'admission de 15 centimètres (cf. figure 2.2 page 10). Ce dernier est incliné de façon à favoriser l'écoulement de la vase. Notons que ce puits est protégé des intempéries et surtout du soleil par un abri de béton, ce qui est rarement le cas pour les installations plus récentes. Malgré cela, nous verrons que l'existence d'un gradient de température, variable au cours de la journée, à l'intérieur du puits est probable. S'il s'avère qu'il s'agit bien là d'une source d'erreur systématique, son effet risque d'être plus sensible sur des sites moins protégés.

Remarquons également l'important marnage possible à Brest, où les plus hautes mers sont cotées à 7,79 mètres et les plus basses à 17 centimètres [EPS02]. Ceci impose bien évidemment un puits profond, donc plus sujet aux gradients de température.

2.3 Le marégraphe à ultrason

Bien que plusieurs types de marégraphes soient installés simultanément dans le puits de Penfeld, le marégraphe à ultrason (MCN 1076) est aujourd'hui la référence officielle de ce site, grâce à sa précision et à son autonomie.

Ce marégraphe est constitué de deux capteurs gérés par une centrale d'acquisition. Le premier est un émetteur-récepteur d'ondes sonores hautes fréquences (4,5 kHz) et le second, un capteur de température. La centrale d'acquisition, dont le modèle est commun à divers marégraphes, est capable :

- d'alimenter les capteurs par le secteur ou des batteries,
- de convertir les signaux analogiques en données numériques,
- de stocker ces données,
- de les transmettre à distance par une ligne téléphonique.

En supposant connue la vitesse du son dans l'air, il est possible de calculer le tirant d'air à partir de l'intervalle de temps qui sépare l'émission du signal ultrasonore de sa réception. La vitesse du son dans l'air, déterminée pour des ondes harmoniques en faisant abstraction des non-linéarités de l'équation de propagation, est donnée par [JAR02]:

$$c = 331,2 * (1 + 0,97 \frac{U}{P} + 1,9 * 10^{-3} * T)$$

où :

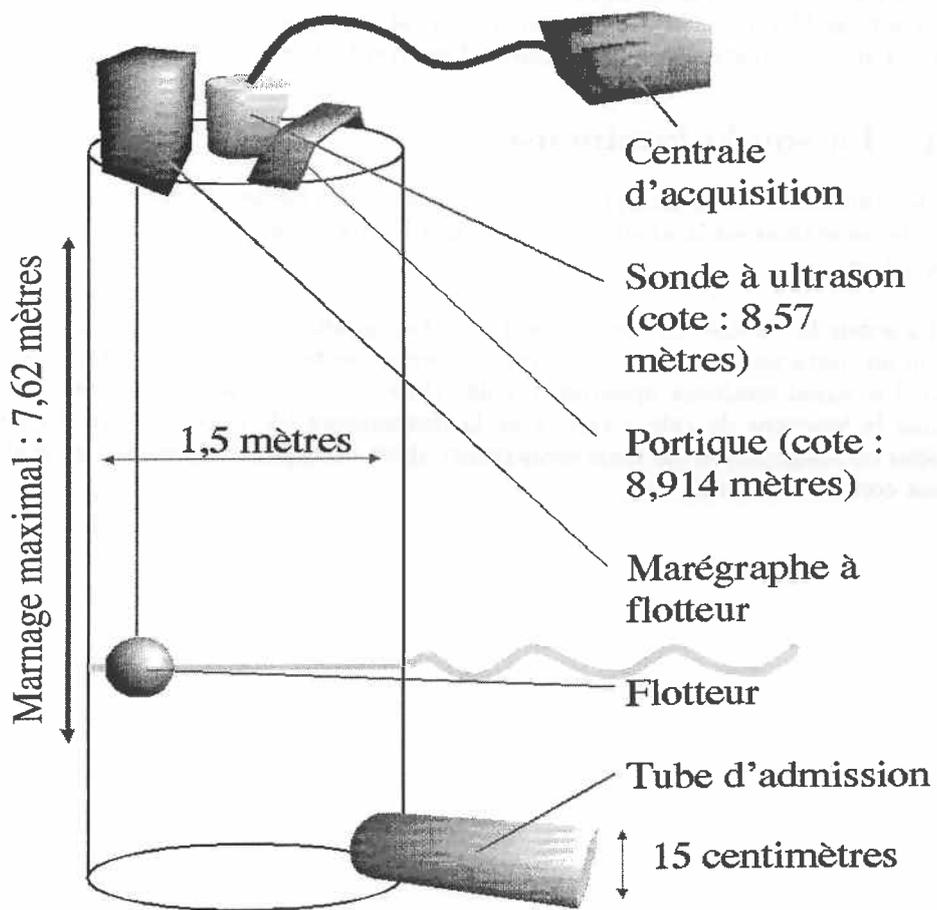


Figure 2.2: Schéma du puits de Penfeld.

- c est la célérité du son [ms^{-1}],
- P est la pression atmosphérique [hPa],
- U est l'humidité relative de l'air,
- T est la température de l'air [$^{\circ}C$].

ces valeurs étant appliquées en unités du système international.

Le capteur de température doit permettre à la centrale de corriger selon cette loi les erreurs dues à la variation de la vitesse du son. Il est bien clair que ces corrections ne seront valables que si la température de l'air est uniforme, ce qui n'est pas certain *a priori* pour un puits d'une profondeur d'environ huit mètres.

2.4 La sonde lumineuse

Un des problèmes de la marégraphie est le choix des systèmes de mesure étalons. L'un de ces étalons est la sonde lumineuse, dont le principe fort simple mérite d'être présenté ici.

La sonde lumineuse est constituée d'un ruban gradué, au bout duquel est suspendu un contacteur électrique qui ferme un circuit électrique lorsqu'il trempe dans l'eau. Un signal lumineux apparaît, il suffit alors de lire la graduation. Toutefois, comme la longueur du ruban varie avec la température (de façon linéaire sur les échelles de température qui nous concernent), il est nécessaire d'appliquer un coefficient correctif au résultat.

Chapitre 3

Justification de l'expérience

3.1 Les doutes quant à la fiabilité des marégraphes à ultrason

Les constructeurs de ces marégraphes ont eu dès l'origine conscience de l'importante variabilité de la célérité du son dans l'air, puisque ces appareils sont équipés d'un capteur de température. Cependant, des erreurs systématiques dues aux variations de la température de l'air ont été observées plusieurs fois, notamment à Monaco [SIM02]. Dans ce dernier cas, où l'amplitude de la marée est faible (environ un mètre), l'erreur de mesure de la température était liée à la position de la sonde: intégrée à l'émetteur ultrasonore, sa capacité calorifique était trop importante et entraînait un retard de la mesure.

Les erreurs de mesure du marégraphe de Penfeld ne sauraient admettre la même justification car la sonde de température est indépendante de l'émetteur. Par contre, l'amplitude des marées est considérable à Brest, et la profondeur du puits est propice à l'apparition d'un gradient de température. Par ailleurs, de tels problèmes ont déjà été rencontrés, comme le signale un rapport de l'UNESCO [UNE02]: "For example, for water level 2 m below the calibration point and temperature 1 ° C higher in the calibration tube than the mean for the whole tube an error of 3.6 mm will occur".

3.2 L'étude des performances des marégraphes de 2002

Le 29 Mars 2002, une étude comparative des différents marégraphes du site de Penfeld a été effectuée sous la direction de Ronan LEROY et Guy WÖPPELMAN. Nous nous contenterons ici de la comparaison du marégraphe acoustique (MCN 1076) avec la sonde lumineuse, référence adoptée par l'Institut Géographique National. L'erreur est donc définie comme la différence entre l'indication de hauteur d'eau fournie par le marégraphe à ultrason et celle de la sonde lumineuse. Enfin, l'erreur relative est le rapport de l'erreur au tirant d'air.

3.2.1 Diagrammes d'erreurs

La présentation de ces diagrammes est purement illustrative, et reprend quelques résultats exposés dans le rapport d'Atoine JARNY [JAR02]. La figure 3.1 de la page 13, représentant l'évolution de l'erreur dans la journée, illustre l'intérêt de

considérer l'erreur relative, puisque la première admet un maximum lorsque le niveau d'eau est le plus bas.

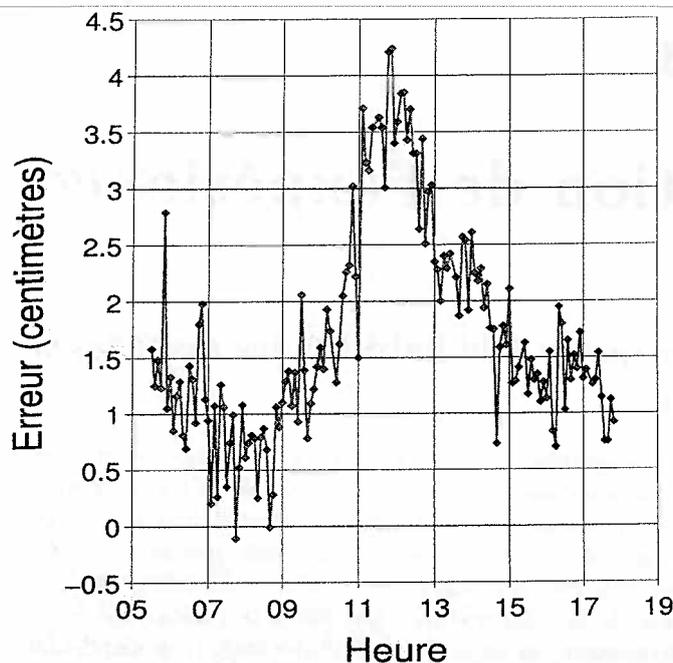


Figure 3.1: Evolution de l'erreur absolue au cours de la journée, expérience du 29 mars 2002.

L'évolution de l'erreur relative (cf. figure 3.2 page 14) peut sembler en désaccord avec l'hypothèse de l'influence d'un gradient de température; en effet, elle est nettement plus importante le matin et le soir, c'est-à-dire, intuitivement, lorsque ledit gradient devrait être le plus faible. Cependant, ces maxima d'erreur relative sont sans doute des artéfacts liés à l'imprécision de l'étalon. L'incertitude principale de la mesure par la sonde lumineuse est une incertitude constante, due à l'imprécision de détermination du niveau de contact avec l'eau, au décalage relatif entre le zéro de la sonde et le zéro hydrographique ou encore à une erreur de lecture. Puisque cette incertitude est constante, l'erreur relative qui lui est associée croît lorsque le tirant d'air diminue, c'est-à-dire le matin et le soir pour les mesures du 29 mars 2002.

Notons que ceci est vrai pour toute incertitude constante, mais il est probable que l'erreur principale de la mesure par le marégraphe à ultrasons soit liée à une mauvaise connaissance de la célérité du son dans l'air. Il s'agit donc d'une incertitude proportionnelle au tirant d'air.

Sur la partie du graphique qui n'est pas affectée par ces artéfacts, il semble que la valeur moyenne des erreurs subisse une augmentation de quelques dixièmes de pourcents près de la mi-journée (aux alentours de onze heures), heure qui correspond sans doute à une augmentation de la température de l'air. Le temps était ensoleillé

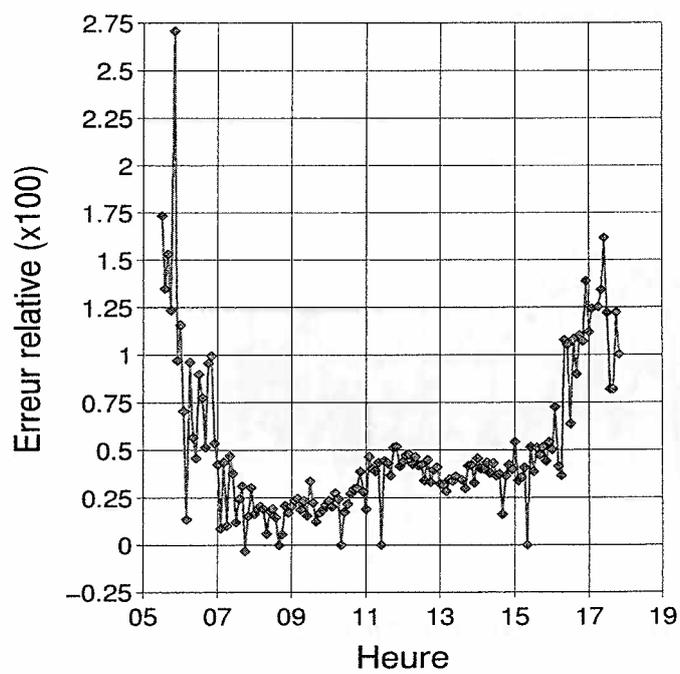


Figure 3.2: Evolution de l'erreur relative au cours de la journée, expérience du 29 mars 2002.

le jour où ces mesures ont été effectuées, ceci va donc dans le sens de l'existence d'un gradient de température dans le puits de tranquillisation.

3.2.2 Le diagramme de Van de Castele

L'étude de la fiabilité d'un marégraphe est très couramment effectuée par l'intermédiaire de tels diagrammes, dont le principe fut exposé en 1962 par Charles Van de Castele, ingénieur en chef géographe de l'IGN. Il permet de diagnostiquer les principales erreurs systématiques de ces appareils, par l'écart de la courbe expérimentale à celle d'un marégraphe idéal: la droite d'erreur nulle [WÖP97].

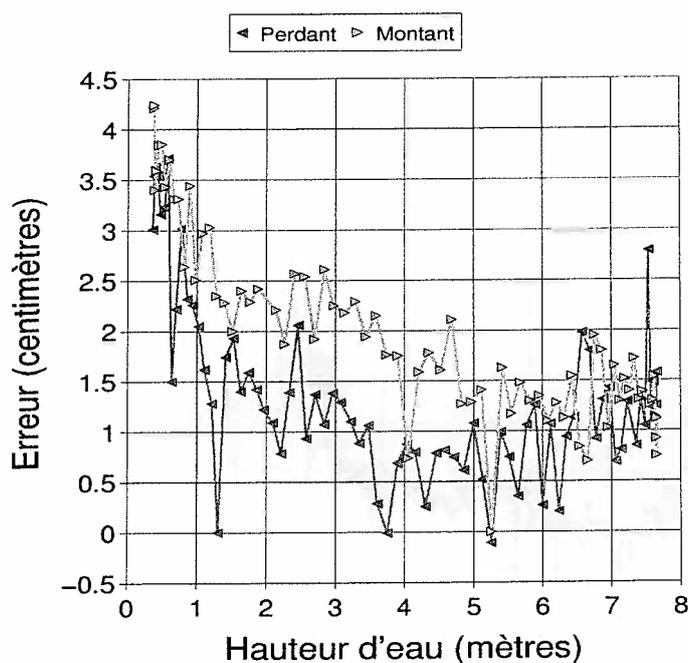


Figure 3.3: Diagramme de Van de Castele du marégraphe M.C.N. 1076, expérience du 29 mars 2002.

Le diagramme de Van de Castele de la figure 3.3 page 15 présente essentiellement trois défauts:

- un décalage constant par rapport à la droite d'erreur nulle d'environ 1,7 centimètre,
- une hystérésis moyenne (décalage entre la courbe de montant et de perdant) de 6 millimètres,
- une erreur d'échelle (la courbe tend vers une droite de pente non nulle) pour les faibles hauteurs d'eau.

Le décalage constant est sans gravité : il ne s'agit que d'une erreur d'étalonnage par rapport à la sonde lumineuse, que l'on peut aisément corriger après s'être assuré de sa valeur.

L'apparition d'une erreur d'échelle pour les tirants d'air les plus importants tend à valider l'hypothèse du gradient de température : la correction apportée à la célérité du son par la sonde de température est exacte pour les tirants d'air suffisamment faibles, mais ne suffit plus lorsqu'un tel gradient peut s'installer, c'est-à-dire pour des tirants d'air et des différences de température entre l'air et la mer suffisamment importants. Cette erreur d'échelle est illustrée par la figure 3.4 de la page 16. La régression linéaire de StarOffice, donne des pentes de $-0,50 \text{ cmm}^{-1}$ au montant et $-1,12 \text{ cmm}^{-1}$ au perdant. Notons que ces valeurs n'ont qu'une valeur illustrative, car la méthode de calcul du logiciel n'est pas définie, et notamment les valeurs indiquées ne sont pas celles des pentes des droites du graphique.

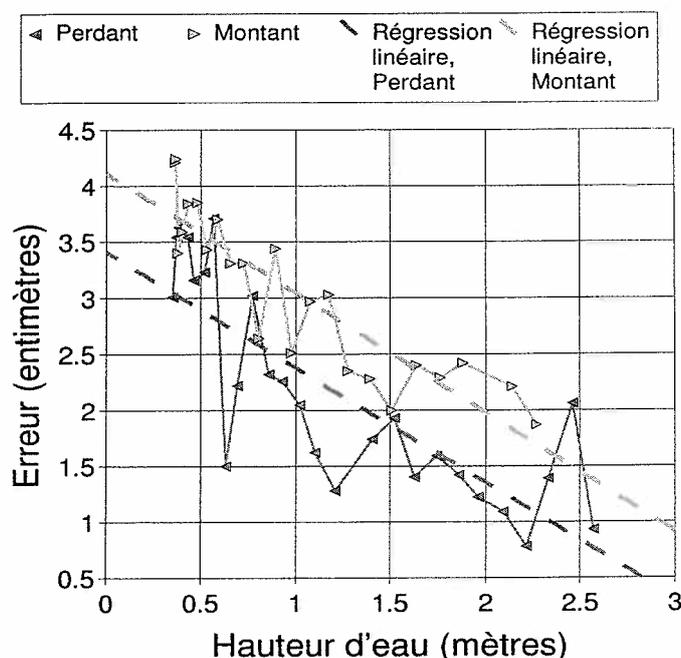


Figure 3.4: Estimation de l'erreur d'échelle sur un diagramme de Van de Castele.

Différents facteurs sont à même d'expliquer la présence d'une hystérésis. Elle peut provenir d'un fonctionnement de l'appareil influencé par la vitesse de montée des eaux (frottements pour un marégraphe à flotteur) ou d'une modification de l'environnement synchronisée avec la marée. Pour un marégraphe à ultrason, il semble peu probable que la vitesse de la surface puisse influencer le fonctionnement du marégraphe.

3.2.3 Intérêt d'une mesure de gradient

Une des principales limites à l'interprétation de ces données pour la problématique qui nous concerne (en dehors de l'absence de mesure de la température, bien sûr...) est qu'au jour de l'expérience, la basse mer se situait aux alentours de midi, c'est-à-dire lorsque la différence de température entre l'air et la mer est la plus importante, au moins à l'extérieur du puits. Ainsi, il n'est pas possible de dissocier les effets de ces deux causes sur la mesure de hauteur d'eau.

Pourtant, l'étude de ces mesures met en avant suffisamment d'indices de l'existence d'un gradient de température dans le puits de tranquillisation pour mener une expérience de mesure directe de ce gradient.

Chapitre 4

Influence théorique de la température

4.1 Ordres de grandeur

L'objet de cette partie est d'évaluer puis de comparer les ordres de grandeur de diverses erreurs susceptibles d'affecter un marégraphe à ultrason. Dans un premier temps, calculons l'influence d'une erreur de calibration de la célérité du son dans l'air:

$$h = \frac{c\Delta t}{2}$$

donc,

$$\frac{\partial h}{\partial c} = \frac{\Delta t}{2} = \frac{h}{c}$$

où

- h est le tirant d'air,
- c est la célérité du son dans l'air,
- Δt est l'intervalle de temps séparant l'émission et la réception du train d'onde.

La célérité du son est donnée par la formule:

$$c = 331,2 \left(1 + 0,97 \frac{U}{P} + 1,9 * 10^{-3} T \right)$$

où :

- c est la célérité du son [ms^{-1}],
- P est la pression atmosphérique [hPa],
- U est l'humidité relative de l'air,

- T est la température de l'air [$^{\circ}C$].

On en déduit:

- $\frac{\partial c}{\partial T} = 0,6 \text{ ms}^{-1}K^{-1}$,
- $\frac{\partial c}{\partial U} = 0,32 \text{ ms}^{-1}$ pour une pression de 1000 hPa ,
- $\frac{\partial c}{\partial P} = 0,32 * 10^{-3} \text{ ms}^{-1}hPa^{-1}$.

En ordre de grandeur, les variations des paramètres d'état de l'air dans le puits sont:

- $\delta T = 1 \text{ K}$,
- $\delta U = 0,1$,
- $\delta P = 100 \text{ hPa}$.

La variation de l'humidité relative est faible, car le puits est quasiment fermé, donc l'air qu'il contient est pratiquement saturé en eau.

Il apparaît que le principal paramètre d'état susceptible de faire varier la célérité du son est la température, ce qui justifie que les marégraphes à ultrason ne soient équipés que d'une sonde de température. Déterminons à présent l'ordre de grandeur de l'erreur sur la mesure de hauteur due à une mauvaise estimation de la température :

$$\frac{\partial h}{\partial T} = \frac{\partial h}{\partial c} * \frac{\partial c}{\partial T}$$

En remplaçant par les expressions précédentes:

$$\frac{\partial h}{\partial T} = 0,6 \frac{h}{2c}$$

Ainsi:

- pour un tirant d'air de un mètre, $\delta h = 0,9 \text{ mmK}^{-1}$,
- pour un tirant d'air de dix mètres, $\delta h = 9 \text{ mmK}^{-1}$.

Rappelons que le tirant d'air peut atteindre environ sept mètres dans le puits de Penfeld, ce qui conduit à des erreurs non négligeables puisqu'elles sont systématiques. Pour ces ordres de grandeur, nous avons supposé que la température de l'air était uniforme dans le puits, il nous reste donc à déterminer l'effet théorique d'un gradient de température.

4.2 Traitement d'un gradient de température

L'objectif de cette partie n'est pas de proposer un algorithme de correction d'éventuelles erreurs de mesure dues à un gradient : cela exigerait une étude bien plus approfondie et serait fort prématurée. Toutefois, il pourra être intéressant de se faire une idée de l'influence théorique d'un gradient de température pour interpréter au mieux les premières données expérimentales. Nous souhaiterions en effet savoir, à partir de ces données, si l'existence de ce gradient est ou non la principale source d'erreur du marégraphe de Penfeld.

4.2.1 Hypothèses et équation exacte

Nous considérerons dans toute la suite que les hypothèses suivantes sont vérifiées :

- (i) Les termes non-linéaires de l'équation de propagation de l'onde sonore sont négligeables, de sorte que la célérité de l'onde est indépendante de sa fréquence. On pourra donc utiliser l'expression de cette célérité en fonction des paramètres d'état de l'air. Cette hypothèse est certainement supposée vraie par le constructeur du capteur.
- (ii) L'expression de la célérité est valable localement sur le chemin de l'onde.
- (iii) Le gradient de température est suffisamment faible pour qu'il n'y ait pas de réflexion de l'onde ailleurs que sur la surface de l'eau. Cette hypothèse est d'ores et déjà validée par l'expérience, puisque le capteur ne fournit pas de valeurs aberrantes.
- (iv) Comme nous l'avons vu plus haut, on peut se contenter de l'influence de la seule température sur la valeur de la célérité.

On peut alors exprimer de façon exacte le lien entre le temps de parcours du train d'onde et le tirant d'air :

$$\Delta t = 2 \int_0^h \frac{dz}{c(z)}$$

Nous noterons l'équation liant célérité et température comme suit :

$$c = c_0(1 + aT)$$

ceci donne dans dans l'intégrale :

$$\Delta t = 2 \int_0^h \frac{dz}{c_0(1 + aT(z))}$$

4.2.2 Approximations

Approximation par un gradient constant

Pour avancer dans ce calcul, il nous faut la forme de $T(z)$, mais nous allons dès à présent effectuer deux approximations tout en conservant des expressions formelles. Dans un premier temps, on effectue le développement au premier ordre de $T(z)$:

$$T(z) = T_0 + Gz$$

où G est la valeur gradient en $z = 0$ (en fait nous pourrions prendre sa valeur moyenne pour les applications numériques) et T_0 la température au niveau $z = 0$ (celle qui est fournie par la plus haute sonde). La validité de ce développement dépend théoriquement de l'ampleur des termes du second ordre qu'il serait illusoire de calculer avec six points seulement (nous n'utiliserons que six capteurs de température). Nous devons nous contenter d'en juger au moyen du coefficient de corrélation de la régression linéaire.

On peut à présent calculer notre intégrale :

$$\Delta t = 2 \int_0^h \frac{dz}{c_0(1 + a(T_0 + Gz))}$$

$$\Delta t = 2 \int_0^h \frac{dz}{c_0 a G (\frac{1}{aG} + \frac{T_0}{G} + z)}$$

$$\Delta t = \frac{2}{c_0 a G} \ln \frac{1 + T_0 a + a G h}{1 + T_0 a}$$

Parvenus à ce point, nous pouvons inverser cette égalité :

$$h = \frac{1 + T_0 a}{a G} (e^{\frac{c_0 a G \Delta t}{2}} - 1)$$

Par souci de simplification nous pouvons encore effectuer un développement limité à l'ordre deux, en supposant cette fois que le gradient est faible. L'inégalité à vérifier pour effectuer cette approximation est : $h \ll \frac{1}{aG}$. Dans ce cas, on peut écrire :

$$h = \frac{c_0(1 + T_0 a) \Delta t}{2} + \frac{c_0^2(1 + T_0 a) a G \Delta t^2}{8}$$

On remarque que l'ordre 1 est bien la correction de la vitesse sans tenir compte du gradient.

Approximation par un gradient exponentiel

Nous ajoutons ce paragraphe après que nous avons eu accès aux premières données de l'expérience. L'allure des courbes de température est en effet plus proche de celle d'une exponentielle que de celle d'une droite. Nous supposons donc la forme suivante pour la fonction température :

$$T(z) = T_0 - \Delta T (1 - e^{-\frac{z}{h_0}})$$

où

- ΔT est la différence de température entre le haut du puits et la surface de la mer,
- T_0 est la température du haut du puits,
- h_0 est la hauteur caractéristique du gradient.

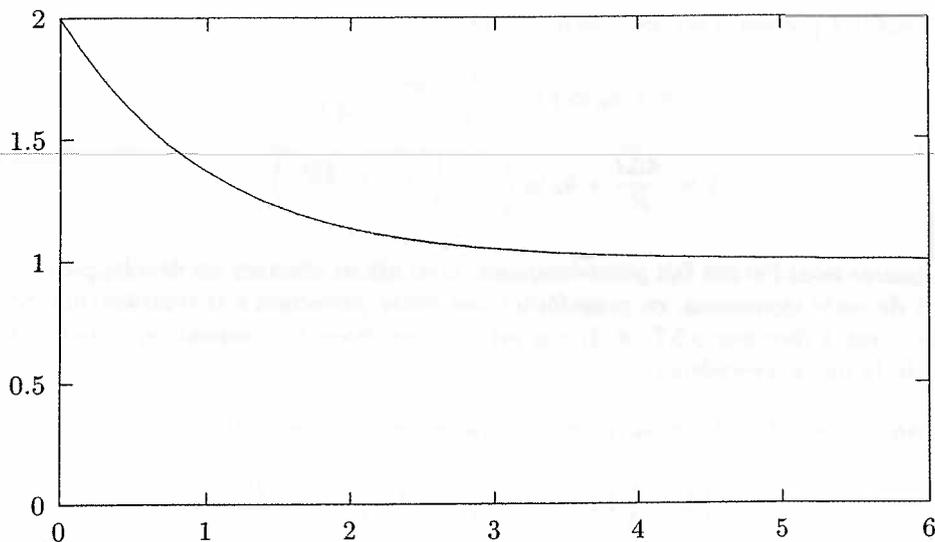


Figure 4.1: Allure du modèle de courbe de température. Température en fonction de la profondeur, unités arbitraires.

L'allure de la courbe est représentée sur la figure 4.1, page 22.

La forme de cette modélisation sera bien sûr commentée plus loin, à l'aide des courbes expérimentales. Toutefois, on peut déjà préciser que cette forme exponentielle n'est a priori étayée par aucune théorie: il s'agit simplement d'une fonction commode pour approcher la courbe expérimentale.

A présent, nous sommes à même de remplacer l'expression de la température dans l'intégrale de départ :

$$\Delta t = 2 \int_0^h \frac{dz}{c_0(1 + a(T_0 - \Delta T(1 - e^{-\frac{z}{h_0}})))}$$

que l'on peut écrire sous la forme:

$$\Delta t = B \int_0^h \frac{dz}{A + e^{-\frac{z}{h_0}}}$$

où :

- $B = \frac{2}{c_0 a \Delta T}$
- $A = \frac{1}{a \Delta T} + \frac{T_0}{\Delta T} - 1$

Tout l'intérêt de la forme exponentielle pour T est que l'intégrale se calcule explicitement:

$$\Delta t = \frac{B h_0}{A} \ln \left(\frac{1 + A e^{-\frac{h}{h_0}}}{1 + A} \right)$$

Il suffit à présent d'inverser cette expression :

$$h = h_0 \ln \left(\left(1 + \frac{1}{A} \right) e^{\frac{A\Delta t}{Bh_0}} - \frac{1}{A} \right)$$

$$h = \frac{A\Delta t}{B} + h_0 \ln \left(1 + \frac{1}{A} \left(1 - e^{-\frac{A\Delta t}{Bh_0}} \right) \right)$$

Comme nous l'avons fait précédemment, nous allons effectuer un développement limité de cette expression, en considérant que notre correction à la température est faible, c'est à dire que $a\Delta T \ll 1$, qui est une condition strictement équivalente à celle de la partie précédente.

Dans ce cas, $A \gg 1$, ce qui permet de développer le logarithme :

$$h_0 \ln \left(1 + \frac{1}{A} \left(1 - e^{-\frac{A\Delta t}{Bh_0}} \right) \right) = h_0 \frac{1}{A} \left(1 - e^{-\frac{A\Delta t}{Bh_0}} \right)$$

où l'on a négligé les termes en $\frac{1}{A^2}$. Au total, on trouve à l'ordre un :

$$h = \frac{c_0\Delta t}{2} (1 + aT_0) + a\Delta T \left(h_0 \left(1 - e^{-\frac{A\Delta t}{Bh_0}} \right) - \frac{c_0\Delta t}{2} \right)$$

On retrouve bien à l'ordre zéro le terme mesuré par le marégraphe, qui ne tient compte que d'une correction en température constante. Nous noterons h_{mes} ce terme, et δh le terme d'ordre un, de sorte que l'on puisse écrire :

$$h = h_{mes} + \delta h$$

$$\delta h = a\Delta T h_0 \left(1 - e^{-\frac{c_0\Delta t}{2h_0}(1+aT_0-a\Delta T)} - \frac{c_0\Delta t}{2h_0} \right)$$

On remarque que la forme de cette correction est fort différente de la précédente, puisqu'elle contient :

- un terme linéaire en Δt ,
- un terme constant,
- un terme exponentiel.

On constate que :

- $\lim_{h_0 \rightarrow +\infty} \delta h = 0$, ce qui correspond au cas où le gradient est nul,
- $\lim_{h_0 \rightarrow 0} \delta h = -\frac{c_0\Delta t a\Delta T}{2}$, ce qui correspond au cas où la température vaut $T_0 - \Delta T$ sur tout le parcours.

Pour finir, présentons l'allure de la correction dans la figure 4.2 de la page 24, c'est-à-dire de la fonction $\delta h(\Delta t)$.

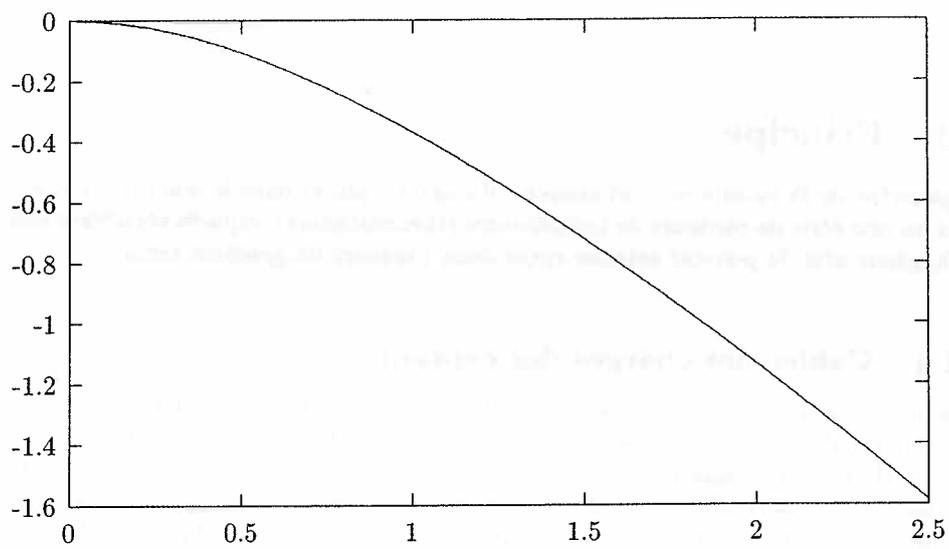


Figure 4.2: Allure de la correction théorique. δh en fonction de Δt , unités arbitraires.

Chapitre 5

La mesure du gradient de température du puits de Penfeld

5.1 Principe

Le principe de la mesure est fort simple : il s'agit de placer dans le puits de tranquillisation une série de capteurs de température (thermistances), espacés régulièrement en hauteur afin de pouvoir estimer entre deux capteurs un gradient local.

5.1.1 Cahier des charges des capteurs

Une erreur de 1°C entraîne une erreur de l'ordre du centimètre sur la mesure du tirant d'air, il est donc nécessaire que la précision des thermistances soit d'au plus $0,1^{\circ}\text{C}$. De plus, la plupart d'entre elles seront plongées dans l'eau plusieurs heures par jour : elles doivent résister à ces immersions prolongées. Enfin, pour pouvoir évaluer la variation du gradient au même rythme que celle de la hauteur d'eau, il faut pouvoir effectuer une acquisition toutes les dix minutes.

5.1.2 Durée de l'expérience

On souhaite comparer les mesures de température avec l'erreur commise par le marégraphe à ultrason pendant au moins un cycle complet de marée. Pour être à même de moyenniser les résultats, il faudra effectuer les mesures sur plusieurs cycles, par exemple une dizaine. Cependant, il est certain que l'ampleur du gradient de température est étroitement liée à la température de l'air ambiant, elle-même dépendante des conditions météorologiques. C'est pourquoi nous feront varier la durée des mesures en fonction de ces dernières, de façon à y inclure une journée de beau temps (si possible, nous sommes à Brest...) susceptible de générer un fort gradient.

5.2 Les différents paramètres de l'expérience

5.2.1 les capteurs

Les 6 capteurs du Laboratoire de mouillage que nous avons utilisés sont fabriqués par SEABIRD ELECTRONICS, société américaine spécialisée dans le matériel océano-

graphique. Bien qu'ils diffèrent quelque peu les uns des autres, les caractéristiques sont essentiellement les mêmes que celles du capteur SBE 39, que nous prendrons donc comme référence pour le tableau 5.1 de la page 26, où sont consignées les principales caractéristiques de cet appareil.

Plage de mesure	-5 à +35 ° C
Précision initiale	0,002 ° C
Dérive	0,0002 ° C par mois
Résolution	0,0001 ° C
Mémoire	Mémoire FLASH 2 mégaoctets
Espace occupé par une mesure de température	3 octets
Espace occupé par une mesure de temps	4 octets
Nombre de mesures mémorisable	276000
Batterie	9 Volts, alcaline
Capacité de la batterie	>50000 mesures
Stabilité de l'horloge	15 secondes par mois
Matériau de l'étui	Titane
Résistance de l'étui	Immersion à 10500 mètres
Poids	1,2 kg

Tableau 5.1: Principales caractéristiques du capteur SBE 39.

Ces données sont directement issues du site Internet du constructeur [SEA02]. Remarquons la précision de l'appareil et la capacité de sa mémoire, toutes deux bien supérieures aux exigences de l'expérience.

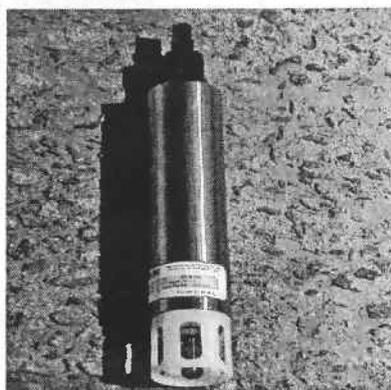


Figure 5.1: Capteur de température.

5.2.2 Disposition des thermistances

Les thermistances sont placées, au moyen des supports en nylon adaptés, le long d'un câble soutenant un lest de 17 kg. La répartition des appareils le long du câble a été proposée par Ronan LEROY et est représentée sur la figure 5.2 de la page 27. Le premier est à une cote de 1,5 mètre du zéro hydrographique et les cinq suivants sont espacés de 1,4 mètre. Ces positions ont été calculées de façon à ce que, pour les plus basses mers susceptibles de se produire pendant l'expérience, tous les capteurs

soient hors de l'eau, et répartis uniformément. La pointe de la tige de mesure du capteur est placée à la cote exacte. La position des sonde est *a priori* très stable, car l'équipement utilisé a servi pour des campagnes en mer de plusieurs mois.

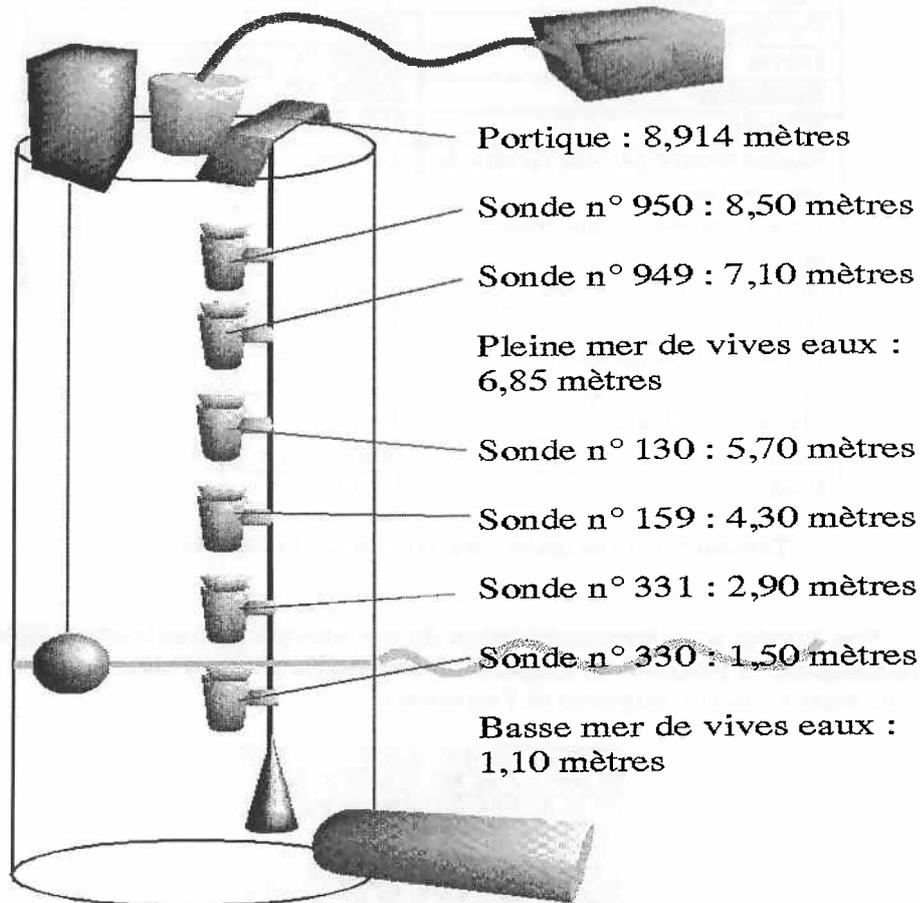


Figure 5.2: Schéma de disposition des capteurs le long du câble.

5.2.3 Programmation des capteurs

André LUSVEN a contrôlé le bon déroulement de cette étape. L'ensemble des instructions transmises à chaque capteur a été sauvegardé, afin d'y retrouver d'éventuelles erreurs. La programmation a été effectuée le 8 juillet 2002. La procédure, commune à chacun, est la suivante:

- vérification de l'état du capteur,
- entrée de la date,
- entrée de l'heure (T.U. + 2) fournie par le garde-temps du laboratoire de mouillage,

- vérification du bon fonctionnement de l'appareil par le déclenchement de quelques mesures,
- mise à zéro du compteur de mesures,
- entrée de l'intervalle de mesure : 300 secondes,
- mise hors service de la communication des données en temps réel,
- entrée de la date de début des mesures (9 juillet 2002),
- entrée de l'heure de mise en service (8 heures du matin),
- mise en attente du déclenchement,
- vérification des paramètres de programmation.



Figure 5.3: Laboratoire de Mouillage.

Au cours de cette étape, les piles des capteurs ont été changées, et leurs joints enduits de graisse silicone. L'appareil n° 950 a posé des difficultés pour le réglage de la date, que nous n'avons pas comprises et qui ont disparu d'elles-mêmes.

Voici un exemple de programmation, appliquée au capteur n° 950:

```

SBE 39
S>ds
SBE39 V 1.6 SERIAL NO. 0950 08 Jul 2002 17:18:53
not logging: waiting to start at 09 Jul 2002 08:00:00
sample interval = 300 seconds
samplenumber = 0, free = 233016
serial sync mode disabled
real-time output disabled
SBE 39 configuration = temperature and pressure
temperature = 21.09 deg C
S>startlater
startmddy=070902
S>starthmmss=080000
start time = 09 Jul 2002 08:00:00
S>startlater
start time = 09 Jul 2002 08:00:00
óSBE 39

```

```
S>ds
SBE39 V 1.6 SERIAL NO. 0950 08 Jul 2002 17:19:43
not logging: waiting to start at 09 Jul 2002 08:00:00
sample interval = 300 seconds
samplenumber = 0, free = 233016
serial sync mode disabled
real-time output disabled
SBE 39 configuration = temperature and pressure
temperature = 21.08 deg C
S>
```

Il est absolument nécessaire de s'assurer que cette programmation a été correctement effectuée, sans quoi le capteur ne commencera pas ses mesures ...

5.2.4 Installation de la chaîne de capteurs

Cette opération s'est déroulée dans la matinée du 9 juillet 2002, sous la direction de Bernard CROGUENOC. Le câble de mouillage de dix mètres étant trop long pour la profondeur du puits, nous avons dû le raccourcir au moyen d'une épissure. Il faut en effet s'assurer que le lest ne repose pas sur le fond du puits pour que la ligne de mouillage soit bien tendue. Le repérage, sur le câble, de la cote du portique (8,914 mètres) a été effectué à vue, car cela n'est certainement pas la source d'erreur principale.

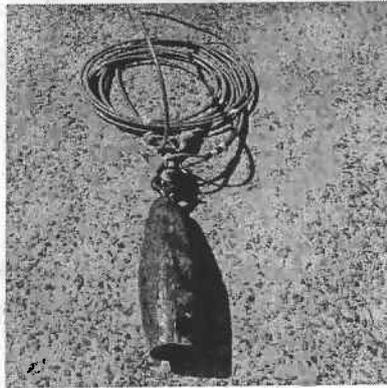


Figure 5.4: Le câble supportant la chaîne de capteurs.

5.2.5 Paramètres météorologiques

La température donnée dans le tableau 5.2 de la page 30 est celle qu'indique la sonde thermique du marégraphe à ultrason. Elle n'est donc qu'une indication, d'une précision de 1 ° C. De plus, ces mesures ne peuvent pas être stockées, il est nécessaire de se rendre sur place pour en prendre connaissance, ce qui explique les vides de ce tableau.

Date	Heure	Temps	Température
09/07/02	11: 10: 00	Belles éclaircies	16 ° C
10/07/02	10: 20: 00	Eclaircies et averses	16 ° C
11/07/02	/	Nuageux	/
12/07/02	13: 00: 00	Nuageux	17ΣC
13/07/02	/	Nuageux avec éclaircies	/
14/07/02	/	Ensoleillé	/
15/07/02	10: 00: 00	Ensoleillé	18 ° C

Tableau 5.2: Paramètres météorologiques au cours de l'expérience.

5.3 Estimation de l'incertitude de positionnement des capteurs

Avant que l'expérience ne soit lancée, Ronan LEROY souhaitait que l'incertitude soit inférieure à une dizaine de centimètres. Nous allons voir qu'elle est en réalité bien en-deçà de cette valeur. Les diverses sources d'erreurs et l'ampleur des incertitudes qui y sont rattachées sont consignées dans le tableau 5.3 page 30.

Source	Incertitude associée
Position de la cote 8,91 m	5 mm
Placement des marques le long du câble (six fois)	5 mm
Placement des capteurs	1 cm

Tableau 5.3: Les diverses sources d'erreurs.

La position de la cote (connue pour le portique qui supporte les appareils) et le placement des six marques ont été effectués à l'aide d'un mètre à mesurer ; l'estimation de l'incertitude est donc large. Toutefois, les marques ont été positionnées les unes par rapport aux autres, il faudra donc en additionner les incertitudes. Enfin, l'incertitude liée au placement des capteurs est importante car la sonde thermique est longue de quelques centimètres. L'incertitude totale peut être calculée de la sorte, en supposant que les erreurs ont une distribution de probabilité gaussienne [HAR95]:

$$\sigma_{totale} = \sqrt{\sum_i \sigma_i^2}.$$

Dans notre cas, on obtient:

$$\sigma_{totale} = \sqrt{5^2 + 6 * 5^2 + 10^2}$$

$$\sigma_{totale} < 17 \text{ mm}.$$

Cette incertitude inférieure à 2 cm est très largement suffisante pour cette expérience : rappelons qu'il s'agit pour l'instant d'estimer l'ordre de grandeur du gradient.

Chapitre 6

Interprétation des résultats

6.1 Analyse des données

6.1.1 Ensemble des données

Ce graphique (figure 6.1, page 32) est la représentation des données brutes : les six capteurs y figurent pendant toute la durée de l'expérience. C'est à partir de lui que nous allons déterminer les principaux axes de notre interprétation.

Tout d'abord, on remarque que deux courbes évoluent dans une échelle de valeurs nettement supérieure aux autres : il existe donc bien un gradient de température dans le puits de Penfeld. La suite de cette étude visera donc à en déterminer l'ampleur.

Les variations journalières de température n'influencent notablement que le capteur le plus haut : en effet, seule la courbe de ce dernier évolue sensiblement avec une pseudo-période de 24 heures. Bien que les courbes des capteurs les plus bas évoluent également de façon tangible, il ne s'agit pas dans leur cas d'une réponse à la même cause car leur évolution semble suivre plutôt le rythme des marées. Notons que les variations journalières de la température en haut du puits sont déphasées d'environ 12 heures par rapport à l'extérieur : les maxima de température sont atteints la nuit.

Le comportement des courbes correspondant aux capteurs les plus profonds n'est pas d'une interprétation transparente. Les discontinuités observées, ainsi que la période qui les sépare semblent toutefois indiquer que ce comportement est le fruit des immersions successives des capteurs.

6.1.2 Le gradient de température

Gradient moyenné sur la totalité de l'expérience

Le fort décalage entre les courbes du graphique de la figure 6.1 indique l'existence d'un gradient moyen sur toute la durée des mesures. La figure 6.2 page 33 en est la représentation ; elle est construite à partir des températures de chaque capteur moyennées sur toute la durée de l'expérience.

Il est certain que le gradient de température n'est pas ici constant, pourtant, afin d'avoir une idée de sa valeur moyenne, nous pouvons effectuer une régression linéaire, dont les coefficients sont exposés dans le tableau 6.1 page 32.

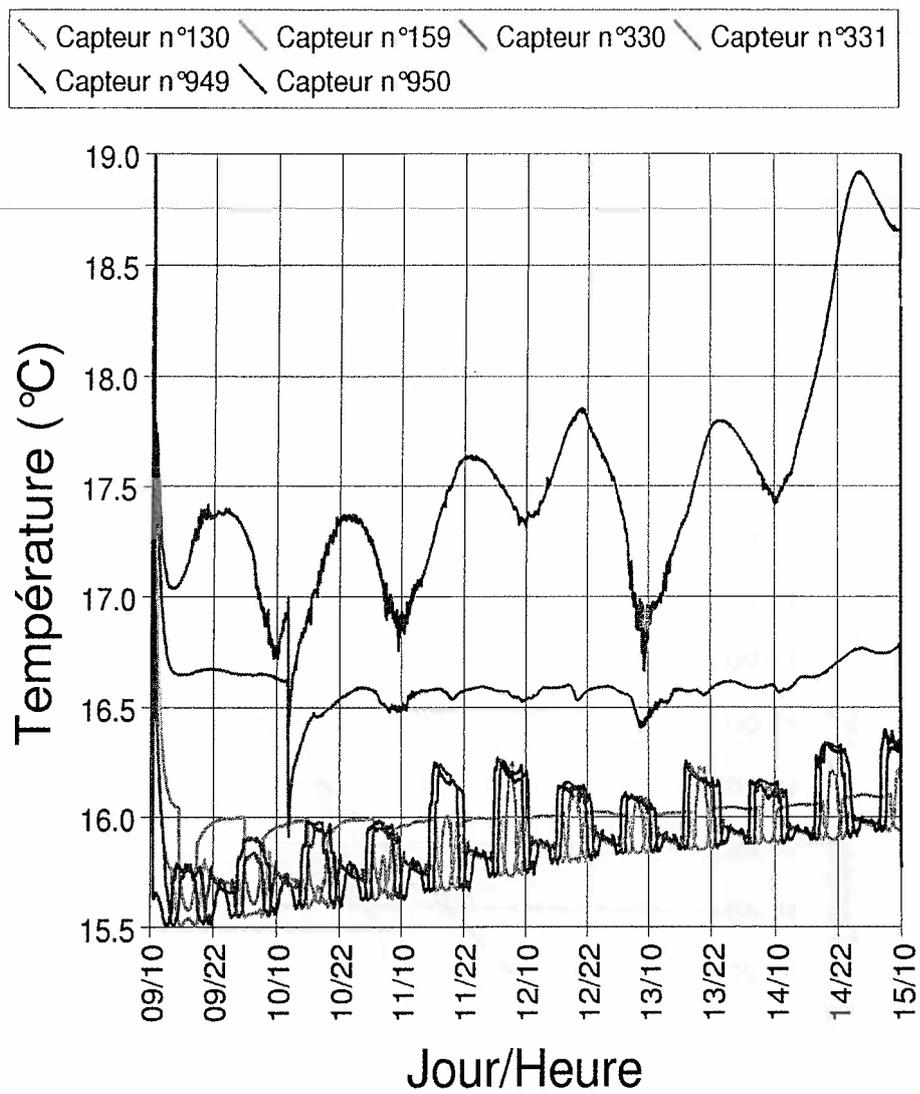


Figure 6.1: Evolution de la température pour les six capteurs, expérience de juillet 2002.

Coefficient directeur	$G_{moy} = 0,199 \text{ Km}^{-1}$
Coefficient de corrélation	0,816

Tableau 6.1: Paramètres de la régression linéaire pour le gradient moyen.

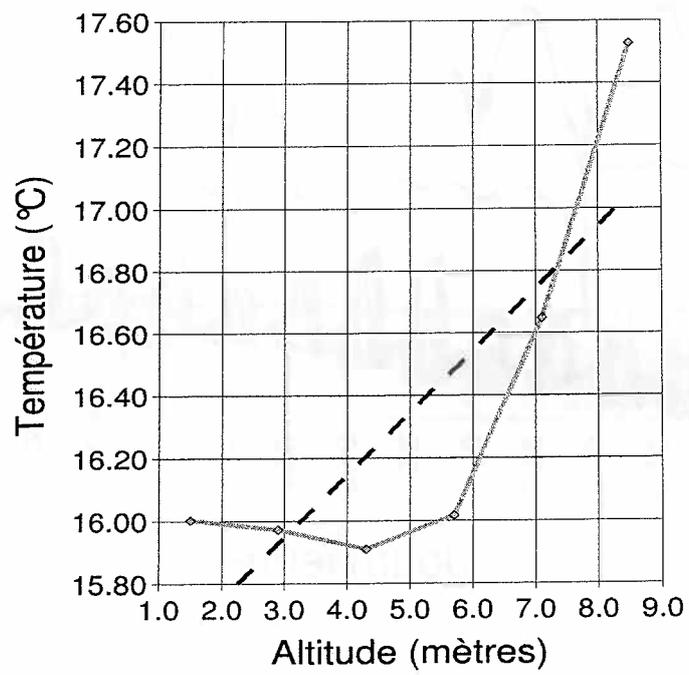


Figure 6.2: Gradient de température moyenné sur la durée des mesures.

Ces valeurs numériques n'ont qu'une valeur indicative car nous n'avons pas tenu compte de l'immersion des capteurs, c'est-à-dire que cette valeur est celle d'un gradient qui se prolonge dans l'eau.

Gradients de pleine mer et de basse mer

Pour nous faire une idée plus précise de la valeur du gradient, nous devons nous affranchir de l'erreur du calcul de G_{moy} . Pour cela, il nous faut calculer le seul gradient des capteurs émergés. Les températures ne peuvent alors être moyennées que sur une ou deux heures.

Pour la basse mer, nous avons calculé la moyenne entre le 12 juillet à midi et le 12 juillet à 14 heures. Le résultat est illustré par la figure 6.3 page 34. Pendant cette période, on peut considérer qu'aucun capteur n'est jamais immergé (en fait le capteur le plus profond l'est un court instant). Cette courbe de température est donc tout à fait représentative du gradient recherché.

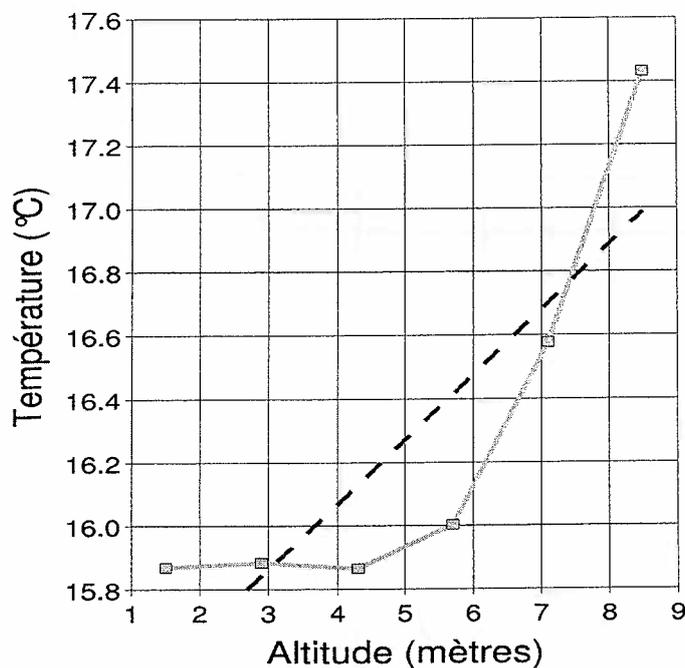


Figure 6.3: Gradient de basse mer du 12 juillet 2002.

Les résultats de la régression linéaire sont consignés dans le tableau 6.2 page 35.

Pour la haute mer, la moyenne est effectuée entre le 12 juillet à 19 heures et le 12 juillet à 20 heures. Durant cette période, seuls les deux plus hauts capteurs sont émergés (cf. figure 6.4 page 35).

Cette fois, le gradient n'est évalué qu'à l'aide de deux valeurs. On obtient :

Coefficient directeur	$G_{bm} = 0,205 \text{ K m}^{-1}$
Coefficient de corrélation	0,850

Tableau 6.2: Paramètres de la régression linéaire pour le gradient de basse mer.

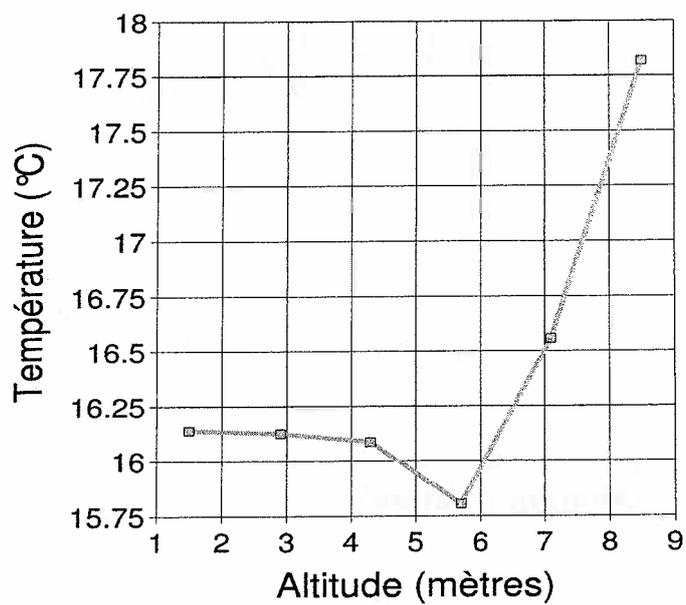


Figure 6.4: Gradient de la haute mer du 12 juillet 2002.

$$G_{hm} = 0,901 \text{ Km}^{-1}$$

Nous ne sommes pas étonnés de constater que l'intensité du gradient est plus grande lorsque le tirant d'air est moindre, puisque la différence de température entre le capteur le plus haut et la surface de l'eau est toujours du même ordre. N'oublions pas que l'influence de ce gradient est en h^2 et que par suite on ne peut en conclure que les valeurs les plus erronées de la mesure de hauteur d'eau par ultrason sont celles des hautes mers.

Plus forts et plus faibles gradients

Pour préciser encore notre idée de la valeur numérique des gradients de température, nous avons tracé les gradients extrêmes. Ils sont issus d'une moyenne d'une heure, effectuée en basse mer pour exploiter au mieux la disposition des capteurs. Ceci explique que la valeur du gradient obtenue par régression linéaire pour le plus fort gradient ne soit pas aussi grande que pour une autre valeur calculée en haute mer. Il ne s'agit là que de dénominations qui trouvent leur origine dans l'amplitude de la variation spatiale de température.

Le gradient le plus important, déterminé entre le 15 juillet à 3 heures et le 15 juillet à 4 heures, est représenté sur la figure 6.5 page 37. Il est le fruit de la journée très ensoleillée du 14 juillet.

Le gradient le moins important, déterminé entre le 13 juillet à 13 heures et le 13 juillet à 14 heures, est représenté sur la même figure.

Les valeurs associées aux régressions linéaires sont inscrites dans le tableau 6.3, page 36.

	Fort gradient	Faible gradient
Coefficients directeurs	$G_{fort} = 0,347 \text{ Km}^{-1}$	$G_{faible} = 0,172 \text{ Km}^{-1}$
Coefficients de corrélation	0,787	0,863

Tableau 6.3: Paramètres des régressions linéaires pour les gradients extrêmes.

Le coefficient de corrélation de la régression linéaire est faible pour le fort gradient, ce qui n'est pas surprenant: plus l'ampleur de la variation de température est importante, plus on s'éloigne d'une variation linéaire.

Sur toute la durée des mesures, le dimanche 14 juillet fut le seul jour réellement ensoleillé, et le gradient maximum fut observé dans la nuit suivante. Il est donc quasiment certain que des gradients d'une telle ampleur sont courants, dès que la température de l'air est suffisante.

Evolution du gradient avec la marée

A présent que nous nous sommes fait une idée des différentes valeurs caractéristiques du gradient de température au cours d'une semaine de mesures, voyons ce qu'il en est de son évolution à court terme. Cette évolution est représentée sur le graphique de la figure 6.6, page 38, où nous avons choisi de faire figurer tous les capteurs, y compris ceux qui sont immergés à marée haute.

Nous constatons que la partie du graphique correspondant aux capteurs les plus élevés (à droite) est quasiment invariante. Au contraire, les mesures des capteurs

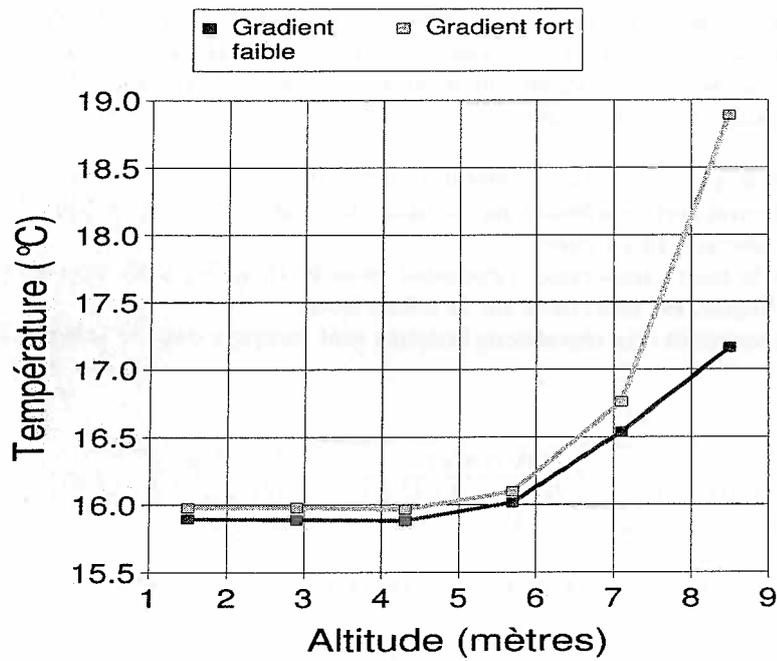


Figure 6.5: Les plus fort et plus faible gradients mesurés.

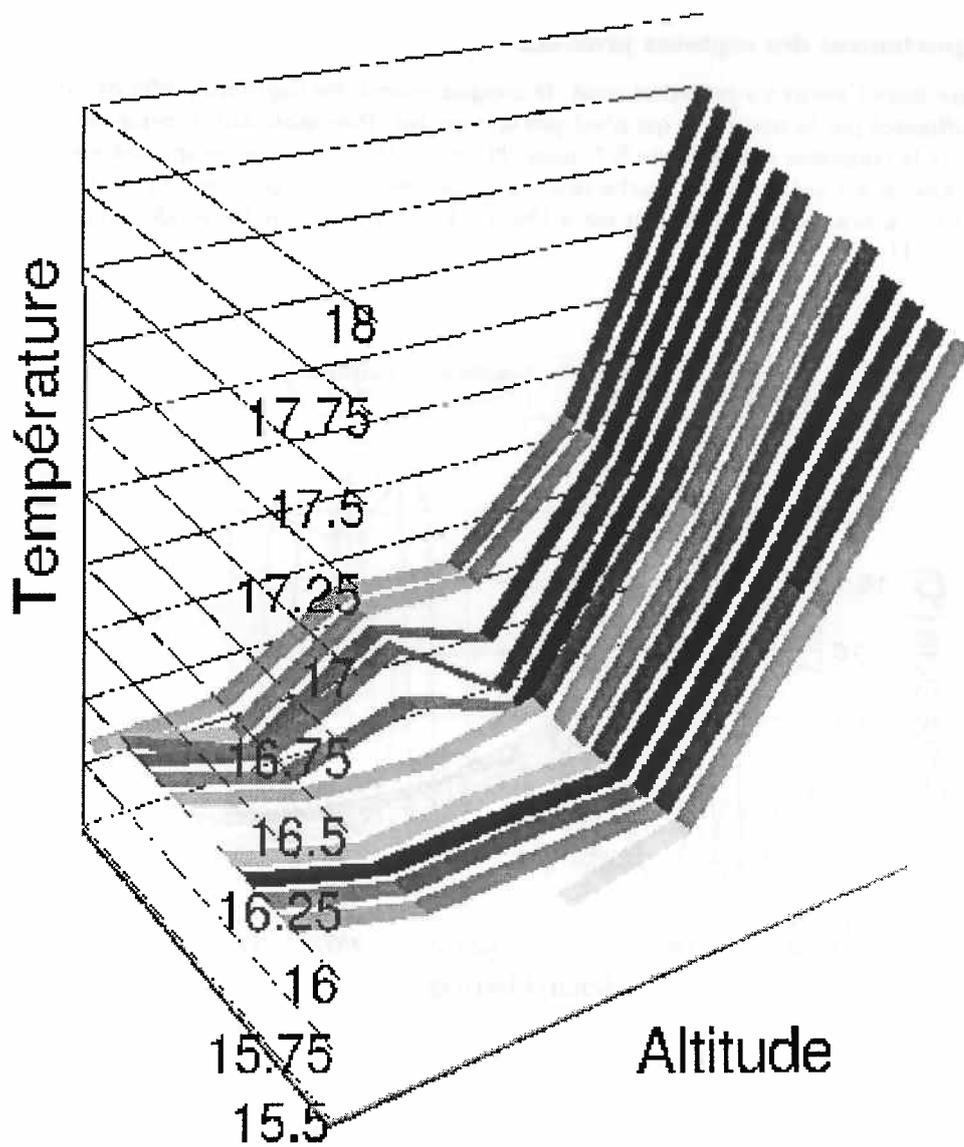


Figure 6.6: Représentation en trois dimensions de l'évolution du gradient sur un demi-cycle de marée. La basse mer correspond aux tons rouges du graphique. Chaque bande correspond à une demi-heure écoulée.

plus profonds sont perturbées lorsque ceux-ci sont plongés dans l'eau, bien que l'ampleur de cette perturbation ne remette pas en cause l'allure générale des courbes.

Il est important pour la suite de noter que l'allure de ces courbes de température reste la même à chaque instant : les gradients les plus forts sont à gauche, c'est-à-dire pour les capteurs les plus hauts.

Comportement des capteurs profonds

Comme nous l'avons vu précédemment, le comportement des capteurs profonds est très influencé par la marée, ce qui n'est pas surprenant. Plus étonnant, comme nous pouvons le constater sur la figure 6.7, page 39, est le désaccord des comportements d'un capteur à l'autre. Cette courbe doit être associée au marégramme (figure 6.8, page 40), en notant que ce dernier est à l'heure T.U.+1 alors que les sondes sont à l'heure T.U.+2.

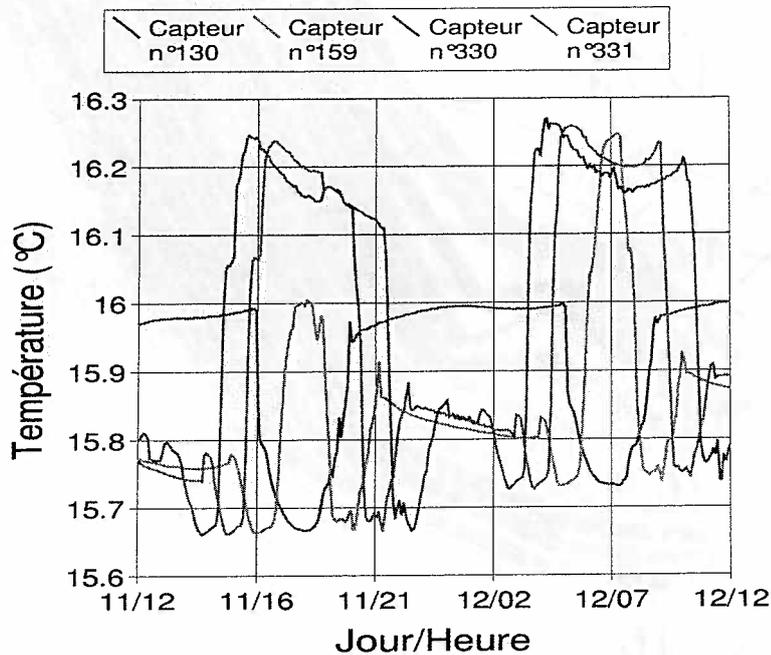


Figure 6.7: Courbes de température des quatre capteurs les plus profonds.

On remarque le comportement isolé du capteur n° 130, qui indique une température en baisse lors de son immersion, alors que l'on remarque l'inverse pour les trois autres capteurs. Plusieurs explications, fort qualitatives, peuvent être avancées. Tout d'abord il est possible que l'interface air-eau soit une zone de gradients de température locaux, aussi bien au-dessus qu'en-dessous de la surface de l'eau. Il est probable également que l'évaporation de l'eau mouillant les thermistances lorsqu'elles émergent soit une source de variation rapide de la température.

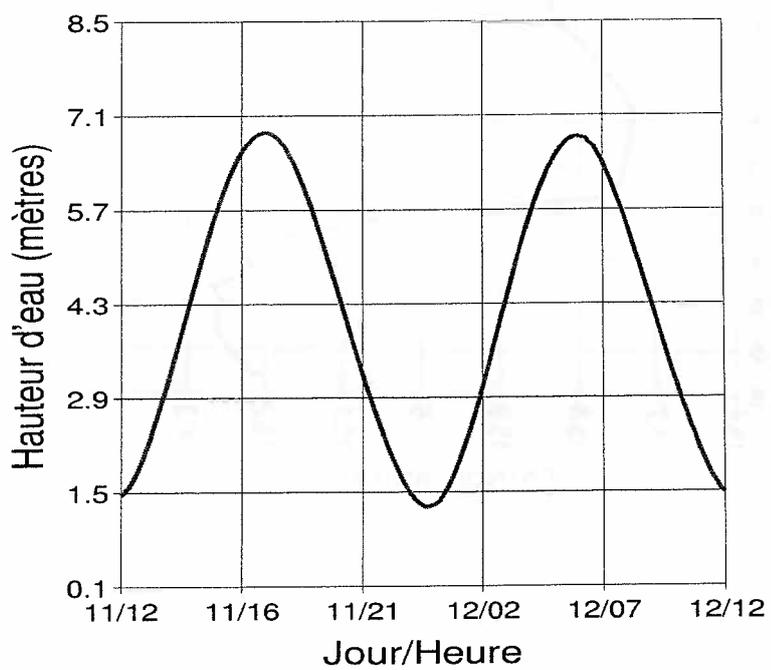


Figure 6.8: Marégramme des 11 et 12 juillet 2002.

Toutefois, si l'on considère que la température indiquée n'est pas trop affectée par cette évaporation, ce qui est bien sûr le cas au moment de l'immersion du capteur, on peut expliquer ce comportement par une stratification de la colonne d'eau. Il suffit, pour se faire une idée de l'importance de cette stratification, de tracer la courbe de la température d'un capteur en fonction de son immersion. Cette courbe est représentée pour le capteur n° 330 pendant le flux sur la figure 6.9, page 41.

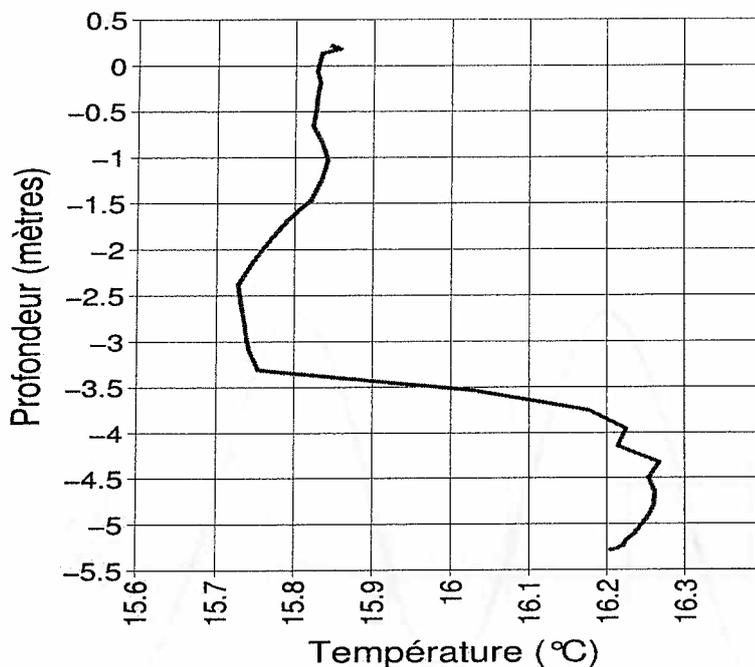


Figure 6.9: Profil de température de la colonne d'eau.

Cette stratification en température semble a priori instable : une couche d'eau froide, théoriquement plus dense, se trouve au-dessus (de 0 à 3,5 m) d'une couche plus chaude. Une explication a été suggérée par Bernard SIMON : cette couche froide est constituée d'eau douce, vraisemblablement issue de la condensation le long des parois du tube. En effet, pour la gamme de température considérée (de 15,72 °C à 16,27 °C), l'eau douce est toujours moins dense que l'eau de mer (à 35g/L de salinité). Le refroidissement de cette couche pourrait être causé par l'évaporation de l'eau.

A défaut d'interprétation efficace de ces instabilités, ces mesures des capteurs profonds sont inexploitable dans toute leur précision. Nous nous bornerons donc à remarquer que l'ampleur des instabilités est inférieure à 0,6 °C. Pour exploiter ces données le mieux possible, nous pouvons calculer la moyenne sur 24 heures de chaque capteur. Cela semble pertinent car, au vu des diverses courbes de gradient exposées précédemment, le gradient est faible dans les couches inférieures du puits. Ces moyennes sont représentées sur la figure 6.10 de la page 42.

La lente croissance des courbes peut être attribuée à une augmentation de la

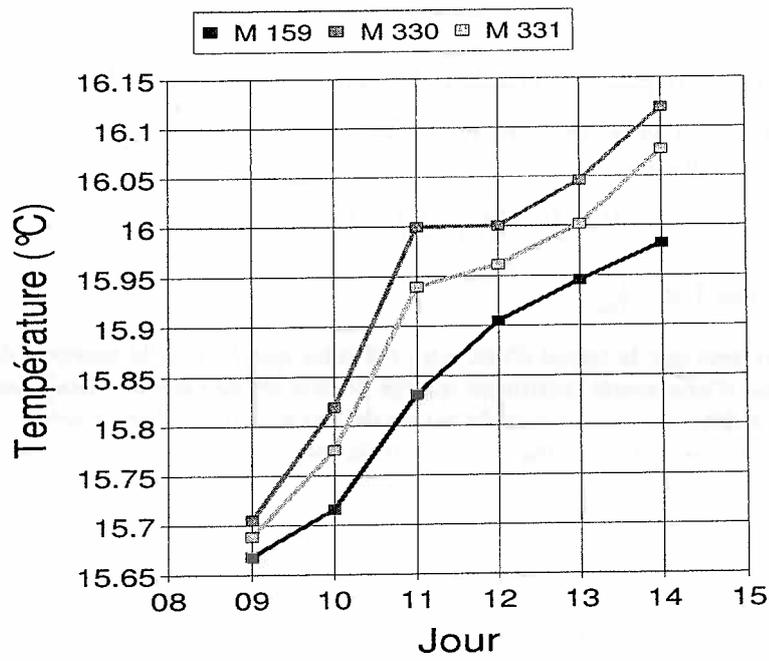


Figure 6.10: Evolution de la moyenne sur 24 heures des trois capteurs les plus profonds.

température de l'eau (l'expérience se situe au début de l'été), comme cela était déjà sensible sur la figure 6.1 de la page 32. On constate également que la température la plus élevée est celle du capteur le plus souvent immergé (à tel point que l'on peut considérer qu'il s'agit d'une indication de la température de l'eau). L'eau profonde est donc plus chaude que celle de la couche superficielle.

6.2 Influence du gradient sur la mesure

Dans cette partie, nous allons appliquer les résultats précédents aux formules de correction précédemment déterminées. Dans un premier temps, nous nous contenterons des régressions linéaires, qui suffisent à fournir des ordres de grandeur, bien que nous ayons constaté au cours de la partie précédente que les gradients mesurés sont loins d'être constants. Rappelons que les régressions linéaire fournissent ce que nous appelons G , le gradient moyenné spatialement dans le puits.

6.2.1 Correction par régression linéaire, ordres de grandeur

La formule donnant la profondeur du tirant d'air, développée à l'ordre deux en température, est la suivante :

$$h = \frac{c_0(1 + T_0 a)\Delta t}{2} + \frac{c_0^2(1 + T_0 a)aG\Delta t^2}{8}$$

Sous réserve que $1 \ll \frac{1}{aGh_0}$.

Nous supposons que le terme d'ordre un est celui que fournit le marégraphe, puisqu'il est muni d'une sonde thermique qui lui permet de mesurer T_0 . Nous nous bornerons donc à déterminer la valeur du terme du second ordre. Nous appellerons h_{mes} la valeur indiquée par le marégraphe, et δh la valeur de la correction. Ainsi :

$$h = h_{mes} + \delta h \simeq h_{mes}$$

Ceci nous permet d'écrire :

$$\delta h \simeq \frac{(1 + T_0 a)aGh_{mes}^2}{2}$$

Nous prendrons la valeur suivante dans les calculs :

- $a = 1,9 * 10^{-3} K^{-1}$

Ceci nous permet de dresser le tableau 6.4 page 44.

Signalons que la valeur de h_{moy} n'est significative qu'en ordre de grandeur, car le terme correctif contient des termes quadratiques en G, h_{mes} et T_0 donc nous avons :

$$\begin{aligned} \langle \delta h \rangle_{toutes\ les\ mesures} &= \left\langle \frac{(1 + T_0 a)aGh_{mes}^2}{2} \right\rangle \\ \langle \delta h \rangle &\neq \frac{(1 + \langle T_0 \rangle a)a \langle G \rangle \langle h_{mes} \rangle^2}{2} \end{aligned}$$

Ces valeurs ne peuvent que donner un ordre d'idée de l'ampleur des corrections, une modélisation plus poussée serait nécessaire pour travailler plus précisément.

Conditions	h_{mes} [m]	T_0 [°C]	Gradient moyen [Km ⁻¹]	Correction [mm]	$\frac{1}{aGh_0}$
Moyenne totale	4,08	17,525	$G_{moy} = 0,199$	$\delta h_{moy} = 4,0$	589
Basse mer	6,54	17,43	$G_{bm} = 0,205$	$\delta h_{bm} = 8,4$	393
Haute mer	2,08	17,82	$G_{hm} = 0,901$	$\delta h_{hm} = 4,0$	281
Gradient fort	7,13	18,89	$G_{fort} = 0,347$	$\delta h_{fort} = 17,2$	213
Gradient faible	6,88	17,16	$G_{faible} = 0,172$	$\delta h_{faible} = 8,0$	445

Tableau 6.4: Ordres de grandeur des corrections par approximation linéaire.

6.2.2 Corrections apportées par une modélisation exponentielle du gradient

Dans un premier temps, nous nous contenterons d'illustrer cette modélisation sur l'exemple le plus révélateur, celui du fort gradient.

Accord entre modèle exponentiel et courbe expérimentale

Pour construire notre courbe modèle, nous avons utilisé la propriété suivante de l'exponentielle:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{\Delta T}{h_0} \exp\left(-\frac{z}{h_0}\right)$$

$$G_0 = \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0} = -\frac{\Delta T}{h_0}$$

Ainsi, nous avons besoin de trois paramètres pour ajuster notre exponentielle:

- la valeur du gradient en haut du puits, notée G_0 ,
- la température en haut du puits, notée T_0 ,
- la différence de température entre le haut du puits et la surface de l'eau, notée ΔT .

G_0 est obtenu à partir des mesures de la façon suivante :

$$G_0 = \frac{T_0 - T_1}{d}$$

où d est la distance qui sépare les deux premiers capteurs et T_1 la température indiquée par le second capteur, dans notre cas rappelons que $d = 1,4$ m.

La détermination de ΔT est plus délicate expérimentalement. En effet nous avons pu constater, à l'aide de nos mesures, la présence d'une couche limite plus froide. Pour être rigoureux, il faut utiliser la température de cette couche pour calculer ΔT . Cependant, il pourra être plus commode d'accéder à la température

de l'eau plus profonde, qui est à peu près uniforme dans le puits ; un de nos objectifs sera donc de comparer ces choix.

Tout d'abord, voyons le résultat de ce que nous appellerons modélisation directe, c'est à dire en prenant comme valeur de ΔT la différence entre les températures affichées par les capteurs des extrémités de la chaîne. Ce résultat est présenté sur le graphique de la figure 6.11 en page 45.

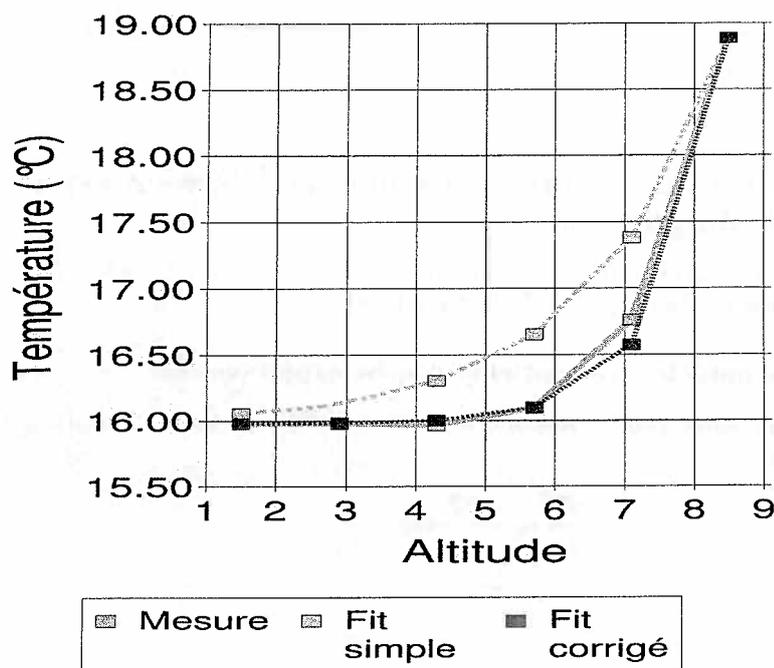


Figure 6.11: Deux approximations exponentielles de la courbe de température présentant le plus fort gradient.

La seconde courbe (exponentielle corrigée) présente une correction empirique : la valeur du coefficient $\frac{1}{h_0}$ a été affectée d'un coefficient 2,17 de façon à mieux approcher la courbe. Cette correction peut être interprétée de la façon suivante : la valeur du coefficient $\frac{1}{h_0}$ dépend de G_0 , dont la mesure est faussée par la distance qui sépare les deux premiers capteurs.

Les courbes obtenues par la méthode précédente sont satisfaisantes, mais leur construction est exigeante expérimentalement, puisque la valeur de ΔT a été directement obtenue à partir de la limite de la courbe expérimentale : il était donc nécessaire de connaître la température de la couche d'air située juste au-dessus de la surface.

A présent, nous allons modifier très légèrement notre approche, dans l'espoir d'obtenir les coefficients de l'exponentielle en calculant ΔT à partir de la température de l'eau. Cette température sera prise soit dans la couche de surface froide,

soit dans des couches plus profondes afin de comparer l'efficacité des deux procédés. Les températures de l'eau ont été extraites de la figure 6.12 de la page 46:

- température de la couche de surface : $T_{cs} = 15,92^{\circ}C$,
- température de l'eau profonde : $T_{ep} = 16,32^{\circ}C$.

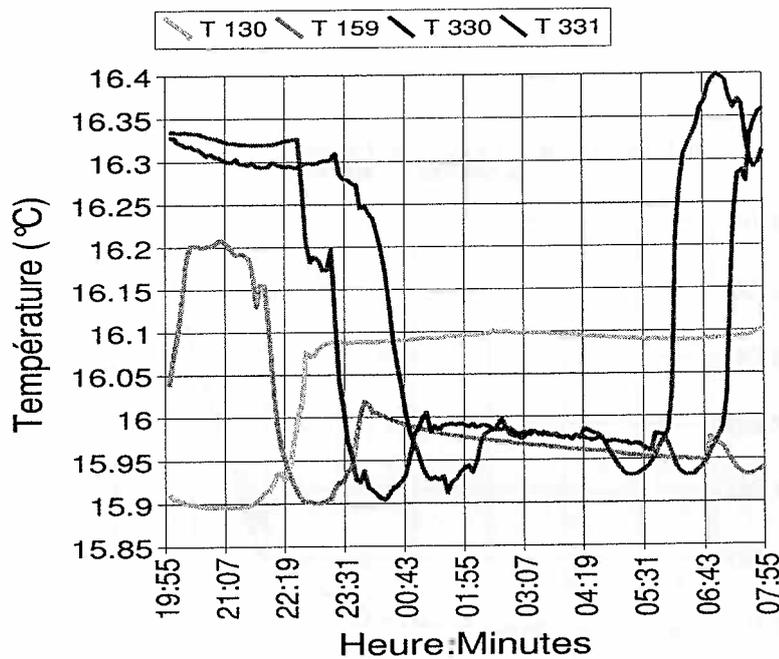


Figure 6.12: Températures mesurées par les capteurs profonds lors de la mesure du plus fort gradient.

Les exponentielles obtenues sont représentées sur la figure 6.13 qui se trouve à la page 47. Notons que la valeur modifiée du coefficient $\frac{1}{h_0}$ a été conservée, car nous supposons que cette modification n'est rendue nécessaire que par la position des capteurs.

Nous constatons, sans surprise, que la modélisation qui prend en compte la température de surface est en bien meilleur accord avec la réalité que celle qui prend en compte la température des couches plus profondes. Il reste donc à déterminer l'erreur sur la correction commise en utilisant la seconde méthode ; si elle est importante, on ne pourra pas se contenter de mesurer la température de l'eau profonde.

Détermination des corrections apportées par le modèle du gradient exponentiel.

Comme précédemment, nous supposons h suffisamment proche de h_{mes} pour pouvoir écrire :

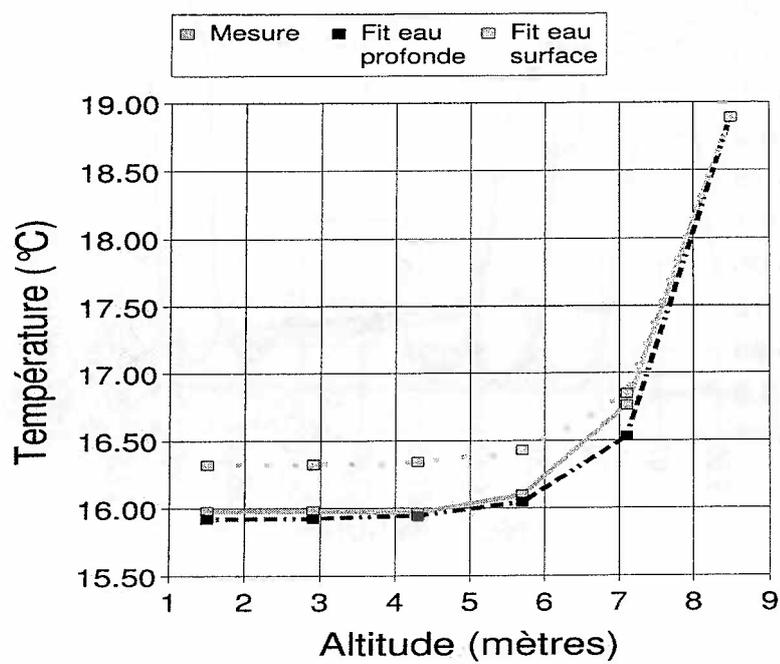


Figure 6.13: Approximations exponentielles obtenues à partir de la température de l'eau.

$$\Delta t \simeq \frac{2h_{mes}}{c_0}$$

Ainsi, l'expression du terme de correction devient:

$$\delta h = a\Delta T h_0 \left(1 - e^{-\frac{h_{mes}}{h_0}(1+aT_0-a\Delta T)} - \frac{h_{mes}}{h_0} \right)$$

Ceci permet de dresser le tableau 6.5 de la page 48.

Methode de régression	h_0 [m]	h_{mes} [m]	T_0 [°C]	ΔT [°C]	Correction [mm]	$a\Delta T$
Exponentielle directe	1,9158	6,9448	18,8876	2,9094	-28,0	0,0055
Exponentielle directe corrigée	0,8829	6,9448	18,8876	2,9094	-33,5	0,0055
Exponentielle couche froide	0,8829	6,9448	18,8876	2,9676	-34,2	0,0056
Exponentielle couche profonde	0,8829	6,9448	18,8876	2,5676	-29,6	0,0049

Tableau 6.5: Ordres de grandeur des corrections par approximations exponentielles.

Les corrections à apporter dans ce cas sont nettement plus importantes que celles qui ont été calculées par l'intermédiaire d'un gradient constant. Les valeurs de corrections sont sensiblement équivalentes pour "l'exponentielle directe corrigée", qui est *a priori* la courbe approchée la plus réaliste, et "l'exponentielle couche froide", qui est plus facile à déterminer expérimentalement. On peut donc sans doute se contenter de cette dernière méthode.

Notons par ailleurs qu'il est inutile de calculer des termes correctifs d'ordre supérieur en température: la dernière colonne du tableau (à élever au carré) indique qu'ils seraient de l'ordre du centième de micron!

Désormais, pour calculer les corrections dans d'autres conditions expérimentales, nous utiliserons une régression par "l'exponentielle couche froide", puisque cette méthode semble fiable. Cependant, ce calcul est mené sans intervenir artificiellement sur la valeur de h_0 , comme nous l'avons fait précédemment, il ne sera donc pas aussi précis. Une bonne précision avec cette méthode ne sera atteinte qu'en connaissant précisément la valeur du gradient en haut du puits.

La dépendance des corrections vis-à-vis du tirant d'air est importante, c'est pourquoi nous avons calculé ces dernières à une date fixée, pour la pleine mer et la basse mer, à partir des courbes déjà utilisées pour déterminer les corrections apportées par un gradient linéaire (cf. tableau 6.6 page 49).

Cette comparaison montre que l'on peut négliger les corrections dues au gradient pour les pleines mer. Notons que le seul paramètre réellement modifié entre la basse mer et la haute mer est le tirant d'air, tout se passe comme si la surface de l'eau se déplaçait dans une colonne d'air dont le gradient ne serait pas affecté par la montée de l'eau.

Pour finir, nous pouvons comparer les corrections apportées à la mesure de hauteur d'eau par le gradient moyenné sur toute l'expérience et par le plus faible

Conditions	h_0 [m]	h_{mes} [m]	T_0 [°C]	ΔT [°C]	Correction [mm]	$a\Delta T$
Haute mer	2,24	2,08	17,82	2,02	-2,7	0,0038
Basse mer	1,98	6,90	17,43	1,63	-15,4	0,0031

Tableau 6.6: Corrections à la basse mer et à la pleine mer.

gradient de basse mer mesuré à la correction du plus fort gradient fournie précédemment. Ces résultats sont présentés dans le tableau 6.7 qui figure page 49. Rappelons que la correction par le gradient moyen n'est pas la valeur moyenne des corrections, il ne s'agit que d'une valeur indicative.

Conditions	h_0 [m]	h_{mes} [m]	T_0 [°C]	ΔT [°C]	Correction [mm]	$a\Delta T$
Gradient faible	2,86	7.2016	17,1616	1,26	-10,9	0,0024
Gradient fort	0,8829	6.9448	18,8876	2,9676	-34,2	0,0056
Gradient moyenné	0.3432	4,4889	17,5255	1,8255	-14,4	0,0035

Tableau 6.7: Corrections pour les gradients faible, fort et moyenné.

Pour des jours peu ensoleillés, l'influence du gradient de température est faible, comme nous pouvions le supposer. Par contre, cette influence croît très vite avec la température de l'air, il est donc vraisemblable que des erreurs importantes interviennent sur de longues périodes lorsque les conditions météorologiques y sont favorables. Il ne faut pas perdre de vue que ces erreurs sont systématiques, et susceptibles de varier à des rythmes journaliers ou saisonniers. A ce titre, elles peuvent sans doute être associées, en terme d'exploitation des données marégraphiques, aux variations de hauteur d'eau d'origine météorologiques telles que les marées barométriques.

6.2.3 Incertitudes quant aux corrections

Nous pouvons calculer les incertitudes qui affectent les corrections proposées grâce à la formule suivante [HAR95] :

$$\sigma_{\delta h} = \sqrt{\left(\frac{\partial \delta h}{\partial h_{mes}} \sigma_{h_{mes}}\right)^2 + \left(\frac{\partial \delta h}{\partial h_0} \sigma_{h_0}\right)^2 + \left(\frac{\partial \delta h}{\partial \Delta T} \sigma_{\Delta T}\right)^2}$$

Nous avons omis dans cette expression les incertitudes liées aux constantes et à T_0 , que nous supposons largement négligeables faces aux autres incertitudes de mesure. Or, nous pouvons calculer, à l'ordre un en $a\Delta T$ et aT_0 :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \delta h}{\partial h_{mes}} &= a\Delta T \left(e^{-\frac{h_{mes}}{h_0}} + 1 \right) \\ \frac{\partial \delta h}{\partial h_0} &= a\Delta T \left(1 - e^{-\frac{h_{mes}}{h_0}} \left(1 - \frac{h_{mes}}{h_0} \right) \right) \\ \frac{\partial \delta h}{\partial \Delta T} &= ah_0 \left(1 - e^{-\frac{h_{mes}}{h_0}} - \frac{h_{mes}}{h_0} \right) \end{aligned}$$

L'incertitude concernant la hauteur d'eau fournie par le marégraphe $\sigma_{h_{mes}}$ est de quelques centimètres, nous la majorerons par 5 *cm*.

L'incertitude qui affecte la mesure de ΔT , notée $\sigma_{\Delta T}$, est due essentiellement à la détermination de la température de la couche de surface, mais elle est au plus de l'ordre de 0,6 °C.

Enfin, la détermination de h_0 est principalement faussée par les erreurs de positionnement des capteurs, qui sont comme nous l'avons vu majorées par 2 *cm*.

Tout ceci nous permet de dresser le tableau 6.8 de la page 50, qui a été obtenu en effectuant pour chaque valeur la moyenne sur tous les types de gradients, ce qui suffira à donner un ordre de grandeur pour la marge d'erreur.

Source de l'incertitude	Valeur de l'incertitude	Valeur de la dérivée partielle associée
h_{mes}	5 <i>cm</i>	$-4,05 * 10^{-3}$
h_0	2 <i>cm</i>	$3,7 * 10^{-3}$
ΔT	0,6 °C	$-8,9 * 10^{-3} mK^{-1}$

Tableau 6.8: Ampleur des diverses incertitudes de mesure.

On obtient finalement :

$$\sigma_{\delta h} = 5,3 \text{ mm}$$

Comme on peut s'en rendre compte en faisant les calculs, l'incertitude concernant ΔT est la source principale d'incertitude totale. Il est donc essentiel d'acquérir cet écart de température avec la meilleure précision possible.

6.2.4 Accord avec les courbes d'étalonnage

Ce paragraphe n'est destiné qu'à illustrer la méthode de comparaison, car nous ne disposons pas de courbes d'étalonnage complètes pendant la durée de cette expérience. De brefs étalonnages, présentés par les figures 6.14, 6.15 et 6.16 des pages 51, 52 et 53, ont été menés sous la direction de François LUCAS, mais montrent essentiellement que ... Le marégraphe radar ne peut pas encore servir d'étalon!

Les courbes d'étalonnage (figures 6.14 et 6.15 pages 51 et 52) illustrent notre propos : il existe un décalage important (de l'ordre de 5 *cm*) entre le marégraphe radar et les autres courbes. Un tel décalage ne serait pas gênant s'il demeurait constant mais, comme cela est perceptible sur la seconde courbe, ce n'est pas le cas. Ceci a d'ailleurs été vérifié à marée haute par Bernard CROGUENOC, lorsque nous relevions les sondes.

Les mêmes données, présentées sous la forme classique d'un diagramme de Van de Castele (figure 6.16, page 53), sont bien sûr trop restreintes pour être convenablement exploitées. Elles appellent cependant quelques remarques. Tout d'abord, rappelons que la journée du 12 juillet 2002 était plus chaude que celle du 10 et c'est bien pour elle que l'erreur est la plus importante, à hauteur d'eau égale.

Une première possibilité d'analyse est de comparer directement les valeurs de l'erreur mesurée avec celles issues du calcul. Dans le cas présent, l'erreur mesurée est de l'ordre de 2 *cm* pour le 12 juillet, valeur comprise entre les plus faibles et les plus fortes corrections calculées. Les valeurs du 10 juillet sont plus faibles que toutes les valeurs calculées, mais présentent un saut vraisemblablement indépendant de tout gradient.

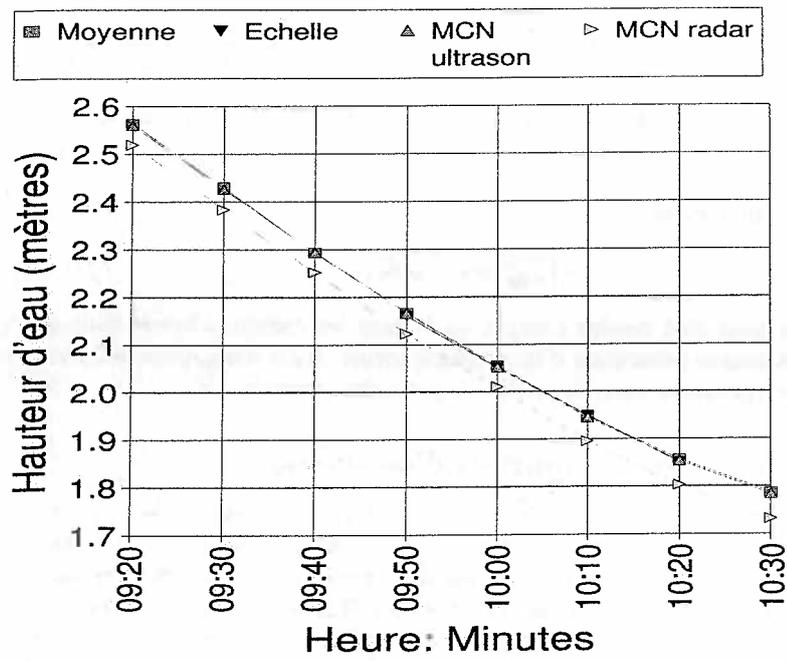


Figure 6.14: Courbe d'étalonnage du 10 juillet 2002.

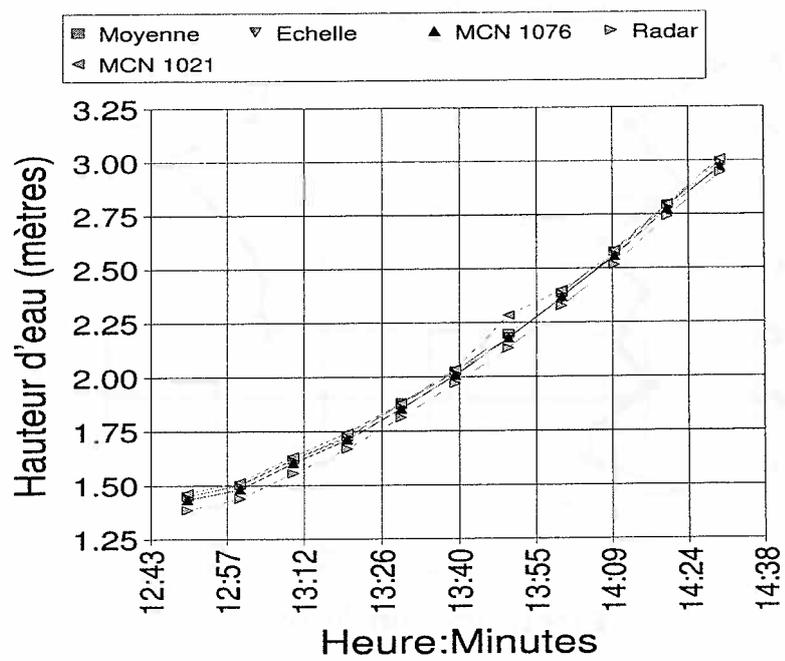


Figure 6.15: Courbe d'étalonnage du 12 juillet 2002.

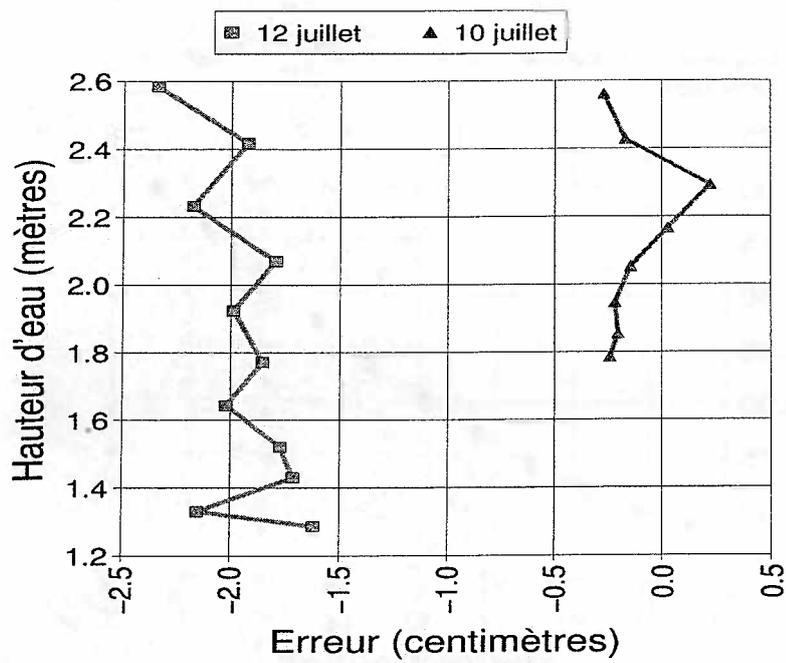


Figure 6.16: Ebauche de diagramme de Van de Castele, issue des étalonnages des 10 et 12 juillet 2002.

Le principal défaut de la méthode précédente est de ne pas faire la différence entre une erreur systématique et une erreur constante due à un mauvais étalonnage des différents appareils.

Une solution partielle à ce problème est de comparer les pentes des diagrammes de Van de Castele calculées et mesurées. A titre illustratif, faisons-le pour les mesures du 12 juillet.

Le calcul donne:

$$\frac{\partial \delta h}{\partial h_{mes}} = a \Delta T \left(e^{-\frac{h_{mes}}{h_0}} - 1 \right)$$

Les valeurs numériques que nous employons ici sont celles qui nous ont déjà servi à déterminer l'erreur induite par un gradient de basse mer, consignées dans le tableau 6.6. La hauteur d'eau h_{mes} a été prise égale à la moyenne des hauteurs d'eau mesurées pendant l'étalonnage ($h_{mes} = 1,837 \text{ m}$). Le résultat obtenu est :

$$\frac{\partial \delta h}{\partial h_{mes}} = -0,30 \text{ cm/m}$$

La pente mesurée par une régression linéaire de StarOffice est de $-0,28 \text{ cm/m}$. Ce bon accord mérite d'être fortement relativisé, connaissant le très faible nombre de mesures expérimentales d'étalonnage que nous avons effectuées. Nous n'appliquerons pas ce procédé à la courbe du 10 juillet, dont le nombre de mesures est encore plus faible.

Pour aller plus loin dans ces comparaisons, l'idéal serait de posséder un diagramme de Van der Castele expérimental complet, et de calculer pour le même cycle le diagramme théorique en fonction du gradient de température mesuré. Si l'existence d'un gradient de température est la principale source d'erreur et si les approximations effectuées sont raisonnables, les deux diagrammes seront superposables.

Chapitre 7

Propositions pour une nouvelle expérience de mesure du gradient de température dans le puits de Penfeld

L'expérience mise en place du 9 au 15 Juillet 2002 a permis de mettre en évidence l'existence d'un gradient de température le long du puits protégeant le marégraphe de Penfeld, suffisamment important pour donner lieu à des erreurs de mesure qui peuvent atteindre trois centimètres.

7.1 Objectifs

Il pourrait être intéressant de mettre en place une nouvelle expérience de mesure, en tirant profit des données déjà recueillies, et visant les objectifs suivants :

- connaître plus précisément l'allure de la courbe de température,
- évaluer l'influence du gradient à plus long terme,
- mesurer un fort gradient par un jour particulièrement chaud,
- associer et comparer les mesures du gradient et de l'erreur commise par le marégraphe par un étalonnage.

Pour cette nouvelle expérience, il n'est pas nécessaire de remettre en cause le principe qui semble efficace. Nous pourrions cependant apporter les modifications suivantes, en utilisant exactement le même matériel que pour la première expérience.

7.2 Mise en place

7.2.1 Position des capteurs

Le point essentiel est la position des capteurs. A présent nous connaissons l'allure de la courbe de température, et nous savons ce qui est essentiel à sa régression

exponentielle, nous pouvons donc proposer la disposition de la figure 7.1 page 56, où :

- les trois capteurs les plus élevés permettront d'estimer le gradient initial (G_0),
- les deux suivants permettent de vérifier que la régression exponentielle est correcte,
- le dernier est destiné à mesurer le profil de température de l'eau.

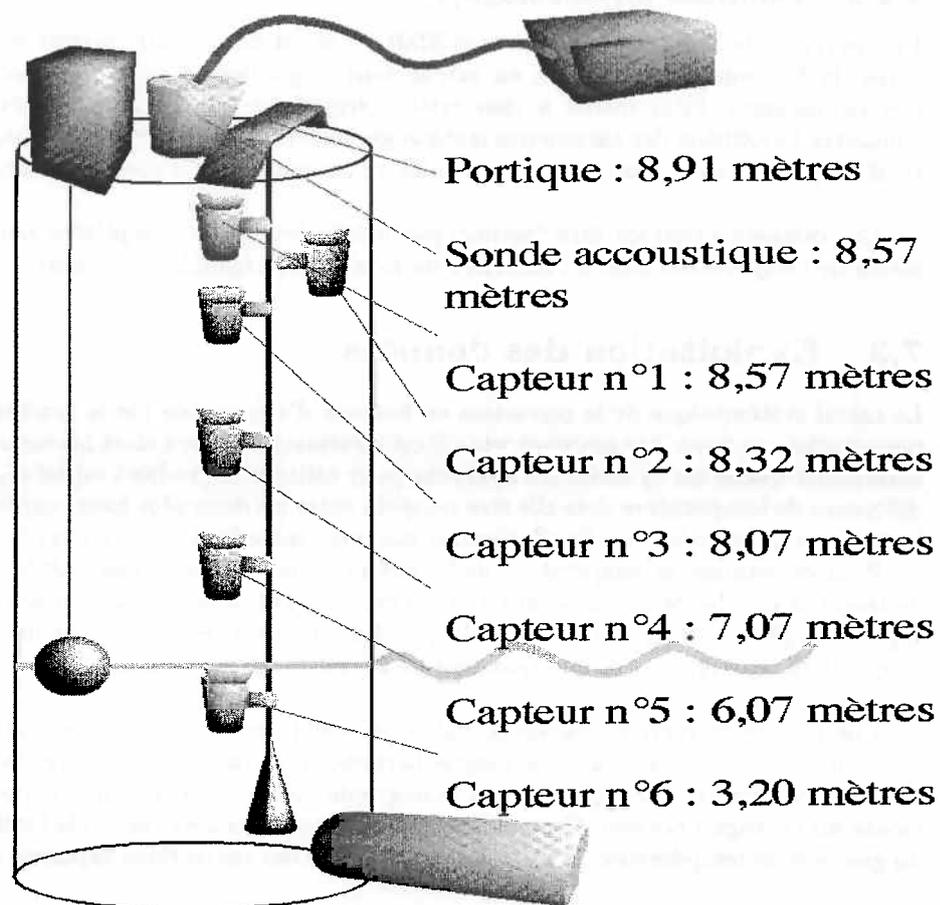


Figure 7.1: Schéma de disposition des capteurs le long du câble.

La position du dernier capteur est calculée de façon à ce qu'il soit le plus profond possible tout en étant émergé à chaque basse mer, puisque c'est essentiellement la température de la surface qui nous intéresse.

7.2.2 Intervalle de mesure

La durée de cette expérience sera de quelques mois et il est indispensable de calculer l'intervalle de temps qui sépare chaque mesure, car chaque capteur est susceptible

d'effectuer 50 000 mesures sans intervention. Ainsi, pour une expérience de trois mois :

$$3 \text{ mois} = 3 * 30 * 24 * 60 * 60 \text{ secondes} = 7\,776\,000 \text{ secondes}$$
$$\frac{7\,776\,000}{50\,000} = 155.52 \text{ secondes}$$

Pour conserver une marge de sécurité, cet intervalle doit être supérieur à 180 secondes, soit 3 minutes. Cette précision est bien supérieure à celle requise par l'expérience.

7.2.3 Données météorologiques

Une perspective, proposée par Bernard SIMON, serait de pouvoir corriger les mesures de hauteur d'eau passées, en extrapolant le gradient à partir des données météorologiques. Pour mener à bien cette extrapolation, il est indispensable de connaître l'évolution des paramètres météorologiques durant l'expérience, et en particulier, les températures de l'air et de l'eau, et les conditions d'ensoleillement.

Ces données pourront être fournies par Météo France, et complétées par une sonde de température fixée à l'extérieur du local du marégraphe, à l'ombre.

7.3 Exploitation des données

Le calcul systématique de la correction en hauteur d'eau causée par le gradient de température ne peut être envisagé que s'il est informatisé. Il sera alors nécessaire de déterminer quelle est la meilleure approche pour calculer le gradient initial G_0 : la différence de température doit-elle être comptée entre les deux plus hauts capteurs ? Entre le premier et le troisième ? Comme moyenne entre les trois premiers ?

Pour déterminer la température de la surface, le mieux est vraisemblablement de tracer la courbe de la température en fonction de la hauteur d'eau qui sépare le capteur le plus profond de la surface. Le profil de température obtenu est un reflet précis de la température et de l'épaisseur de la couche de surface.

Une fois les corrections calculées, l'aboutissement de ces expériences sera sans doute leur comparaison, sur une longue période, avec un étalonnage précis, qui pourra être effectué par rapport à un marégraphe radar ou à un capteur optique monté sur la jauge à flotteur. Ceci permettrait de déterminer avec certitude l'influence du gradient de température, et de juger de la qualité des corrections exponentielles.

Si une méthode de correction est applicable en connaissant le gradient, un objectif supplémentaire serait d'être capable de déterminer ce gradient à partir de la donnée des conditions météorologiques, afin de pouvoir appliquer ces corrections retrospectivement. En effet, des modélisations telles que celles liées à la montée du niveau moyen des mers utilisent des séries de données qui doivent être les plus longues possibles.

7.4 Dernière minute

A l'heure où ce compte-rendu est achevé, nous avons pu mettre en place une nouvelle expérience, qui tient compte des propositions ci-dessus. Voici quelques précisions à son sujet.

Nous ne disposons que de 5 capteurs pour cette série de mesures mais nous avons respecté au maximum les positions prévues. Les positions effectives sont consignées dans le tableau 7.1 de la page 58.

Capteur n °	950	331	130	330	949
Cote (mètres)	3,20	7,07	8,07	8,32	8,57

Tableau 7.1: Positions des capteurs de l'expérience d'août 2002. La cote est donnée par rapport au zéro hydrographique.

Les capteurs ont entamé leurs mesures le 29 juillet 2002 à 8 heures du matin (T.U.+1), et sont programmés pour effectuer une mesure toutes les 5 minutes. Nous avons effectué la mise à l'eau le 30 juillet vers 14 heures. L'installation récente d'un marégraphe à flotteur muni d'un lecteur optique permettra sans doute d'effectuer des étalonnages précis en nombre suffisant.



Figure 7.2: La chaîne de capteurs mise en place pour août 2002.

Conclusion

Il est apparu au cours de cette étude que l'existence d'un gradient de température dans un puits de tranquillisation pouvait induire des erreurs sur la mesure marégraphique de l'ordre du centimètre. Il est en outre probable que des erreurs de plus grande ampleur soient observables dans des installations moins protégées, donc plus favorables à l'apparition d'un gradient.

Toutefois, ces résultats méritent d'être confirmés dans la mesure où ils ne portent que sur le site de Penfeld, et sont issus d'une expérience de courte durée. Néanmoins, s'ils sont confirmés et si les marégraphes à ultrasons sont maintenus, il faudra vraisemblablement corriger les mesures marégraphiques futures pour satisfaire des recherches exigeantes en précision.

En effet, si le gradient de température est un phénomène fortement lié aux conditions météorologiques donc en partie aléatoire, il n'en demeure pas moins que son influence suit certainement les rythmes réguliers de la journée et des saisons. Les perturbations induites peuvent en conséquence nuire à l'interprétation des marégrammes.

Si l'on décide de corriger systématiquement les mesures, il sera nécessaire d'installer dans les puits concernés des capteurs de température supplémentaires, dont l'un doit fournir la température de l'eau de surface, ce qui est techniquement un peu compliqué. Peut-être sera-t-il préférable de remplacer à terme les marégraphes à ultrasons par leur équivalent utilisant des ondes radar, mais il pourra être intéressant dans ce cas de mener leur étalonnage à l'aide de marégraphes à ultrasons corrigés.

Les nouvelles mesures, en cours pendant la rédaction de ce compte-rendu, devraient apporter plus de précisions quant à l'effet à long terme du gradient de température, précisions indispensables pour développer un protocole de correction.

Remerciements

L'accueil extrêmement chaleureux que j'ai reçu tout au long de ce stage a permis son excellent déroulement, et j'en sais gré à l'ensemble des personnes que j'ai pu rencontrer au SHOM.

Tout d'abord, je tiens à exprimer toute ma gratitude à Bernard SIMON, qui a accepté mon stage, dans des conditions précipitées, qui a suivi mon travail avec attention, et qui m'a toujours éclairé sur la marégraphie avec intérêt et gentillesse.

Je suis très reconnaissant à Ronan LEROY, François LUCAS et Michel LE GOFF, qui ont organisé les expériences, m'ont accompagné sur le site de Penfeld, m'ont introduit à leur travail, ou m'ont permis d'accéder aux données issues des marégraphes. Ils m'ont entouré et conseillé en permanence, avec patience et disponibilité.

L'aspect logistique des expériences a été pris en charge avec tout autant de gentillesse et d'efficacité par André LUSVEN et Bernard CROGUENOC, qui m'ont appris à manipuler les appareils de mesure, au Laboratoire de Mouillage et au puits de Penfeld.

Je souhaite enfin remercier Guy WÖPPELMAN pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail et pour ses conseils, et Arnaud BALLAY, mon collègue de bureau, pour son accueil amical et toute l'aide qu'il m'a apportée au quotidien.

Liste des tableaux

5.1	Principales caractéristiques du capteur SBE 39.	26
5.2	Paramètres météorologiques au cours de l'expérience.	30
5.3	Les diverses sources d'erreurs.	30
6.1	Paramètres de la régression linéaire pour le gradient moyen.	32
6.2	Paramètres de la régression linéaire pour le gradient de basse mer.	35
6.3	Paramètres des régressions linéaires pour les gradients extrêmes.	36
6.4	Ordres de grandeur des corrections par approximation linéaire.	44
6.5	Ordres de grandeur des corrections par approximations exponentielles.	48
6.6	Corrections à la basse mer et à la pleine mer.	49
6.7	Corrections pour les gradients faible, fort et moyenné.	49
6.8	Ampleur des diverses incertitudes de mesure.	50
7.1	Positions des capteurs de l'expérience d'août 2002.	58

Liste des figures

2.1	Le puits de tranquillisation de Penfeld.	8
2.2	Schéma du puits de Penfeld.	10
3.1	Evolution de l'erreur absolue au cours de la journée, expérience du 29 mars 2002.	13
3.2	Evolution de l'erreur relative au cours de la journée, expérience du 29 mars 2002.	14
3.3	Diagramme de Van de Castele du marégraphe M.C.N. 1076, expérience du 29 mars 2002	15
3.4	Estimation de l'erreur d'échelle sur un diagramme de Van de Castele. 16	
4.1	Allure du modèle de courbe de température.	22
4.2	Allure de la correction théorique.	24
5.1	Capteur de température.	26
5.2	Schéma de disposition des capteurs le long du câble.	27
5.3	Laboratoire de Mouillage.	28
5.4	Le câble supportant la chaîne de capteurs.	29
6.1	Evolution de la température pour les six capteurs, expérience de juillet 2002.	32
6.2	Gradient de température moyenné sur la durée des mesures.	33
6.3	Gradient de basse mer du 12 juillet 2002.	34
6.4	Gradient de la haute mer du 12 juillet 2002.	35
6.5	Les plus fort et plus faible gradients mesurés.	37
6.6	Représentation en trois dimensions de l'évolution du gradient sur un demi-cycle de marée.	38
6.7	Courbes de température des quatre capteurs les plus profonds.	39
6.8	Marégramme des 11 et 12 juillet 2002.	40
6.9	Profil de température de la colonne d'eau.	41
6.10	Evolution de la moyenne sur 24 heures des trois capteurs les plus profonds.	42
6.11	Deux approximations exponentielles de la courbe de température présentant le plus fort gradient.	45
6.12	Températures mesurées par les capteurs profonds lors de la mesure du plus fort gradient.	46
6.13	Approximations exponentielles obtenues à partir de la température de l'eau.	47
6.14	Courbe d'étalonnage du 10 juillet 2002.	51
6.15	Courbe d'étalonnage du 12 juillet 2002.	52
6.16	Ebauche de diagramme de Van de Castele, issue des étalonnages des 10 et 12 juillet 2002.	53

7.1	Schéma de disposition des capteurs le long du câble.	56
7.2	La chaîne de capteurs mise en place pour août 2002.	58

Bibliographie

1999

2000

2001

2002

2003

2004

2005

2006

2007

2008

2009

2010

2011

2012

2013

2014

2015

2016

2017

2018

2019

2020

2021

2022

2023

2024

2025

Bibliographie

- [EPS02] Site internet du SHOM, *www.shom.fr*, 2002.
- [SIM02] Bernard Simon et Joseph Gonella, *Erreur induite par l'évolution diurne de la température sur deux marégraphes acoustiques en Méditerranée*, n° 199 EPSHOM/CH/GG/NP, 17 juin 2002.
- [UNE02] Intergovernmental Oceanographic Commission, *Manual on sea-level measurement and interpretation*, page 4, volume III, UNESCO, 2002.
- [HAR95] Rob Hare et Bernard Tessier, *Water level accuracy estimation for real-time navigation in the St. Lawrence River*, page 6, Canada Hydrographic Service, 12 juin 1995.
- [WÖP97] Guy Wöppelman, *Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale*, Thèse préparée au Laboratoire de Recherche en Géodésie de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques, pages 45 et 99, 23 juin 1997.
- [SEA02] Site internet de Seabird Electronics, *www.seabird.com*, 2002.
- [JAR02] Antoine JARNY, *Etude des performances des marégraphes de Brest*, compte-rendu de stage de maîtrise des Sciences de la Terre, Université de La Rochelle, 2002.

LISTE DE DIFFUSION

Diffusion interne

- DIRSHOM
- EPSHOM
- EPSHOM/CH
- EPSHOM/CMO
- EPSHOM/IS
- EPSHOM/DOC (3)
- EPSHOM/ECO
- EPSHOM/CH/GG/Arch
- Auteur du Rapport (2)
- Section de l'auteur (10)
- MHA
- MOA
- MOP Nouméa
- MOP Papeete

Réserve

- ESPHOM/DOC (20)

Diffusion externe

- Ecole nationale supérieure
45, rue d'Ulm
75005 PARIS