



HAL
open science

Etude numérique et expérimentale de la micro-météorologie des sites de régates côtières appliquée à la baie de Quiberon

Olivier Herlédant

► **To cite this version:**

Olivier Herlédant. Etude numérique et expérimentale de la micro-météorologie des sites de régates côtières appliquée à la baie de Quiberon. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Ecole Centrale de Nantes (ECN), 2011. Français. NNT: . tel-00980030

HAL Id: tel-00980030

<https://theses.hal.science/tel-00980030>

Submitted on 17 Apr 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

École Centrale de Nantes

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES POUR L'INGÉNIEUR, GÉOSCIENCES, ARCHITECTURE

Année 2011

N° B.U. :

Thèse de DOCTORAT

Spécialité : DYNAMIQUE DES FLUIDES ET DES TRANSFERTS

Présentée et soutenue publiquement par :

OLIVIER HERLEDANT

le 13 juillet 2011
à l'École Centrale de Nantes

ETUDE NUMÉRIQUE ET EXPÉRIMENTALE DE LA MICRO-MÉTÉOROLOGIE DES SITES DE RÉGATES CÔTIÈRES APPLIQUÉE À LA BAIE DE QUIBERON

JURY

Président :	Alexander VAN EIJK	Chercheur au Laboratoire TNO, Pays-Bas, et Professeur de chaire industrielle de l'École Centrale de Nantes
Rapporteurs :	Sandrine ANQUETIN Gilles TEDESCHI	Directeur de Recherche au CNRS, LTHE, Grenoble Maître de Conférences HDR, LSEET, Université du Sud Toulon-Var
Examineurs :	Isabelle CALMET Sylvain DUPONT Evgeni FEDOROVICH Jean-Michel KOBUS Patrice G. MESTAYER	Maître de Conférences, LMF, École Centrale de Nantes Chargé de Recherche HDR, EPHYSE, INRA, Bordeaux Professor, School of Meteorology, University of Oklahoma Maître de Conférences, LMF, École Centrale de Nantes Directeur de Recherche au CNRS, LMF, École Centrale de Nantes

Directeur de thèse : Patrice G. MESTAYER
Co-encadrant : Isabelle CALMET
Laboratoire : Laboratoire de Mécanique des Fluides – UMR 6598 CNRS
Ecole Centrale de Nantes
BP 92101 – 44321 NANTES cedex 03

N° ED : 498-196

Remerciements

La rédaction des remerciements n'est finalement pas la simple formalité tant attendue qui vient clore la tranche de vie que représente une thèse : quand la réalisation de la thèse s'étale dans le temps, les rencontres sont si nombreuses qu'il devient difficile de n'oublier personne.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à mes directeurs de thèse : Patrice G. Mestayer qui nous a fait profiter de son expérience afin de définir les grandes orientations de cette thèse et Isabelle Calmet qui m'a guidé au jour le jour depuis mon stage de D.E.A. jusqu'à la préparation de la soutenance. Je la remercie plus particulièrement pour sa patience, sa disponibilité et ses efforts pour m'inculquer une certaine rigueur scientifique. Le volet expérimental de l'étude a nécessité un travail en équipe. Je remercie bien sûr tout le personnel de l'ENV dont Sophie Barré pour leur aide précieuse, mais je suis aussi très reconnaissant envers tous les membres du Laboratoire de Mécanique des Fluides de L'Ecole Centrale de Nantes impliqués dans l'élaboration de la campagne de mesure. Parmi ceux-ci je tiens à remercier Jean-Michel Rosant et Thibaud Piquet pour leurs nombreux conseils distillés durant les différentes phases de l'étude expérimentale.

Je tiens à adresser un remerciement spécial à Jean-Michel Kobus pour son action dans le milieu du nautisme et pour m'avoir orienté vers la réalisation de cette thèse.

Merci à tous les membres de mon jury de thèse et en particulier aux rapporteurs.

Merci au C.N.R.S. et à la région Pays de la Loire d'avoir soutenu ce projet.

Une thèse nécessite bien sûr le soutien de tout son entourage. Merci donc à ma famille de m'avoir accompagné dans mes différents projets, à mes amis, en particulier à Matthieu Rauch pour son aide dans la dernière ligne droite de la thèse, à mes co-équipiers du « Saba Sailing Team », notamment à Mathieu Richard et Greg Evrard pour les longues discussions à propos de l'influence de la marée sur l'établissement de la brise marine...

Et enfin merci à Armelle pour son soutien sans failles depuis les premières semaines de ma vie de thésard, j'espère que tu voudras bien continuer à me fréquenter même quand je ne serai plus l'heureux possesseur d'une carte d'étudiant...

Table des matières

Liste des symboles	1
Acronymes et abréviations.....	2
I INTRODUCTION	3
II CADRE THEORIQUE DE L'ETUDE	7
II.1 Principales sources d'informations météorologiques à disposition des régatiers	8
II.1.1 Sources de données météorologiques classiquement utilisées lors des régates côtières.....	9
II.1.2 Dispositif de mesures sur le plan d'eau de Valencia partagé par les concurrents de la « Louis Vuitton cup / America's cup 2007 ».....	14
II.1.3 Lexique « régatier/scientifique » pour la description des évolutions du vent.....	16
II.2 Effets de la force de Coriolis sur le vent.....	17
II.3 Influence de la présence d'une côte sur le vent près du sol	19
II.3.1 Rugosité du sol	19
II.3.2 Etat de stratification de l'atmosphère.	21
II.3.3 Effets locaux liés à l'orientation du vent par rapport à la côte.	21
II.3.4 Influence d'une île sur le vent près du sol.	24
II.3.5 Effets liés aux gradients de température de la surface de la mer.	25
II.4 Brises thermiques.....	26
II.4.1 Brise marine	26
II.4.2 Brise de terre.	37
II.5 Effets de la marée sur le vent près du sol	38
II.5.1 Variation du mode d'occupation des sols.....	38
II.5.2 Effets liés aux courants.....	39
II.6 Conclusion de l'étude bibliographique.....	40
III CAMPAGNE DE MESURES QUIBERON 2006.....	41
III.1 Dispositif expérimental	41
III.1.1 Site INZ	42
III.1.2 Site ENV	42
III.1.3 Site PEN	43
III.1.4 Site STP.....	44
III.1.5 Sites KTA	45
III.1.6 Mesures des températures de surface.....	47
III.2 Analyse des données.....	48
III.2.1 Caractérisation des sites à terre.....	48
III.2.2 Analyse de la situation météorologique à l'échelle synoptique.....	54
III.2.3 Analyse des mesures de températures et de flux radiatifs sur l'ensemble de la campagne de mesures.....	60
III.2.4 Analyse de la brise selon la méthode des quadrants	63
III.2.5 Analyse par journée.....	72
III.3 Conclusion.....	101

IV SIMULATIONS NUMERIQUES 105

IV.1 Simulations ARPS.....	105
IV.1.1 Description du modèle.....	105
IV.1.2 Pre-processing.....	110
IV.1.3 Déroulement des simulations numériques.....	119
IV.1.4 Paramétrage des simulations.....	120
IV.1.5 Post-processing.....	121
IV.2 Simulations WRF.....	122
IV.2.1 Description du modèle.....	122
IV.2.2 Déroulement des simulations.....	124
IV.2.3 Résultats.....	125
IV.3 Conclusion.....	126

V COMPARAISONS DES SIMULATIONS ET DES MESURES IN SITU POUR PLUSIEURS JOURNEES DE JUIN 2006 127

V.1 Journée du 16 juin 2006.....	127
V.1.1 Comparaison des évolutions temporelles.....	127
V.1.2 Analyse des phénomènes diurnes d'origine thermique.....	130
V.1.3 Analyse des effets de site.....	134
V.1.4 Bilan des simulations pour la journée du 16 juin.....	135
V.2 Journée du 17 juin 2006.....	135
V.2.1 Comparaison des évolutions temporelles.....	135
V.2.2 Analyse de la nuit du 16 au 17 juin et de la première partie de la journée du 17 juin.....	138
V.2.3 Etude de la brise marine simulée par WRF 5km.....	143
V.2.4 Bilan des simulations pour la journée du 17 juin.....	145
V.3 Journée du 22 juin 2006.....	145
V.3.1 Comparaisons des évolutions temporelles.....	146
V.3.2 Analyse des effets de sites.....	152
V.3.3 Bilan des simulations pour la journée du 22 juin.....	153
V.4 Journée du 23 juin 2006.....	153
V.4.1 Comparaison des évolutions temporelles.....	154
V.4.2 Analyse de la nuit du 22 au 23 juin.....	157
V.4.3 Analyse de la transition de la brise locale à la brise continentale.....	160
V.4.4 Bilan des simulations pour la journée du 23 juin.....	165
V.5 Journée du 27 juin 2006.....	165
V.5.1 Comparaison des évolutions temporelles.....	165
V.5.2 Analyse des effets de site lors de la transition brise de nuit/brise de jour.....	170
V.5.3 Analyse des effets de site sur la brise établie.....	172
V.5.4 Bilan des simulations pour la journée du 27 juin.....	173
V.6 Journée du 28 juin 2006.....	174
V.6.1 Comparaison des évolutions temporelles.....	174
V.6.2 Analyse de l'établissement de la brise marine.....	177
V.6.3 Bilan des simulations pour la journée du 28 juin.....	181
V.7 Synthèse sur la micro-météorologie en baie de Quiberon.....	181
V.7.1 Transition de la brise de terre à la brise de mer.....	181
V.7.2 Etablissement de la brise marine.....	182
V.7.3 Brise marine établie.....	183

V.8	Bilan de l'analyse des simulations.....	184
VI	CONCLUSION.....	187
	REFERENCES.....	195
	ANNEXES.....	201
A.1	Etude expérimentale.....	201
A.1.1	Mise en place du mât sur le site PEN.....	201
A.1.2	Description du dispositif de mesure de la température par utilisation de thermocouples.....	203
A.1.3	Mise en place quotidienne du dispositif de mesure lors des journées d'acquisition.....	204
A.1.4	Fiche de renseignement sur les catamarans pendant la campagne de mesure, position et état de fonctionnement.....	206
A.1.5	Etats de fonctionnement et périodes d'acquisition des capteurs sur les sites à terre durant la campagne de mesure.....	208
A.1.6	Traitement des données.....	211
A.2	Etude numérique.....	214
A.2.1	Requête en langage SQL destinée à traiter grâce au logiciel OrbisGis les données issues de la base de données CLC.....	214
A.2.2	Requête en langage SQL destinée à traiter grâce au logiciel OrbisGis la base de données altimétrique de l'IGN (résolution 500m).....	215
A.2.3	Script fortran d'affectation des variables de caractéristiques du sol pour le maillage à 1 km.....	215
A.2.4	Post-traitement.....	215

Liste des symboles

$c_{fc}4h$	Coefficient de diffusion numérique horizontale du 4 ^{ème} ordre	[-]
$c_{fc}4v$	Coefficient de diffusion numérique verticale du 4 ^{ème} ordre	[-]
C_p	Capacité calorifique de l'air à pression constante	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]
C_s	Vitesse du son	[m s ⁻¹]
Δx	Dimension des mailles dans l'axe ouest-est	[m]
Δy	Dimension des mailles dans l'axe sud-nord	[m]
Δz_{min}	Dimension verticale de la maille la plus proche du sol	[m]
Δz_{moy}	Dimension verticale moyenne des mailles	[m]
dt_{big}	Grand pas de temps d'intégration des équations dans ARPS	[s]
dt_{sml}	Pas de temps acoustique	[s]
f	Paramètre de Coriolis	[rad s ⁻¹]
κ	Constante de Von Kármán	[-]
L	Longueur de Monin-Obukhov	[m]
N	Fréquence de Brunt-Väisälä	[s ⁻¹]
N_x	Nombre de mailles de calcul dans la direction ouest-est	[-]
N_y	Nombre de mailles de calcul dans la direction sud-nord	[-]
N_z	Nombre de mailles de calcul sur la verticale	[-]
P	Pression moyenne	[Pa]
ϕ	Latitude	[°]
Q_h	Flux de chaleur sensible	[W m ⁻²]
θ	Température potentielle moyenne	[K]
θ_v	Température potentielle virtuelle moyenne	[K]
ρ	Masse volumique de l'air	[kg m ⁻³]
u	Composante du vent selon l'axe ouest-est	[m s ⁻¹]
U	Moyenne de u	[m s ⁻¹]
U_g	Composante ouest-est du vent géostrophique	[m s ⁻¹]
u^*	Vitesse de frottement	[m s ⁻¹]
v	Composante du vent selon l'axe sud-nord	[m s ⁻¹]
V	Moyenne de v	[m s ⁻¹]
V_g	Composante sud-nord du vent géostrophique	[m s ⁻¹]
V_h	Module de la vitesse du vent dans le plan horizontal	[m s ⁻¹]
$V_{h\ max}$	Maximum de V_h	[m s ⁻¹]
V_{max}	Vitesse maximale du vent	[m s ⁻¹]
w	Composante verticale de la vitesse du vent	[m s ⁻¹]
W	Moyenne de w	[m s ⁻¹]
w_{max}	Maximum de w	[m s ⁻¹]
Ω	Vitesse angulaire de rotation de la terre sur elle-même	[rad s ⁻¹]
z_0	Longueur de rugosité aérodynamique	[m]

Acronymes et abréviations

ARPS	Advanced Regional Prediction System.
BM	Brise de Mer
CBM	Circulation de la Brise de Mer.
CLA	Couche Limite Atmosphérique.
CLC	Corine Land Cover
ECN	Ecole Centrale de Nantes.
ENV	Ecole Nationale de Voile.
FBM	Front de Brise de Mer
FGP	Force générée par le Gradient de Pression
FTP	File Transfer Protocol
GFS	Global Forecast System
GPS	Global Positioning System
GRIB	GRIdded Binary
IGN	Institut Géographique National
INZ	Iniz Toul en Bras
LES	Large Eddy Simulation
MDS	Meteorological Data Service
METAR	METEorological Airport Report
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PEN	Penthièvre
RANS	Reynolds-Averaged Navier-Stokes
RKH	« Rotors » de Kelvin-Helmoltz
RMSE	Root Mean Square Error
SAP	Secteur Atelier Pluridisciplinaire
SEM	Sémaphore
SIG	Système d'Informations Géographiques
SOD	Sodar
SQL	Structured Query Language
STP	Saint Philibert
TBM	Tête de Brise de Mer
THR	Température et Humidité Relative
TKE	Turbulent Kinetic Energy
UHF	Ultra High Frequency
UTC	Universal Time Coordinated
VHF	Very High Frequency
VLES	Very Large Eddy Simulation
WPS	WRF Pre-processing System
WRF	Weather Research and Forecasting

I Introduction

En 56 avant J.-C., la baie de Quiberon fut le théâtre d'une bataille navale décrite par Jules César dans « Commentaires sur la guerre des Gaules » (Livre III, 7-16). Elle opposa les troupes de la République Romaine aux Vénètes. Les Vénètes étaient un peuple maritime gaulois qui voyait d'un mauvais œil la domination grandissante de l'empire romain. La flotte des Vénètes était bien plus adaptée que celle des romains aux conditions météorologiques parfois difficiles de la côte atlantique. La « bataille du Morbihan » tourna d'ailleurs dans un premier temps à l'avantage des Vénètes qui coulèrent plusieurs navires romains. Lorsque ces derniers commencèrent à battre en retraite, le vent tomba brusquement, ce qui immobilisa les navires Vénètes entièrement propulsés à la voile. Les trirèmes romaines prirent alors le pas sur les celtes et coulèrent l'ensemble de leur flotte pour finalement remporter au coucher du soleil la bataille débutée en début de journée.

Cette page de l'histoire nous montre que la problématique de la météorologie en baie de Quiberon n'est pas récente. De manière générale, les zones côtières suscitent de l'intérêt depuis toujours pour des raisons variées. Si dans un premier temps c'est la pêche côtière, le transport maritime et les batailles navales qui ont permis par l'accumulation des expériences de développer une connaissance de la météorologie marine, d'autres domaines comme les loisirs ou l'environnement ont focalisé l'attention sur les interfaces terre/mer de manière accrue ces dernières années. La météorologie nautique ne se limite pas à la prévision des phénomènes extrêmes tels que les coups de vent ou au contraire les absences de vent : tous les pratiquants de la navigation à voile ont un intérêt à être le plus vite possible d'un point A à un point B, ce qui nécessite de maîtriser au mieux l'ensemble des variations du vent. Si les pêcheurs et le transport maritime ne sont plus autant concernés par cette problématique depuis le milieu du 20^{ème} siècle grâce à la démocratisation des moteurs, la voile de compétition, en prenant son essor, est devenue demandeuse, à ce sujet, d'informations de plus en plus précises.

La popularisation de la voile a été rendue possible en même temps que le développement des techniques de mise en œuvre du plastique. Avant cette époque, les différences techniques entre les bateaux étaient souvent le principal critère de performance et la météorologie n'avait alors qu'un rôle secondaire. Mais la construction industrielle de bateaux identiques entre eux a permis la création de régates dites « en monotypie ». Afin de faire la différence en compétition, les équipages doivent donc aussi exploiter au mieux les variations fines du vent. Si la course au large est mise en avant par certains médias, elle ne représente en fait qu'une infime fraction des régatiers, l'essentiel des coureurs a plus l'habitude de régater dans les zones côtières sur des parcours dont les dimensions caractéristiques sont généralement de l'ordre de grandeur de quelques kilomètres. L'échelle de temps associée à de tels parcours s'étend de la dizaine de minutes à quelques heures selon le type de course.

Le match-racing est un format de course en duel, où seulement deux bateaux se présentent sur la ligne de départ par opposition avec les courses en flotte. Cette discipline est classée parmi les régates dites « côtières ». L'histoire du match-racing est intimement liée à l'histoire de l'America's Cup. En 1851, suite à un défi lancé par les anglais, les américains ont traversé l'atlantique à bord de la goélette *America* afin d'affronter la flotte britannique lors d'une régate autour de l'île de Wight courue à l'occasion de l'exposition

universelle de Londres. Les américains s'imposèrent facilement sur le parcours. Sur le yacht royal, la reine Victoria s'enquit de savoir qui était le second. Un marin lui répondit : « Ah, Your Majesty, there is no second. ». La formule est restée, le match-racing était né. Cette discipline a évolué dans les trente dernières années avec notamment l'apparition de l'arbitrage en direct sur l'eau. Quelques régates de match-race en stricte monotypie ont vu le jour dans les années 80. Elles étaient destinées à l'origine à entraîner les participants de la coupe de l'America aux aspects tactiques et réglementaires. Devant le succès de ce format de compétition, un circuit international s'est développé. Les régates de match-race ont le plus souvent lieu très près du bord, sur des parcours durant en moyenne une vingtaine de minute. La proximité de la côte est déterminante dans l'élaboration de la stratégie. En effet, l'utilisation des variations locales du vent et du courant constitue, avec le maniement du bateau, l'un des principaux facteurs de performance.

Ce sont les échelles spatiales et temporelles évoquées ci-dessus qui vont servir de cadre à notre étude. En effet, si un phénomène à une échelle synoptique (plusieurs centaines de kilomètres), comme le passage d'un front, peut parfois être déterminant lors de l'élaboration d'une stratégie de course, le plus souvent, les variations du vent générées par des phénomènes de plus petites échelles créent des gradients de la force et de la direction du vent qui sont plus importants (sur la zone de course) que les variations générées à échelle synoptique.

La plupart des régates internationales ont lieu en saison estivale. Ce n'est pas un détail car, comme nous le verrons plus loin, cette saison est particulièrement favorable à l'établissement d'un phénomène local appelé brise thermique. Les brises thermiques, lorsqu'elles apparaissent, représentent l'effet météorologique local le plus important mais également le plus difficile à prévoir de manière précise.

Les zones côtières regroupent une grande partie de la population mondiale, et avec tous les problèmes que cela peut engendrer notamment en ce qui concerne l'émission et la dispersion des polluants, cet aspect de la météorologie côtière a été traité à de nombreuses reprises dans la littérature scientifique. En revanche, les connaissances des régatiers sur le domaine de la météorologie côtière à petite échelle (que nous appelons aussi micro-météorologie) sont le plus souvent empiriques. Il s'agit donc de mener à bien nos propres études dans le but de compléter le savoir déjà existant sur le sujet. Nous avons choisi de mener nos recherches en nous concentrant sur la baie de Quiberon qui se situe dans le Morbihan sur la côte sud de la Bretagne. Plusieurs raisons expliquent ce choix. Tout d'abord le découpage complexe de la côte est un atout pour espérer retrouver la palette entière des différents effets locaux existants. Il s'agit aussi d'un des principaux sites de régate en France qui accueille notamment l'Ecole Nationale de Voile et des Sports Nautiques (ENVS), plus souvent appelée ENV). Enfin ce site entre parfaitement dans le cadre de la collaboration entre l'ENV et le laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Ecole Centrale de Nantes (ECN).

Cette étude est née d'une volonté d'améliorer les performances des régatiers. Nous nous sommes donc appuyés sur certaines problématiques classiques et récurrentes lors des régates pour définir des axes de travail et les objectifs à atteindre. Les effets de sites locaux et les brises thermiques font clairement partie de ces sujets qui intéressent les régatiers. Devant le nombre de questions soulevées par ces problèmes, nous avons choisi de nous concentrer sur un nombre restreint d'interrogations telles que :

Quel est l'effet local prédominant à prendre en compte pour comprendre les évolutions de vent ? Quels sont les ordres de grandeurs des variations du vent associés aux principaux effets de sites ? Quelle est l'influence d'un trait de côte complexe sur le développement de la brise thermique ? Quelle est l'influence du vent synoptique lors de l'établissement de la brise marine ?

Nous avons choisi les interrogations qui nous semblaient les plus caractéristiques de la baie de Quiberon, mais les résultats spécifiques à notre zone d'étude sont pour la plupart facilement transposables à d'autres sites côtiers. La connaissance poussée de la micro-météorologie sur le site de la baie de Quiberon est une étape dans notre démarche mais ne constitue pas l'objectif final.

Afin de répondre aux différentes problématiques soulevées, il s'avère nécessaire de mettre en œuvre des moyens de recherche adaptés. Il existe déjà certaines études numériques à haute résolution, qui traitent de sujet connexes comme par exemple la micrométéorologie dans des vallées alpines [Chow et al., 2006] et les phénomènes de dispersion de polluants [Chemel & Cholet, 2005], la micrométéorologie de sites à topographie non plane [Pénelon, 2002] et son influence sur la propagation acoustique [Lihoreau et al., 2006] ou l'étude de la couche limite urbaine pour une ville côtière (Marseille) [Leroyer, 2006 ; Leroyer et al., 2010 ; Lemonsu et al., 2006a, 2006b]. D'autres travaux dédiés à l'étude de sites côtiers s'appuient sur une approche duale numérique et expérimentale [Nitis et al., 2004 ; Gilliam et al., 2004]. Cependant les résolutions utilisées dans ces études semblent trop grossières en comparaison des phénomènes physiques que nous désirons simuler et comprendre. La réalisation de simulations côtière à très haute résolution représente donc une approche originale qui devrait nous permettre de mieux appréhender certains phénomènes complexes.

Une fois les objectifs définis, il s'agit ensuite de définir une méthode adaptée à ces objectifs mais aussi à nos moyens (humains, logistiques, financiers, etc.). Il n'est en effet pas envisageable d'instrumenter de manière exhaustive l'ensemble de la zone d'étude, et même si cela était possible, la somme de travail nécessaire au traitement et à l'analyse des données serait colossale. Mais une approche du problème uniquement basée sur des simulations numériques à haute résolution serait également incomplète car nous manquerions alors de données pour initialiser et/ou forcer les modèles atmosphériques, et en outre nous ne serions alors pas capables de confronter nos résultats numériques à la réalité physique. Nous nous sommes donc orientés vers une approche mixte numérique/expérimentale.

Nous avons choisi d'utiliser des modèles numériques qui ont déjà passé avec succès des campagnes de validation. Cependant, la modélisation d'une interface terre/mer complexe justifie de prendre certaines précautions. La méthode que nous avons mise en place a donc consisté à prendre en compte ces différentes contraintes : optimiser l'utilisation de l'outil numérique tout en gardant un pied dans le monde expérimental. Comme nous le verrons plus tard, nous avons d'ailleurs défini certains aspects de la campagne de mesures à partir des résultats des premières simulations numériques réalisées.

La première partie de ce mémoire concerne l'état de l'art. Elle débute par une présentation rapide des moyens actuellement utilisés par les régatiers pour prévoir la météorologie locale. Cet inventaire est basé sur mon expérience personnelle au sein d'équipes participant à l'America's cup, au circuit mondial de match-racing et au Tour de France à la voile, mais aussi sur de nombreuses discussions avec des athlètes se préparant

ou ayant déjà participé aux jeux olympiques ou à certaines courses au large. La suite de la première partie est consacrée à des rappels bibliographiques concernant les différents effets météorologiques locaux et plus particulièrement les phénomènes de brises thermiques. Cette partie est déterminante pour comprendre la suite de l'étude, car en plus de faire le point sur l'état des connaissances liées à notre sujet, nous envisageons aussi les moyens de transmettre aux régatiers ce que nous pouvons apprendre lors de notre étude.

Dans la seconde partie nous exposons le cadre expérimental de l'étude, nous montrons notamment le dispositif expérimental mis en place et nous éclairons les choix stratégiques que nous avons faits pour déterminer les emplacements des différents sites de mesures. Nous avons réparti nos moyens de mesures sur 5 sites à terre et nous avons également utilisé plusieurs catamarans de plage afin d'embarquer du matériel de mesure au milieu de la baie de Quiberon. Cette vaste étude expérimentale a vu le jour avec un double but : analyser certains aspects de la micro-météorologie en baie de Quiberon, mais aussi servir de base (initialisation et comparaison) à une série de simulations numériques à haute résolution.

La troisième partie concerne le traitement et l'analyse des données récoltées durant la campagne de mesure décrite dans la partie précédente. Nous analysons de manière approfondie la plupart des journées de mesure en mettant en lumière les éventuels liens existant avec les éléments bibliographiques listés dans la première partie. Dans cette optique nous analysons notamment les évolutions du vent en les visualisant sous forme de polygones de brises et nous montrons l'intérêt de la classification des journées selon la direction du vent synoptique (classification par quadrants).

La quatrième partie est une description du processus mis en place pour la réalisation des simulations numériques. Nous expliquons le choix des modèles atmosphériques ARPS et WRF pour notre étude, et surtout les conditions dans lesquelles nous les utilisons, qu'il s'agisse du pre-processing (initialisation, création de fichiers de mode d'occupation des sols, forçage atmosphérique, etc.) ou du post-processing (traitement statistique et visualisation graphique des résultats). La particularité des simulations réside en effet dans la reproduction la plus réaliste possible des conditions rencontrées lors de la campagne de mesure en baie de Quiberon. Nous verrons pourquoi cet objectif nous amène à utiliser des résolutions horizontales particulièrement fines en comparaison avec les simulations atmosphériques classiques. L'utilisation de maillages à très haute résolution est une pratique nouvelle liée aux développements récents des capacités informatiques. Certaines études ont déjà soulevé la question de l'intérêt de telles pratiques [Roebber et al., 2004]. Il semblerait pourtant que, lorsque le raffinement du maillage est accompagné d'un raffinement des données d'entrées concernant le mode d'occupation des sols, les résultats obtenus soient meilleurs avec une résolution fine [Chow et al., 2006].

La dernière partie consiste en une analyse des résultats des simulations. Nous comparons notamment ces résultats avec ceux de la campagne de mesure. Cette comparaison sert de base à la qualification des résultats numériques. Lorsque les résultats d'une simulation sont considérés comme satisfaisants, nous profitons alors des apports du dispositif numérique pour mieux comprendre certains résultats empiriques ou expérimentaux et ainsi améliorer notre connaissance des effets météorologiques côtiers.

II Cadre théorique de l'étude

Le vent observé sur un site côtier est la résultante d'un ensemble de phénomènes météorologiques qui sont générés à des échelles de temps et d'espace très variées. Afin de mieux appréhender la compréhension de phénomènes complexes, il s'agit tout d'abord de connaître la physique de base qui compose le phénomène final observé. Dans la suite nous aborderons donc notamment les effets de la force de Coriolis et des frottements du vent sur le sol. Ces deux phénomènes physiques permettent d'expliquer de nombreuses manifestations météorologiques communément appelées « effets de site » observables à proximité des régions de transition mer/terre. Une fois cette première base établie, nous ferons un tour d'horizon de la bibliographie sur les brises thermiques. Enfin nous discuterons de l'influence des marées sur le vent mesuré près des côtes. Nous verrons que les effets des marées sur le vent peuvent être déduits des connaissances déjà acquises en considérant les effets de sites et des effets de brise thermique.

En préambule nous allons tout d'abord faire un rapide état des lieux des méthodes couramment utilisées par les régatiers pour appréhender au mieux la météorologie côtière. En effet, si chaque discipline de la voile a ses propres caractéristiques, les besoins en informations météorologiques sont parfois les mêmes. Que la course dure plusieurs jours (comme c'est le cas lors d'étapes de la course en solitaire du Figaro) ou vingt minutes comme un match-race, le concurrent qui régata sur un site côtier doit exploiter au mieux l'ensemble des phénomènes micro-météorologiques. Dans la voile de haut niveau, nous pouvons cependant regrouper d'un côté les régatiers « à la journée » et d'un autre côté les coureurs au large. Le premier groupe est constitué de l'ensemble des pratiquants de la voile olympique, du match-racing et de certaines monotypie habitables (Farr 30, Melges 24, TP 52, etc.). Ces régatiers effectuent en général plusieurs manches chaque jour. Les parcours sont appelés « parcours tactiques » car les marques à franchir sont alignées avec l'axe du vent ce qui impose de louvoyer. Le louvoyage nécessite d'effectuer un choix tactique/stratégique de trajectoire : plusieurs trajectoires sont possibles pour effectuer le parcours, mais une seule profite de manière optimale des variations locales du vent. Les régatiers recherchent soit un vent de plus forte intensité, soit une rotation de la direction favorable qui permet de limiter le louvoyage. Afin de déterminer la trajectoire idéale il faut connaître deux éléments : les évolutions du vent et les performances du navire. Bien entendu cette trajectoire idéale est à adapter en raison des autres adversaires qui sillonnent le plan d'eau.

Les performances d'un voilier sont généralement représentées sous forme de courbe en coordonnées polaires, le rayon correspond à la vitesse du navire, l'angle à l'écart par rapport à la direction du vent. A chaque vitesse du vent correspond une nouvelle courbe. L'état de la mer est généralement mal pris en compte dans ces courbes, mais les nouvelles données disponibles grâce aux images satellites ouvrent depuis peu la voie à une meilleure utilisation de ce paramètre. A ces abaques qui correspondent aux performances d'un voilier en ligne droite, il faut aussi ajouter les phases de reconstruction de la vitesse après une manœuvre, par exemple un virement de bord ou un passage de bouée. Ainsi selon le type de navire, pour des conditions météorologiques données, les trajectoires idéales sont parfois complètement opposées.

Les parcours dits « tactiques » consistent généralement à effectuer deux à trois tours autour de deux bouées mouillées parallèlement au vent. La distance entre les marques varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres selon la série, les conditions météorologiques et la taille du plan d'eau. En match-racing par exemple, les parcours sont dimensionnés de manière à avoir des matches dont la durée avoisine les vingt minutes. La marque de parcours située le plus en amont de l'écoulement du vent est appelée « bouée au vent », celle située en aval est appelée « bouée sous le vent ». Cette notion de « au vent » ou de « sous le vent » est également utilisée pour décrire le placement relatif des bateaux entre eux. Les sections de parcours qui mènent d'une bouée sous le vent à une bouée au vent sont appelées « bords de près », les bords retour de la bouée au vent à la bouée sous le vent sont les « bords de portant ».

Le tacticien, qui est en charge de décider la trajectoire du navire, doit donc intégrer une grande quantité de paramètres. Parmi ceux-ci, l'anticipation des évolutions du vent a une grande importance. Si notre étude a pour objectif d'aider les régatiers dans cette tâche, il n'est pas réaliste d'envisager qu'ils anticipent parfaitement toutes les variations du vent. Dans chaque situation il s'agit de déterminer au mieux le phénomène prépondérant qui fera gagner ou perdre une régata. Selon les moyens mis en œuvre, le pourcentage d'erreur sur cette analyse est très variable. Un néophyte qui part sur l'eau sans prévision météorologique n'a que peu de chances d'anticiper les évolutions du vent. En revanche, les meilleures équipes de l'America's Cup ont une vision du plan d'eau bien plus complète qui permet de réduire fortement les incertitudes météorologiques lors des prises de décisions tactiques.

II.1 Principales sources d'informations météorologiques à disposition des régatiers

Les informations météorologiques qui peuvent se révéler utiles aux régatiers sont de deux types :

- *Des informations de type « connaissance et compréhension des phénomènes ».* Le contenu des phénomènes à comprendre varie beaucoup selon la discipline pratiquée. En course au large océanique il est essentiel de bien comprendre la formation et le déplacement des grands systèmes à l'échelle synoptique (anticyclones, dépressions), alors que les connaissances indispensables pour effectuer un parcours dit « inshore » ou « côtier » comme les régates olympiques ou le match-racing (situé le plus souvent à quelques centaines de mètres du bord) sont plus du domaine des effets de site et des brises. Cependant malgré les différences d'échelle entre les deux types de régates (plusieurs jours et plusieurs milliers de kilomètres pour la course océanique, quelques minutes et quelques centaines de mètres pour une « Medal Race » olympique ou un duel de match-racing), il peut parfois être utile de connaître l'ensemble des phénomènes. Lors des courses océaniques, les concurrents ont souvent des îles à contourner ou des côtes à longer et un effet de site mal négocié peut coûter la victoire finale. De même lors de régates côtières il est préférable de savoir reconnaître le passage d'un front sur la zone de course. En effet, malgré l'échelle (temporelle et spatiale) du phénomène, la rotation du vent liée au passage du front peut donner un avantage décisif à celui qui l'a anticipé, et ceci même sur un petit parcours.

Parmi les « connaissances » météorologiques, on peut distinguer deux catégories : celles que l'on pourrait qualifier de « générales et théoriques » et celles qui sont liées à un site

spécifique. Lorsqu'elles sont disponibles et de qualité, les connaissances spécifiques à un site ont une grande valeur pour le régatier car elles permettent de se rapprocher de la connaissance du plan d'eau que peuvent avoir certains régatiers locaux. Lorsque ces données ne sont pas disponibles, c'est au régatier lui-même de les constituer à partir de ses connaissances générales et de son propre passé sur le plan d'eau (cessions d'entraînement, régates). Parfois il est possible de récupérer des archives de données météo sur la zone afin de dégager les principales caractéristiques du site avant même d'y avoir navigué.

- *Des informations de types « observations et prévisions ».* Contrairement aux informations de type « connaissance et compréhension », ces données sont à réactualiser en permanence. Pour utiliser au mieux ce type d'information, il est essentiel de bien maîtriser en amont les connaissances météorologiques et de connaître l'origine des données. Pour interpréter des observations/mesures en temps réel, il faut connaître l'emplacement précis du capteur (parfois même le type de capteur). C'est surtout vrai lorsque le capteur est placé à terre, mais pour un capteur placé sur une bouée, il faut également connaître les dimensions de la bouée ainsi que les filtres numériques utilisés pour éliminer les composantes liées à la houle. Il en va de même lorsque l'on utilise les prévisions issues d'un modèle atmosphérique. La connaissance du modèle utilisé, de la résolution du maillage, et des données d'entrées permet d'estimer à quel type de précision on peut s'attendre. Par exemple, il ne faut pas espérer simuler de manière réaliste les premières phases de l'établissement d'une brise marine sur une côte très découpée modélisée par un maillage horizontal de 100 km.

II.1.1 Sources de données météorologiques classiquement utilisées lors des régates côtières

Il existe deux principales sources d'ouvrages qui mettent à dispositions des régatiers des informations de type « connaissance générale » et « connaissance spécifique » :

- Les ouvrages scientifiques destinés aux météorologues (comme ceux de la collection Météo France).
- Les ouvrages spécialement destinés aux marins ou aux régatiers. Il s'agit de livres ou d'articles parus dans la presse spécialisée. En France la plupart de ces articles paraît dans des mensuels comme « Voiles et voiliers », « Course au large », « Les Cahiers de Régate » (ce dernier titre est composé quasi exclusivement d'articles de ce genre). Jean-Yves Bernot a édité plusieurs ouvrages sur le sujet dont « Météo locale : croisière et régates » (2007), « Météo et stratégie : croisière et course au large » (2004) et « Vent et régates : les stratégies » (1994). On peut aussi citer le livre de Didier Ravon et Christian Dumard (« La régates, tactique et stratégie », 2000) qui se penche cependant plus sur l'exploitation des variations du vent que sur leurs origines.

Une des principales références anglo-saxonnes portant sur les effets de site près des côtes et les brises est « Wind strategy » de David Houghton et Fiona Campbell (nommé ici [H&C-05], édité pour la première fois en 1986, réédité et enrichi en 1992 et en 2005). Cet ouvrage explique les principaux phénomènes météorologiques côtiers dans un langage adapté au régatier (peu de pré-requis de météo nécessaires, utilisation du vocabulaire de régates pour décrire les évolutions du vent, etc.). Il précise également de manière simple comment exploiter ces phénomènes en régates. Les dernières pages sont des fiches sur 25

plans d'eau de régates internationales (jeux olympiques, America's Cup, etc.). D. Houghton a également écrit un ouvrage sur la météo océanique : « Weather at sea ».

Pour les informations de type « Observations/mesures » les sources sont plus variées. Sur la grande majorité des compétitions, aucun dispositif particulier n'est mis en place pour fournir des observations ou des mesures aux régatiers. Les seuls relevés disponibles sont ceux effectués par les divers organismes météorologiques locaux (par exemple les stations de mesure de Météo France) et éventuellement d'autres organismes associés comme les aéroports ou les sémaphores qui effectuent leurs propres relevés. On peut retrouver les observations des aéroports (METAR comme « METeorological Airport Report », Tableau 1) sur internet¹ en connaissant le code à quatre lettres de l'aéroport concerné. Il est possible de contacter les sémaphores par VHF ou téléphone pour se faire communiquer leurs relevés et observations.

LFRH 281300Z 35009KT 310V010 9999 OVC037 08/03 Q1018	
LFRH	Station météo située sur l'aérodrome de LORIENT Lann-Bihoué
281300Z	émis le 28 du mois à 13h00 UTC
35009KT	vent du 350°, 09 noeuds
310V010	vent de direction variable entre 310° et 010°
9999	visibilité horizontale supérieure à 10 Km
OVC037	couverture nuageuse totale (8/8) à 3700 pieds
08/03	température 08°C, point de rosée 03°C
	soit une humidité relative de 71%
Q1018	la pression au niveau de la mer est de 1018 hPa

Tableau 1 Exemple de METAR (station de Lorient).

Les relevés des stations météorologiques sont disponibles sur différents sites internet : ils concernent les données de vent, de température et de pression pour la France métropolitaine², les radiosondages³ (Figure 1), les relevés de bouées⁴, les différents radars⁵. La dernière source d'informations en temps réel disponible sur internet est l'imagerie satellite⁶.

En plus de ces réseaux nationaux ou internationaux, il est possible de trouver des sites internet qui mettent en commun les sources locales de mesures du vent⁷.

¹ fr.allmetsat.com/metar-taf/index.html

² http://www.infoclimat.fr/analyses/surface_france.php

³ <http://www.infoclimat.fr/analyses/radiosondages.php?s=&d=>

⁴ <http://www.infoclimat.fr/mer/bouees.php?s=&d=>

⁵ <http://www.infoclimat.fr/cartes/radars.php?s=&d=>

⁶ <http://www.infoclimat.fr/cartes/satellites.php?s=&d=>

⁷ <http://www.meteospot.com/>

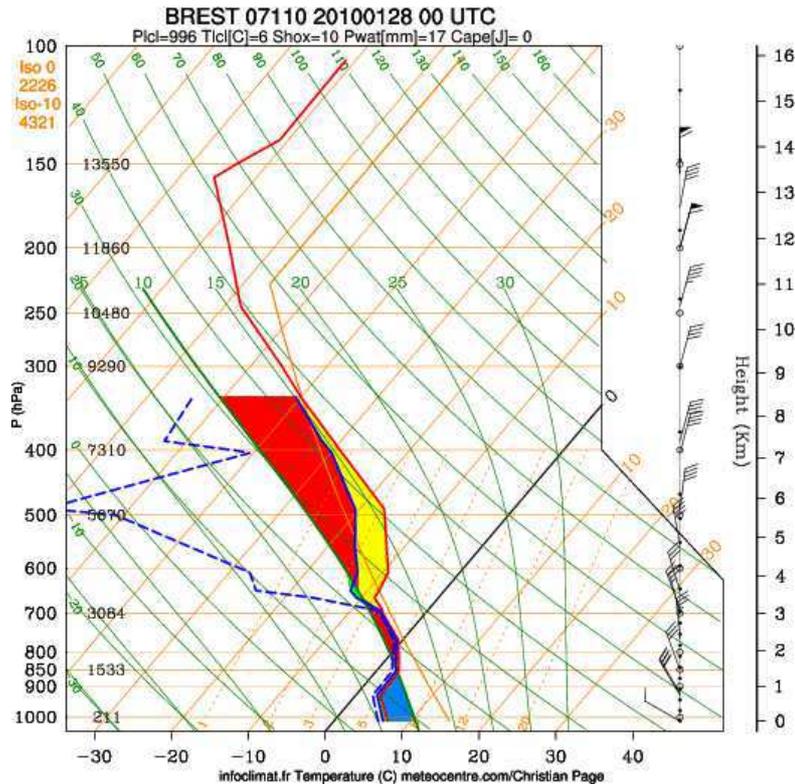


Figure 1 Exemple de radiosondage (station de Brest)⁸. La courbe bleue continue est la température du thermomètre mouillé, celle en pointillés est la température du point de rosée. La surface rouge (resp. bleue) signifie que la masse d'air est chaude (resp. froide). La surface jaune est représentative de l'humidité relative et elle est d'autant plus large que l'air est sec.

L'autre alternative pour le régatier est de mesurer lui-même le vent. L'outil minimum pour réaliser une mesure embarquée exploitable est le compas, on place le bateau bout au vent et on note le relèvement du compas ; en navigation on note les caps du bateau au près sur chaque bord, en faisant l'hypothèse que l'on navigue de manière symétrique par rapport au vent (hypothèse valable seulement si les vagues sont dans l'axe du vent et s'il y a peu de variation de la direction du vent sur la verticale). Les bateaux équipés d'une électronique embarquée disposent généralement du calcul de la direction/vitesse du vent « réel » (*true wind direction/speed* en anglais), à partir du vent « apparent » mesuré. Il faut alors également mesurer la vitesse du navire. Pour être précise, cette mesure nécessite un bon calibrage. L'emplacement du capteur en tête de mât se situe dans une zone plus ou moins perturbée par l'écoulement sur les voiles et on observe souvent des survitesses au portant liées au flux d'air qui contourne la grand-voile. En outre l'extrémité du mât subit des déplacements importants liés aux mouvements du bateau dans les vagues ce qui peut nécessiter un filtrage fréquentiel. Certains logiciels permettent de stocker temporairement les données acquises par les capteurs embarqués afin de visualiser l'historique du vent sur les dernières heures ou minutes. Ces données, même si elles sont à prendre avec précautions compte tenu des conditions de mesure évoquées précédemment, sont précieuses pour les tacticiens et les navigateurs car elles permettent de repérer un vent oscillant ou basculant ou d'estimer la période et l'amplitude de ces pseudo-oscillations.

⁸ Ce document provient du site Internet « Infoclimat » : <http://www.infoclimat.fr> . Les droits de reproduction sont réservés.

Les prévisions constituent l'unique ou quasi-exclusive source d'informations météorologiques pour beaucoup de régatiers. En dehors de la diffusion des bulletins de prévision par téléphone, radio, VHF (par les sémaphores) et journaux qui deviennent de plus en plus marginales, internet est désormais la principale source de données. La quasi-totalité des prévisions disponibles sont produites à partir d'un nombre relativement restreint de modèles atmosphériques. Les formes sous lesquelles on peut retrouver les résultats de ces quelques modèles sont pourtant très diverses.

La forme la plus classique est le bulletin météo sous forme de texte qui est la version écrite des bulletins diffusés à la radio. Il existe des versions « marines » de ces bulletins qui sont éditées pour des zones géographiques de plusieurs centaines de kilomètres de côtes : la zone qui concerne Quiberon va de la pointe de Penmarch à l'anse de l'Aiguillon.

Prévisions 12 heures après. Les dernières prévisions MM5/WRF ne sont disponibles que pour les abonnés Windguru PRO. Cliquez pour plus d'info.

WRF 9km 27.01.2010 12 UTC	Me 27	Me 27	Me 27	Je 28	Ve 29																										
	20h	21h	22h	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h	11h	12h	13h	14h	15h	16h	17h	18h	19h	20h	21h	22h	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	
Vitesse du vent (nœuds)	9	12	13	17	19	17	15	18	16	15	15	15	14	14	15	15	15	15	14	15	16	16	16	19	24	23	25	27	25	24	
Rafales (nœuds)	11	13	14	21	23	21	19	22	20	19	17	20	19	16	18	18	17	17	16	17	18	19	19	26	31	33	36	36	32	31	
Direction du vent	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	→	→	→	→	→	→	→	
Température (°C)	7	7	7	10	10	10	10	10	10	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	8	8	10	10	10	10	10	10	
Cloud cover (%) high / mid / low	82	93	61	81	80	76	84	93	91	88	79	69	64	69	66	96	98	99	99	93	90	93	95	91	97	98	99	99	99	96	
Pluie (mm/1h)	-			0.1	0.1																				0.1	0.4	0.4	0.1	0.4	0.2	0.1
Note Windguru	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	

Figure 2 Visualisation d'une prévision sur le site web "windguru", maille correspondant à Quiberon (modèle WRF, mailles de 9km d'extension horizontale).

Une des formes les plus populaires parmi les régatiers consiste à afficher les prévisions d'un modèle pour les jours à venir en un point donné choisi par l'utilisateur. C'est la généralisation d'internet qui a permis le développement de cette forme de visualisation. Un des principaux sites Web proposant ces informations est windguru. Ce site permet de choisir son plan d'eau dans une liste de plusieurs centaines pour chaque pays. La liste des plans d'eau est créée par les utilisateurs eux-mêmes qui peuvent ajouter leur propre plan d'eau en fournissant les coordonnées GPS. Le site affiche alors en particulier les prévisions de vent, houle, température, nébulosité, précipitations, etc. toutes les trois heures pour les jours à venir (Figure 2). Un des points forts du site est l'affichage sur une même page des résultats de plusieurs modèles atmosphériques. Les résultats d'un « global run » (simulation à l'échelle planétaire) du modèle « Global Forecast System » (GFS) réalisé par le « National Oceanic and Atmospheric Administration » (NOAA) sont affichés quelle que soit la zone géographique consultée. En Europe les résultats de simulations avec le modèle atmosphérique WRF (que nous présentons plus loin) sur des maillages à 9 et 25 km sont également proposés. Le succès de ce genre de site s'explique par la simplicité d'utilisation : l'utilisateur arrive facilement à extraire la donnée qui concerne sa zone de navigation. Le piège avec un tel type d'affichage est d'avoir un excès de confiance dans la précision de l'information qui est présentée comme exacte (direction donnée au degré près, force du vent à 1 nœud près, etc.). Or s'il existe une erreur du modèle occasionnée par un petit décalage spatial ou temporel (sur la position d'un front par exemple), ce qui est courant, l'utilisateur peut passer à côté d'une information essentielle car la solution donnée pour le plan d'eau correspond à une seule maille de calcul.

La dernière forme de prévision accessible sur internet permet d'éviter l'affichage d'une seule maille qui est une source d'incertitude. Il s'agit de l'affichage sous forme de cartes (champs de vent, champs de pression, carte des précipitations, etc.). Pour un usage dans le domaine du nautisme on choisit généralement d'afficher les résultats dans la couche de la maille la plus proche du sol. Ce type d'affichage demande un petit peu plus de temps pour être analysé qu'une page d'un site comme « windguru ». La principale raison est que ces cartes contiennent beaucoup plus d'informations (une maille pour « windguru », plusieurs milliers sur une carte). Le vent est le plus souvent affiché sous forme de vecteur, cette visualisation peut paraître moins précise que la précédente car il est difficile de lire la direction avec une précision supérieure à 5-10°. Cependant il est illusoire de vouloir exploiter les prévisions d'un modèle avec une précision supérieure à 5° pour la direction du vent. Il existe deux formats pour ces cartes :

- Des fichiers images, qui correspondent à des visualisations déjà colorées des sorties du modèle.
- Des fichiers GRIB : il s'agit d'un format de données adapté à la météorologie marine, qui contient une description géographique du maillage ainsi que les valeurs de certaines variables sur ce maillage (vent, pression, température, etc.). Il existe de nombreux logiciels qui exploitent les fichiers GRIB. Certains permettent l'affichage sous forme de cartes et la création de fichiers images avec d'éventuelles animations temporelles. C'est le cas du logiciel libre « UGRIB » (Figure 3) qui est prévu pour récupérer automatiquement et lire les dernières simulations à l'échelle mondiale (« global run ») de GFS. D'autres logiciels comme « Maxsea » utilisent les fichiers GRIB (en complément des fichiers de performance du navire appelés « polaires de vitesses ») afin d'optimiser un routage sur un trajet nautique.

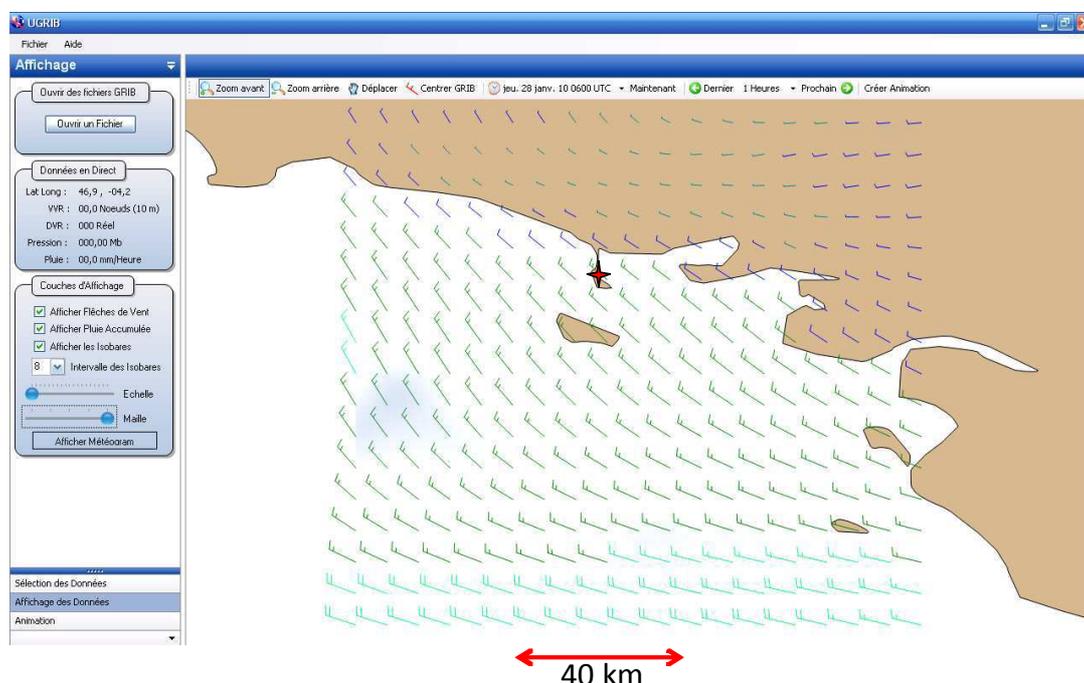


Figure 3 Visualisation d'un fichier au format GRIB avec le logiciel UGRIB pour la côte de Bretagne-sud et la région Pays de la Loire, l'étoile rouge est située sur la façade est de la presqu'île de Quiberon.

II.1.2 Dispositif de mesures sur le plan d'eau de Valencia partagé par les concurrents de la « Louis Vuitton cup / America's cup 2007 »

Certains organisateurs de régates mettent des mesures à disposition des coureurs afin d'éviter à chaque équipe d'investir dans du matériel coûteux. Ce fut par exemple le cas lors de l'« America's cup/ Louis Vuitton cup 2007 ». L'organisateur de l'épreuve a mis en place un dispositif de mesure météorologique (MDS comme « Meteorological Data Service ») sur la région de Valencia (côte est de l'Espagne).

Ce dispositif consistait en 22 bouées météo réparties sur le plan d'eau de Valencia (à l'intérieur et autour des deux zones de courses). Les bouées étaient équipées de mâts de 6 à 10 mètres supportant un anémomètre sonique 2D (certaines bouées étaient en plus équipées de capteurs THR et pression). Un GPS était intégré dans chaque bouée afin de disposer de la position précise de chaque point de mesure. La recharge des batteries se faisait par des panneaux solaires. Toutes les 15 secondes, la centrale d'acquisition embarquée sur chaque bouée envoyait (par ondes radios ou relais GSM) les données enregistrées vers un serveur central. L'équipe du MDS disposait également de 6 bateaux pneumatiques équipés de la même manière que les bouées. Ces bateaux se mettaient en position tous les jours de manière à s'adapter à la météo quotidienne. Généralement ils venaient en complément des bouées de mesures pour renseigner la zone en amont du parcours (par rapport au vent). L'avantage par rapport aux bouées était leur adaptabilité selon la disposition du parcours; par contre, la précision des mesures semblait moins bonne en raison des déplacements du bateau et des aménagements sur le pont du bateau qui peuvent perturber les mesures. Enfin, 6 autres sites de mesures fonctionnant sur le même principe que les bouées ont été installés sur la côte et jusqu'à environ 10 km dans les terres.

L'équipe du MDS a fourni à tous les équipages deux logiciels pour visualiser les mesures. Le premier appelé « MDS display historic mode » (Figure 4) permettait de travailler sur les données archivées des journées précédentes (l'équivalent d'approximativement deux années de données était disponible sur le serveur). L'autre logiciel fourni (« MDS display live mode ») permettait de visualiser les données de la journée en cours acquises à partir du moment où le logiciel est démarré et l'ordinateur relié à internet. Ce logiciel nécessitait une connexion à internet pour aller récupérer sur un site FTP, toutes les 15 secondes, les données émises depuis les bouées et les points de mesures à terre. Le règlement de la compétition autorisait l'échange d'informations avec l'extérieur jusqu'à 5 minutes du départ. Il fallait donc débrancher et débarquer (dans un bidon étanche et flottant récupéré par le bateau d'assistance de l'équipe) la carte 3G internet le plus tard possible avant les 5 minutes du départ. Les données téléchargées avant cette deadline restaient disponibles pendant la course. Les deux logiciels (historic et live) proposaient globalement le même type de visualisation : un mode cartographie où on pouvait apercevoir la position de chaque capteur et un vecteur correspondant au vent mesuré (Figure 4), et un mode de visualisation temporelle qui permettait d'afficher les différentes variables mesurées avec le temps en abscisse (Figure 5).

Chacun des modes avait ses avantages. Le mode cartographie qui faisait aussi apparaître la position du voilier, de la ligne de départ et des marques à contourner (munies de capteurs GPS et d'émetteurs radio), permettait de bien situer le voilier par rapport au parcours et par rapport aux différents capteurs. En quelques secondes on avait une vision

synthétique de l'état du vent sur le plan d'eau à l'instant t, ou à un instant déterminé en déplaçant le curseur du temps.

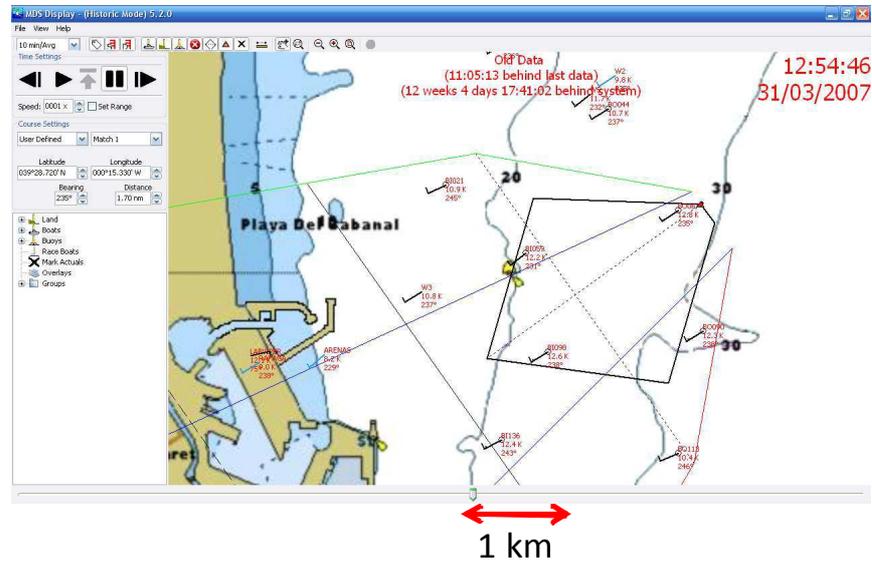


Figure 4 Capture d'écran du logiciel "MDS display historic mode". Le losange noir correspond à la zone de course, les flèches colorées avec des barbules représentent le vent mesuré (nom commençant par un B pour les bouées et par un W pour les bateaux), l'heure des mesures affichées apparaît en haut à droite, on distingue en bas à gauche l'entrée du port de Valence (Espagne).

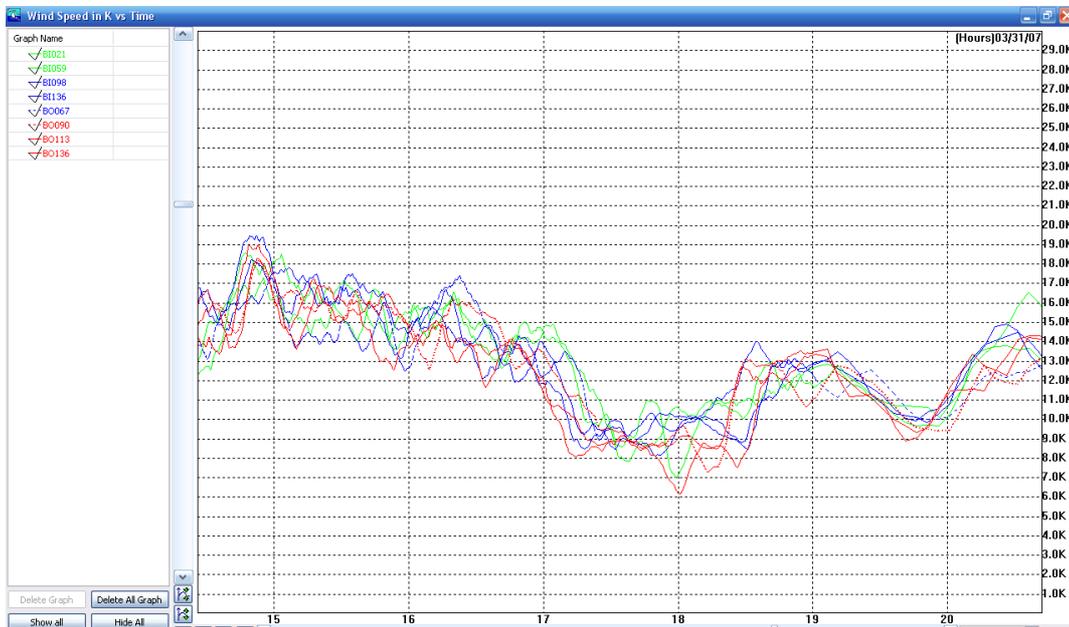


Figure 5 Capture d'écran du logiciel "MDS display historic mode". Les couleurs des courbes correspondent aux positions relatives des capteurs (bouées et bateaux) par rapport à la zone de course (rouge = à gauche du parcours, bleu = centré, vert = à droite), les courbes en pointillés correspondent aux capteurs éloignés de la zone de départ.

Le mode de visualisation temporelle était idéal pour repérer le caractère oscillant ou évolutif du vent, la période et l'amplitude des pseudo-oscillations apparaissant assez clairement et précisément. Le logiciel détectait automatiquement quelles bouées étaient

dans le parcours (à l'intérieur des lay-lines) ou très proches et on pouvait alors choisir de n'afficher que les mesures sur ces bouées. En outre le logiciel colorait automatiquement les courbes des bouées selon leur emplacement par rapport à l'axe du vent. La Figure 5 permet par exemple de repérer une vitesse du vent plus élevée sur la droite du plan d'eau entre 16h50 et 17h20 et le positionnement du capteur associé dans le parcours ou à proximité (trait plein, pointillées). Avec un peu d'habitude on arrive donc à repérer rapidement certaines informations accessibles normalement uniquement depuis le mode cartographie (plus de vent d'un côté du parcours par exemple).

Le succès de ce dispositif de mise à disposition des informations météorologiques tient à plusieurs paramètres :

- Le réseau de points de mesures était suffisamment dense à une échelle adaptée aux régatiers.
- La précision des mesures était garantie par des contrôles quotidiens de la calibration consistant d'abord à calibrer les capteurs disposés sur les bateaux au ponton le matin, puis à les utiliser au niveau des bouées en contrôlant la cohérence des données.
- Le procédé de transfert des données depuis les bouées jusqu'à l'ordinateur de l'utilisateur était robuste. Notamment la dernière étape de transfert de « paquets » de données toutes les 15 secondes par un site ftp (données récupérables si la connexion est interrompue) a bien fonctionné avec une simple carte 3G embarquée sur le bateau.
- Les deux logiciels fournis étaient intuitifs et adaptés à une exploitation en régate.

II.1.3 Lexique « régatier/scientifique » pour la description des évolutions du vent

Le langage habituellement utilisé par les scientifiques pour décrire les variations de la direction du vent consiste à indiquer s'il tourne dans le sens horaire ou trigonométrique. Les régatiers utilisent parfois ce langage, mais ils utilisent le plus souvent un vocabulaire qui leur est propre : les rotations horaires et trigonométriques sont appelées respectivement rotations à droite et rotations à gauche parce qu'un observateur qui se tient face au vent devra se tourner respectivement vers la droite ou la gauche pour demeurer face au vent. L'avantage se situe surtout dans le dialogue tactique : lorsque nous sommes en présence d'un vent qui tourne de façon régulière (on parle de vent « évolutif »), vers la droite (sens horaire), la tactique pour l'exploitation de ce vent consistera alors à aller « à droite du plan d'eau » (pour un observateur tourné dans le sens du parcours), et lorsque le vent oscille autour d'une valeur moyenne, la tactique au près consiste alors à se mettre « tribord amure » (le vent vient de la droite du bateau) lorsque le vent se situe « à droite » du vent moyen. Dans la suite de ce manuscrit les deux appellations pourront être utilisées pour la description des variations du vent.

En anglais la notion de vent « à droite/à gauche » d'un vent moyen existe aussi : on parle alors de « righty/lefty » ou « right shift/left shift ». Pour les rotations à droite/gauche, les anglais utilisent parfois les verbes « to veer / to back ».

En résumé, les régatiers disposent la plupart du temps d'informations de qualité sur la situation météorologique à échelle synoptique (et ses évolutions à moyen terme). Or leurs besoins sont plutôt des prévisions à court terme (à peine quelques heures) de la micro-

météorologie. Notre étude va donc s'orienter vers la meilleure façon d'utiliser les informations disponibles à l'échelle synoptique afin de comprendre les évolutions locales du vent. Dans la partie suivante nous allons donc d'abord faire le point sur la bibliographie relative aux principaux phénomènes météorologiques spécifiques aux sites côtiers. Ces phénomènes sont le plus souvent générés par la superposition de plusieurs processus physiques très simples que nous allons identifier dans un premier temps. Nous envisagerons ensuite la combinaison de ces différents processus.

II.2 Effets de la force de Coriolis sur le vent

La force de Coriolis a été mise en évidence par le mathématicien français Gustave Gaspard Coriolis (1792-1843), elle n'est pas une force au sens strict (l'action d'un corps sur un autre), mais plutôt une force fictive résultant du mouvement de rotation du référentiel lui-même. C'est l'observateur qui change de position par l'action de l'accélération centripète du référentiel et qui interprète tout changement de direction de ce qui l'entoure comme une force inverse. L'introduction de cette force permet donc de simplifier les équations du mouvement dans les repères en rotation par rapport à un référentiel galiléen.

Dans l'atmosphère, les équations de bilan de quantité de mouvement et de continuité s'écrivent en moyenne de Reynolds, dans le cadre de l'hypothèse de Boussinesq, en négligeant la diffusion moléculaire et en tenant compte de la rotation de la terre :

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u'_i u'_j \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x_i} - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j U_k + \frac{g}{\theta_0} (\theta_v - \theta_0) \delta_{3i} \quad (1)$$

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

où θ_v est la température potentielle virtuelle et θ_0 est une température de référence dans la couche limite atmosphérique. Dans l'hypothèse d'homogénéité horizontale du champ de vitesse moyenne ($\partial/\partial x \equiv 0$ et $\partial/\partial y \equiv 0$), l'équation de continuité (2) se réduit à :

$$\frac{\partial W}{\partial z} = 0$$

où W est la composante verticale de la vitesse moyenne. Sachant que W est nulle au niveau du sol, il en résulte que $W = 0$ partout ailleurs. La projection de (1) dans le plan horizontal devient donc, sous l'hypothèse d'homogénéité horizontale :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial \langle u'w' \rangle}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\Omega_3 V \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial \langle v'w' \rangle}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\Omega_3 U \quad (4)$$

On définit le paramètre de Coriolis $f = 2\Omega_3 = 2\Omega \sin \varphi$, où φ est la latitude et Ω la vitesse de rotation de la terre sur elle-même. f est positif dans l'hémisphère Nord et négatif dans l'hémisphère Sud et il vaut environ $10^{-4} \text{ rad s}^{-1}$ pour $\varphi = +45^\circ$.

En condition stationnaire et dans l'atmosphère libre (au-dessus de la couche limite) où le rôle de la turbulence est négligeable, ces équations (3) et (4) se réduisent à :

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + fV \quad (5)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} - fU \quad (6)$$

Dans ces conditions, il y a équilibre entre les forces de pression et les forces de Coriolis. On a coutume d'introduire, à partir de (5) et (6), la notion de vent géostrophique dont les composantes U_g et V_g sont données par :

$$U_g = -\frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} \quad V_g = \frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (7)$$

L'équilibre géostrophique entre la force de Coriolis et le gradient de pression se caractérise donc par un vent parallèle aux isobares. Le vent géostrophique ainsi défini nous permet alors de réécrire les équations de quantité de mouvement (3) et (4) :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial \langle u'w' \rangle}{\partial z} = f(V - V_g) \quad (8)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial \langle v'w' \rangle}{\partial z} = f(U_g - U) \quad (9)$$

L'effet de la force de Coriolis sur le vent ne se limite pas à l'échelle synoptique et au vent géostrophique. Des phénomènes plus locaux sont également influencés par cette force. Ainsi le vent qui souffle à plus de 500 mètres d'altitude environ est très peu perturbé par les frottements, alors que les couches d'air plus proches du sol subissent les effets de la rugosité (§ II.3.1). On observe donc un gradient vertical de la vitesse du vent qui s'accompagne donc également d'un changement de direction du vent entre le sol et le sommet de la couche limite atmosphérique (CLA). La distribution de ce gradient selon la hauteur par rapport au sol dépend principalement de la vitesse du vent en altitude et de la stabilité de la masse d'air. En condition neutre et stationnaire, la résolution analytique des équations (8) et (9), dans lesquelles les contraintes turbulentes $\langle u'w' \rangle$ et $\langle v'w' \rangle$ sont représentées par un modèle à viscosité équivalente (où la viscosité turbulente est supposée constante), conduit à une solution présentée sur la Figure 6 et appelée spirale d'Ekman [1905].

Plusieurs études théoriques [Neumann, 1977 ; Oke, 1987] et expérimentales [Alpert & Neumann, 1984 ; Helmis et al., 1995] ont suggéré que la rotation de la brise thermique observée au cours de la journée était le résultat de l'équilibre entre la force de Coriolis, les gradients de pression à échelle synoptique et à méso échelle, et les forces de

frottement [Zhong & Takle, 1992]. Nous étudierons ces rotations temporelles plus en détail dans le chapitre sur les brises thermiques.

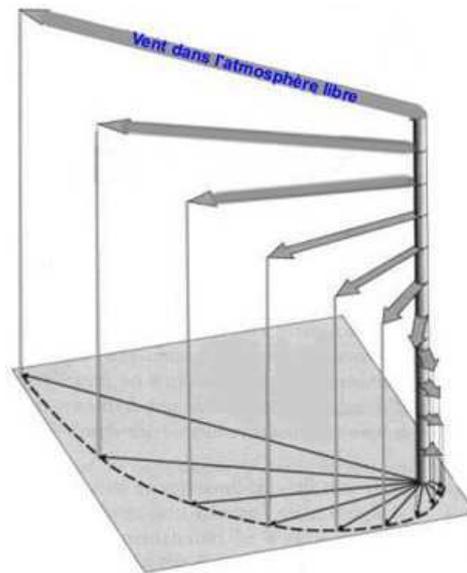


Figure 6 Spirale d'Ekman, illustration de la variation du vent dans la couche limite atmosphérique (odographe du vent).

Comme nous le verrons plus tard la plupart des phénomènes météorologiques sont influencés par l'effet de Coriolis qui fait généralement apparaître un sens de rotation privilégié. Dans la suite de ce travail nous traiterons le cas de l'hémisphère Nord, et considérerons donc, sauf mention contraire, une force de Coriolis associée à cet hémisphère.

II.3 Influence de la présence d'une côte sur le vent près du sol

Nous présentons ici les divers facteurs qui peuvent influencer la manière avec laquelle les basses couches atmosphériques réagissent aux frottements sur la surface terrestre.

II.3.1 Rugosité du sol

Le premier facteur à prendre en compte est la rugosité du sol. Plus la surface est rugueuse, plus les frottements sont importants. Le minimum de frottements est obtenu sur la glace, tandis que les forêts et les zones urbaines sont associées à de très fortes rugosités (Tableau 2).

La théorie de similitude de Monin-Obukhov [Monin & Obukhov, 1954] pour la couche de surface atmosphérique en stratification neutre permet de relier la vitesse moyenne U à l'altitude z au-dessus du sol, la vitesse de frottement u^* et la longueur de rugosité aérodynamique z_0 :

$$\frac{U(z)}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (10)$$

où κ est la constante de Von Kármán. La valeur de z_0 correspond à l'altitude à laquelle la vitesse moyenne du vent s'annulerait si le profil de vitesse logarithmique pouvait être extrapolé au sein des éléments de rugosité.

class		roughness	landscape features
no.	name	length: m	
1	sea	0.0002	open water, tidal flat, snow with fetch above 3 km
2	smooth	0.005	featureless land, ice
3	open	0.03	flat terrain with grass or very low vegetation, airport runway
4	roughly open	0.10	cultivated area, low crops, obstacles of height H separated by at least 20 H
5	rough	0.25	open landscape, scattered shelter belts, obstacles separated by 15 H or so
6	very rough	0.5	landscape with bushes, young dense forest etc separated by 10 H or so
7	closed	1.0	open spaces comparable with H, eg mature forest, low-rise built-up area
8	chaotic	over 2.0	irregular distribution of large elements, eg city centre, large forest with clearings

Tableau 2 Longueurs de rugosité de différents modes d'occupation des sols selon la classification de Davenport révisée par Davenport et al. [2000].

Une conséquence de la rugosité est une diminution du vent moyen dans les basses couches. Ce ralentissement est accompagné d'une rotation à gauche selon la verticale (en se rapprochant du sol) induite par un effet de Coriolis (Figure 6). Ce gradient vertical de direction est d'autant plus fort que la rugosité du sol, et donc le ralentissement du vent, est important : environ 15° entre la surface de la mer et le vent à 500m et jusqu'à plus de 40° au-dessus d'une forêt par rapport à la même altitude de référence de 500m (Figure 7).

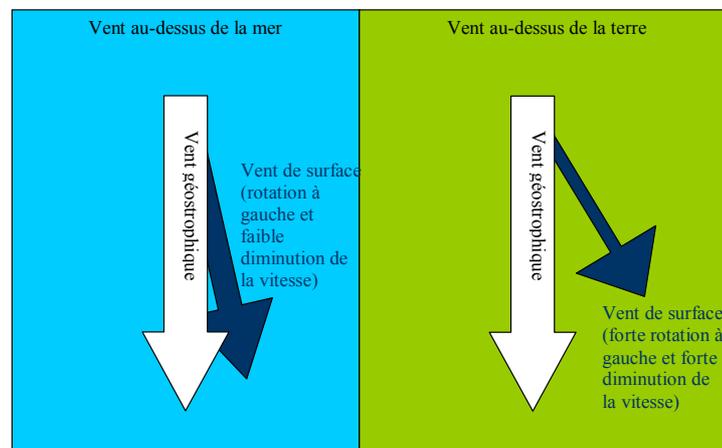


Figure 7 Effets de la rugosité sur le vent près de la surface (mer à gauche, terre à droite).

II.3.2 Etat de stratification de l'atmosphère.

L'autre facteur déterminant dans l'interaction entre le vent et la surface terrestre est l'existence ou non d'une stratification de l'atmosphère. Dans le cas d'une masse d'air stable, il y a très peu d'échanges verticaux turbulents entre les couches présentes à différentes altitudes. Les profils de vitesse décrits par Paulson [1970] montrent que, à vent géostrophique égal et à une altitude donnée, les vitesses moyennes du vent sont plus élevées en situations instables ou convectives qu'en situations stables. Cette remarque n'est valable que pour des altitudes de l'ordre de grandeur des mâts de voilier, c'est-à-dire dans la couche de surface. Au-delà, on trouve en stratification stable des vitesses de vent supergéostrophiques alors qu'elles sont subgéostrophiques en situation instable

La variation diurne de la température des surfaces terrestres au cours de la journée, hormis les phénomènes de brise que nous aborderons plus tard, peut être à l'origine d'une modification de l'état de stratification atmosphérique. C'est particulièrement vrai lors d'épisodes sans couverture nuageuse pendant lesquels les variations diurnes de la température du sol sont les plus importantes. On peut donc s'attendre à une augmentation significative du vent de surface lors des heures les plus chaudes de la journée (condition instable). Ce phénomène est caractéristique des surfaces terrestres, mais peut cependant avoir une incidence sur le vent au-dessus de la mer en cas de vent de terre, et à une courte distance de la côte. En revanche, plus au large ou dans les situations de vent de mer, les variations de la température de surface terrestre ne modifient que très peu la stratification de l'atmosphère au-dessus de la mer car les masses d'air considérées ont séjourné au-dessus de la mer qui a une température à peu près constante. Cependant, s'il existe une couverture nuageuse basse, le réchauffement par le rayonnement solaire du sommet des nuages et son refroidissement relatif pendant la nuit entraînent une diminution de l'instabilité convective pendant la journée et une diminution de la stabilité pendant la nuit. Ce cycle diurne qui a des effets inverses au cycle dû au réchauffement de la surface terrestre a été observé à San Diego où une couche de strato-cumulus stagnant au-dessus de l'océan froid entraîne une chute de la vitesse du vent de 13 nœuds au lever du soleil et jusqu'à 6 à 8 nœuds en milieu d'après-midi [H&C-05].

II.3.3 Effets locaux liés à l'orientation du vent par rapport à la côte.

L'objectif de cette section est de décrire les principales caractéristiques du vent en présence de transition mer-terre dans des cas simples. Nous examinerons les variations en force et direction d'un vent passant d'une surface terrestre à la mer, d'un vent longeant une côte et enfin d'un vent de mer à l'approche d'une côte. Sauf mention contraire nous considérerons une côte relativement plate, c'est-à-dire sans falaises ni reliefs trop escarpés dans les premiers kilomètres du bord de mer.

Comme nous l'avons vu précédemment, dans l'hémisphère Nord, le vent au-dessus de la terre est environ 40° plus à gauche que le vent géostrophique alors que cette différence n'est plus que de 15° pour le vent au large (Figure 7).

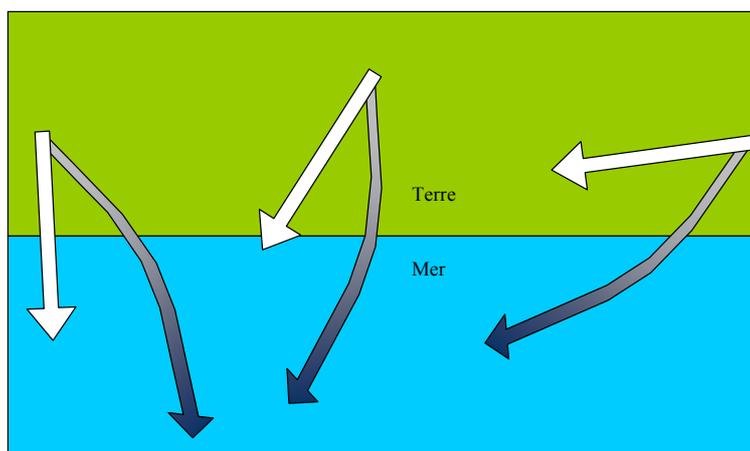


Figure 8 Accélération et rotation du vent lors du passage de la terre à la mer dans le cas d'un vent de terre, les flèches blanches représentent le vent géostrophique, les flèches colorées l'évolution du vent de surface en direction et intensité.

Lorsque le vent souffle de terre, cette rotation de 40° à 15° d'écart entre le vent géostrophique et le vent au sol (Figure 8) se fait en une distance variant de 1km (conditions instables) à 5km (conditions stables) de la côte selon la direction du vent [H&C-05]. Plus la direction du vent géostrophique est proche de la parallèle au trait de côte, plus la rotation et le renforcement se font sur une courte distance.

Lorsque le vent vient d'une direction proche de la parallèle à la côte, l'asymétrie générée par l'effet de Coriolis (caractéristique de l'hémisphère) nous impose de distinguer deux situations appelées par les régatiers « côte à gauche » et « côte à droite ».

Le terme « côte à gauche » (Figure 9) désigne l'effet de site correspondant à un vent parallèle à la côte, tel qu'un observateur regardant « face au vent » a la terre sur sa gauche et la mer sur sa droite. Dans ce cas, les vents de surface en mer et à terre convergent (pour un même vent géostrophique). Il en résulte la création d'une bande de vent plus fort près de la côte qu'au large. Sur une côte rectiligne cette bande de vent s'étend sur 2 à 5 km du bord et présente des survitesses allant jusqu'à environ 25% du vent au large.

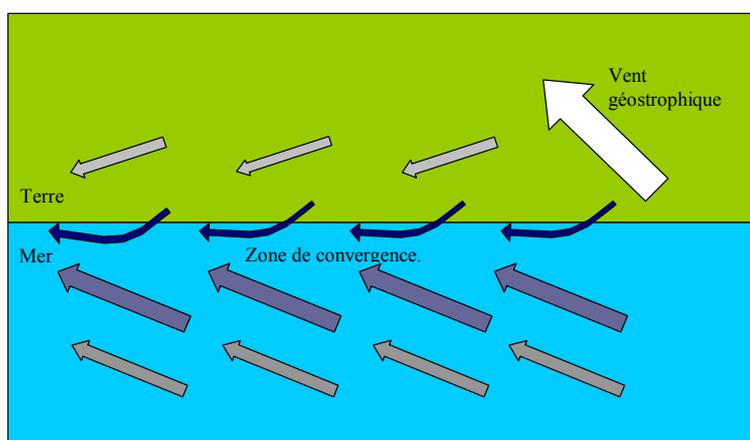


Figure 9 Effet de "côte à gauche", la flèche blanche représente le vent géostrophique, les flèches colorées l'évolution du vent de surface en direction et intensité.

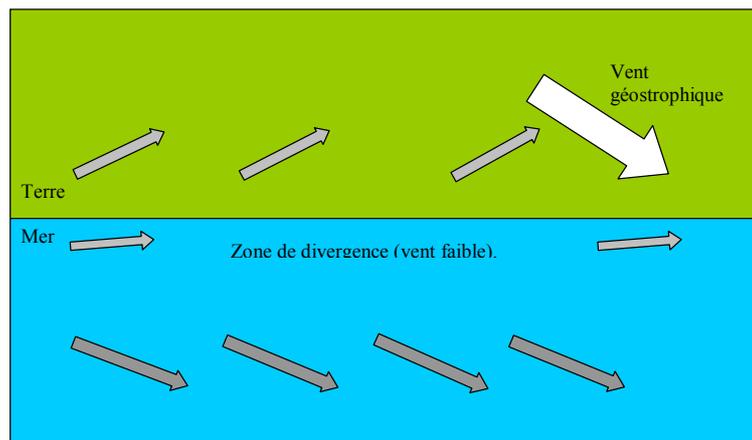


Figure 10 Effet de "côte à droite", la flèche blanche représente le vent géostrophique, les flèches colorées l'évolution du vent de surface en direction et intensité.

L'effet sur une « côte à droite » (Figure 10) est l'inverse de celui observé sur une côte à gauche et se traduit par une zone de vent faible due à la divergence du vent en surface. La localisation de cet effet est plus difficile à déterminer que pour une « côte à gauche ». Certains auteurs affirment que cet effet n'est plus sensible au-delà de 10 km de la côte [H&C-05].

Durant les journées les plus ensoleillées, l'effet de diminution du vent décrit ci-dessus peut être contrecarré par un « renforcement thermique » près de la côte lié à l'établissement d'une brise de mer (§ II.4.1).

Enfin, par vent de mer, il n'y a rien de spécial à noter pour un navigateur tant que le relief de la côte n'est pas trop marqué (dans le cas contraire on peut observer une « zone tampon » de vent faible très près d'une côte abrupte ou d'une falaise). L'essentiel de la rotation (plus on se situe dans les terres, plus le vent s'oriente vers la gauche) et du ralentissement du vent apparaît au-dessus de la terre.

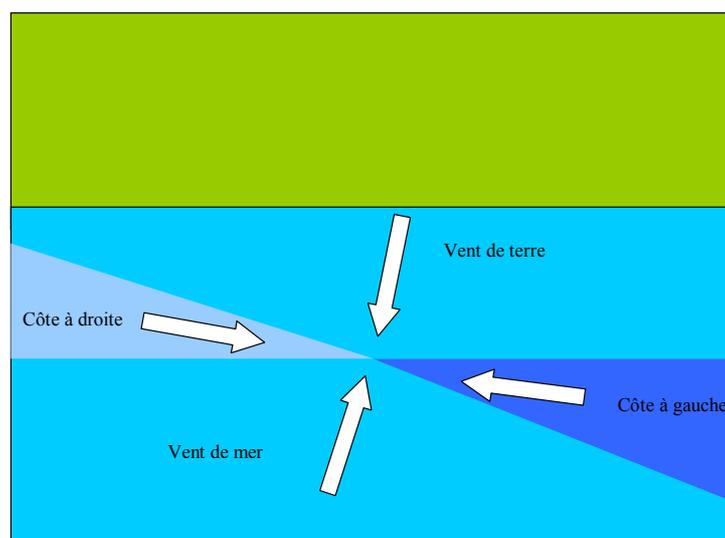


Figure 11 Secteurs de vent correspondant aux différents effets de côte.

Une méthode de classification reprenant les quatre cas décrits ci-dessus (vent de terre, côte à gauche, côte à droite et vent de mer) est présentée Figure 11. Cette classification

reste qualitative et assez approximative car les zones de transition d'un phénomène à un autre sont assez mal définies. En pratique, il faut également tenir compte du découpage de la côte. Dans le cas d'une côte qui n'est pas vraiment rectiligne, il faut par exemple envisager les accélérations et dévents sur les caps et dans les baies. Ce découpage en quatre secteurs de vent se montrera cependant déterminant lors de l'étude du développement de la brise thermique selon l'orientation du vent géostrophique (§ II.4.1.4).

II.3.4 Influence d'une île sur le vent près du sol.

Nous nous intéressons ici aux modifications locales du vent passant à proximité d'îles ou de presque îles dont la présence près du littoral est une des caractéristiques que l'on trouve autour de la baie de Quiberon. Les deux principaux facteurs qui déterminent la façon dont une île modifie le vent sont son étendue et sa hauteur (on peut également ajouter la stabilité de l'atmosphère et la rugosité du sol qui jouent un rôle comme pour tous les effets de site). Bernot [1994] considère que le dévent d'une île s'étend jusqu'à environ trente fois la hauteur de l'île, cette valeur restant valable pour les reliefs très escarpés comme en Sicile par exemple.

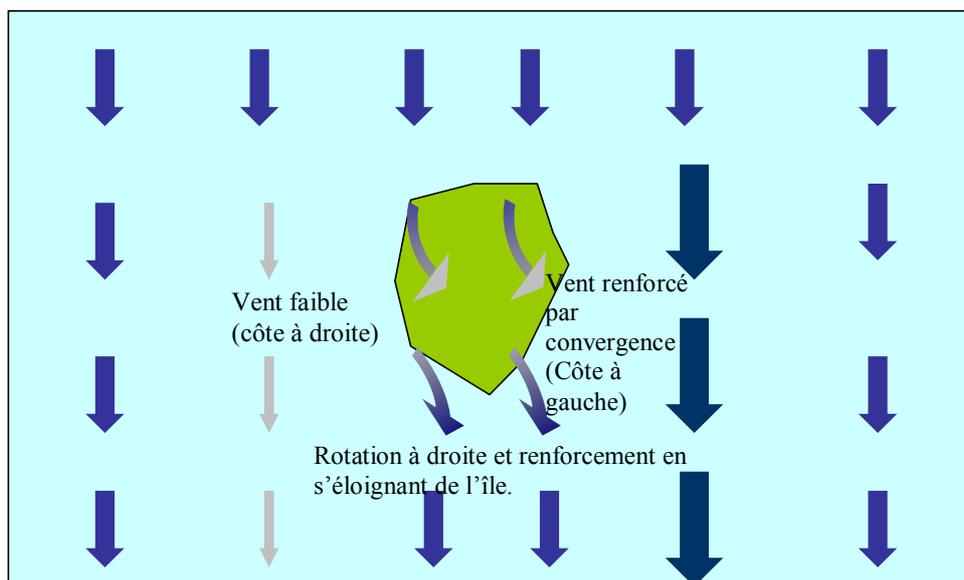


Figure 12 Influence d'une île sur le vent près du sol.

La circulation du vent autour d'une île peut être analysée en décomposant cette île en quatre parties (Figure 12) :

- Une côte au vent qui ne présente rien de remarquable, sauf si cette côte est constituée de falaises abruptes : dans ce cas il peut exister une zone dite « tampon » de vent faible le long de la falaise.

- Une côte sous le vent : du point de vue d'un observateur en mer, le vent est un « vent de terre », ralenti par les frottements à la surface de l'île, puis accéléré en s'éloignant de l'île. Cette modification de la vitesse entraîne une rotation à droite lorsque l'on s'éloigne sous le vent de l'île.
- La côte dessinée sur la droite du schéma est soumise à l'effet de site dit de « côte à gauche » : on y retrouve donc une accélération par convergence du vent au voisinage de l'île.
- Enfin, la dernière partie (dessinée à gauche sur le schéma) est soumise à un effet de « côte à droite » si elle est suffisamment longue et rectiligne pour que cet effet puisse se développer (diminution du vent près du rivage par effet de divergence). En revanche si l'île est de petites dimensions, cette portion de la côte est alors assimilable à une pointe plutôt qu'à une côte rectiligne. L'effet d'accélération sur cette pointe peut entraîner un effet inverse d'une « côte à droite ».

II.3.5 Effets liés aux gradients de température de la surface de la mer.

Lors de la campagne de mesure de juin 2006 (chapitre III), nous avons pu constater des différences de la température de surface de la mer de plusieurs degrés à seulement quelques centaines de mètres d'écart. Il existe plusieurs origines aux gradients de la température de la surface de la mer.

L'apport d'eau d'un estuaire peut entraîner des différences de la température de surface supérieures à 5°C, le mélange étant en outre limité par la différence de salinité entre l'eau douce et la mer. La zone de démarcation entre les eaux de différentes températures est alors très localisée dans l'espace, et le plus souvent visible à l'œil nu (changement de teinte, de turbidité, particules flottantes comme des algues ou des débris végétaux).

Les courants de marées peuvent aussi amener en contact des masses d'eau aux caractéristiques variées : le gradient de température entre une eau venue de 25 mètres de fond et une masse d'eau qui a stagné au-dessus de hauts-fonds chauffés par le soleil est de l'ordre de plusieurs degrés Celsius. Dans ce cas également la différence de température liée au passage d'une masse d'eau à l'autre se fait en quelques mètres.

Un vent de terre peut également générer un « upwelling » en repoussant les couches d'eau de surface (chauffées par le soleil) plus au large, pour laisser la place à de l'eau plus fraîche venue du fond de la mer.

Le principal effet d'un refroidissement de la température de surface de la mer est un refroidissement des basses couches de l'atmosphère. Il en résulte une augmentation de la stabilité atmosphérique dont la conséquence est un vent en surface plus faible (§ II.3.2) [H&C-05]. Ce ralentissement du vent est accompagné d'une rotation à gauche induite par la force de Coriolis (Figure 13).

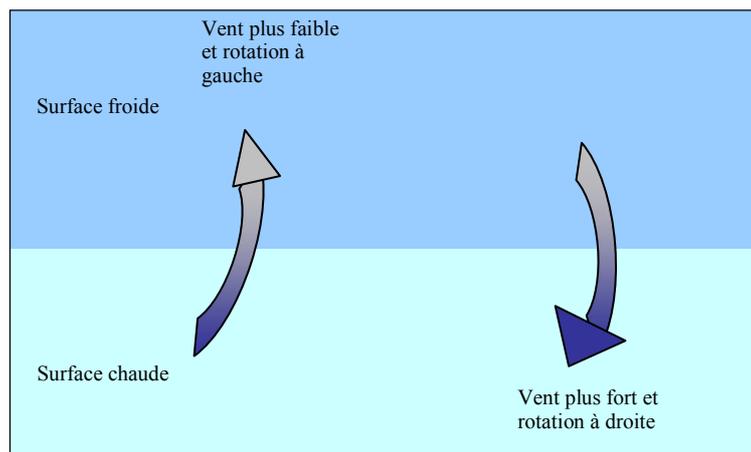


Figure 13 Effets d'un gradient de la température de surface sur le vent.

Si l'état de stabilité de la masse d'air est tel que l'on a un air stable au-dessus de la surface la plus froide et un air instable au-dessus de la surface la plus chaude, on peut alors s'attendre à des différences de la force du vent de l'ordre de grandeur de 25%.

H&C-05 considèrent qu'une différence de 1°C entre deux points d'un plan d'eau de régates peut entraîner une différence sensible pour les régatiers dans la force et la direction du vent.

II.4 Brises thermiques

II.4.1 Brise marine

La brise marine, aussi appelée brise de mer, est le nom d'un phénomène météorologique qui peut apparaître le long d'une côte lorsque la température de surface de la terre est supérieure à celle de la mer. Il en résulte un gradient horizontal de la température des basses couches de l'atmosphère, qui entraîne lui-même un vent qui se dirige globalement de la mer vers la terre. Un courant ascendant sur les terres, un retour du flux en altitude et un retour de l'air descendant sur la mer viennent compléter ce cycle en boucle appelé « cellule de brise ». Ce phénomène est très courant sur la plupart des côtes du globe, les belles journées ensoleillées favorisant l'apparition du phénomène. De nombreux facteurs que nous étudierons plus tard influencent l'apparition et l'extension du phénomène. Ce phénomène a de multiples implications dans la vie quotidienne des zones côtières (agriculture, tourisme, pollution, navigation, etc.), et à ce titre a fait l'objet de nombreuses recherches citées tout au long de cette section.

II.4.1.1 Phénomène générateur

Lors d'une journée plutôt ensoleillée, la température de surface de la terre peut s'élever de l'ordre de grandeur de la dizaine de degrés et dans le même temps, la température de surface de la mer est beaucoup plus stable (quelques degrés de variations diurnes) car les transferts thermiques sont plus lents dans le sol qu'au sein de la masse d'eau. En fin de matinée ou en début d'après-midi, lorsque la température du sol dépasse celle de la mer, l'air au-dessus du sol en s'échauffant crée une dépression locale (Figure 14, 1). Le gradient de pression entre l'air marin et celui au-dessus de la terre crée un flux de la mer vers la terre à proximité de la surface (Figure 14, 2). L'air chauffé au-dessus du sol s'élève, ce qui a pour conséquence de créer une surpression relative en altitude (Figure 14, 3). Cette surpression s'évacue en créant une circulation dite « de retour » en altitude (Figure 14, 4). La circulation de retour va permettre la descente au large d'une zone d'air réalimentant la circulation de surface qui va de la mer vers la terre (Figure 14, 5).

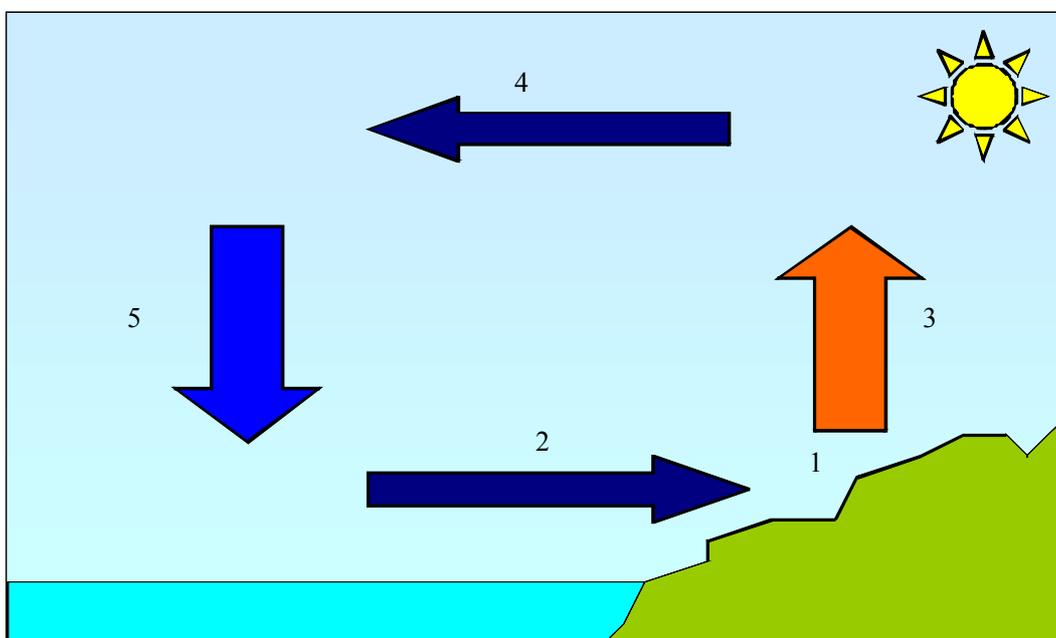


Figure 14 Schéma simplifié du développement de la cellule de brise marine.

L'ordre dans lequel ces 5 phases se déroulent n'est pas clairement défini. Tijm & van Delden [1999] ont analysé différentes études sur ce sujet et ont conclu qu'elles n'aboutissaient pas aux mêmes résultats. La théorie retenue par Tijm & van Delden stipule que la première étape est la phase 4. Simpson [1994] quant à lui suppose que le démarrage de la brise marine se fait par la phase 2. La troisième théorie appelée « mixed theory » par Godske et al. [1957] estime que l'expansion de l'air chauffé au-dessus du sol se fait à la fois horizontalement et verticalement, la génération de la brise marine au sol (phase 2) et celle du courant de retour en altitude (phase 4) seraient alors simultanées.

II.4.1.2 Caractéristiques de la cellule de brise.

La connaissance du fonctionnement de la cellule de brise est nécessaire pour appréhender des phénomènes comme la dispersion de polluants, mais une bonne connaissance des

cellules de brise permet aussi d'améliorer les prévisions météorologiques dans les situations propices au déclenchement de la brise. Miller et al. [2003] proposent une décomposition du phénomène en différentes composantes ayant des propriétés bien définies. La description qui suit et le schéma qui s'y rapporte (Figure 15) sont inspirés de Leroyer [2006].

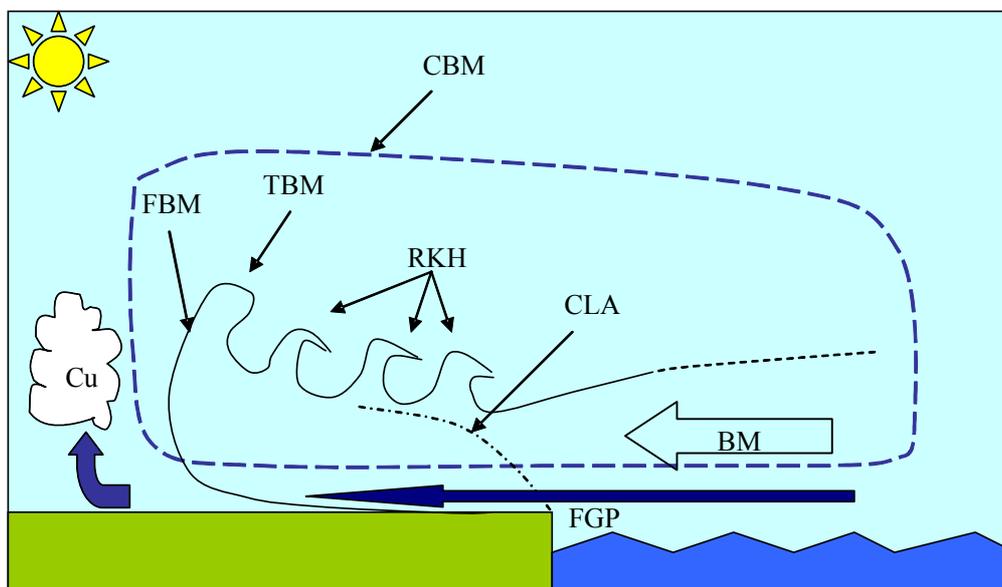


Figure 15 Schéma de la constitution d'une cellule de brise de mer (d'après Miller et al., 2003).

La force générée par le gradient de pression (FGP, « pressure gradient force » en anglais) est la conséquence du gradient thermique. Chiba et al. [1999] ont mesuré par exemple des différences de température de l'air de l'ordre de 3°C à 9°C entre un site au bord de la mer et d'autres sites situés à 20-30km dans les terres.

La circulation de la brise de mer (CBM) correspond à la boucle créée par la circulation du vent. Comme nous l'avons déjà évoqué, près du sol, le vent se dirige globalement de la mer vers la terre et en altitude un courant de retour se dirige vers la mer. Une boucle complète a été observée la première fois par Finkle et al. [1995]. La cellule observée s'étendait verticalement sur environ 1km. L'extension horizontale de cette cellule était beaucoup plus importante sur la mer que sur la terre. Au contraire, Chiba et al. [1999] ont observé des distances de pénétration de la brise dans les terres de 10 à 25km pour des vents géostrophiques parallèles à la côte, alors que dans le même temps la brise ne s'étendait en mer qu'à 10km des côtes. L'extension sur les terres et en mer de la CBM est donc soumise à l'influence de plusieurs paramètres comme l'intensité du chauffage du sol, le vent géostrophique et le relief de la zone concernée. Selon Banta et al. [1993] l'existence du courant de retour est favorisée par de forts courants ascendants, un forçage synoptique faible et une région côtière relativement homogène. Si ce courant de retour est une condition nécessaire pour considérer qu'une cellule de brise est « fermée » (c'est-à-dire avec conservation de la masse), certains auteurs rapportent son absence ou estiment que ce retour est insuffisant pour contrebalancer la composante se dirigeant de la mer vers la terre près du sol [Estoque, 1962 ; Intrieri et al., 1990].

Le front de brise de mer (FBM) marque la limite de propagation dans les terres du système de brise de mer. La masse d'air froide et humide venue de la mer y côtoie une

masse d'air généralement plus chaude et sèche, c'est donc à cet endroit que les gradients de température et d'humidité sont les plus importants. Ce front correspond à une zone de convection de l'air chauffé sur le sol. Les vitesses verticales associées à ce mouvement qui ont pu être observées sont de l'ordre de 0,5 à 2 m s⁻¹, alors que les valeurs observées dans la zone de subsidence au-dessus de la mer sont de l'ordre de -0,5 à -1,5 m s⁻¹ [Helmis et al., 1987]. Le front présente généralement un angle de 10 à 30° par rapport au sol [Wood et al., 1999], sauf si le vent synoptique est de sens opposé à la brise de mer et d'intensité relativement forte [Helmis et al., 1987] ou si le terrain a une faible rugosité [Wood et al., 1999] : dans ces conditions, l'angle entre la pente du front et l'horizontale diminue. Les vitesses de pénétration du FBM mesurées dans les terres sont de l'ordre de 1 m s⁻¹ [Chiba et al., 1999] à 2 m s⁻¹ [Zhong & Takle, 1992]. Toutefois, d'après les simulations de Arritt [1993], un vent géostrophique de terre suffisamment fort (6 m s⁻¹) peut arrêter la pénétration du FBM, et même le déplacer en mer pour un vent géostrophique compris entre 6 et 11 m s⁻¹. Au-delà de 12 m s⁻¹, l'existence d'une CBM semble compromise.

La tête de brise de mer (TBM) est créée par l'ascendance de l'air provenant de la brise de mer (BM). Finkle et al. [1995] l'identifient par les fortes valeurs de l'humidité spécifique.

Les « rotors » de Kelvin-Helmoltz (RKH) sont des structures tourbillonnaires qui peuvent apparaître lorsqu'une instabilité se crée à l'interface entre le courant de retour en altitude et le courant de brise de mer. Ces zones de fortes turbulences ont été bien observées lors de mesures à bord d'hélicoptères [Chiba et al., 1999].

L'extension verticale de la brise de mer varie de quelques mètres lors de l'établissement de la brise à 1km [Zhong & Takle, 1992] voire 1,5km [Yoshikado & Kondo, 1989]. Les simulations effectuées par Arritt [1993] ont montré que l'épaisseur de la BM diminuait lorsque la zone était soumise à un vent géostrophique soufflant de la terre vers la mer.

Il existe un certain nombre d'approches mathématiques du problème visant à estimer la vitesse du vent sur le contour d'une circulation de brise schématisée sur la Figure 16. L'une d'elle, basé sur le théorème de la circulation de Bjerknes, conduit à :

$$\frac{DU}{Dt} = \frac{R \ln(P_0/P_1)(\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{2(H+L)} \quad (11)$$

où \bar{T}_1 (resp. \bar{T}_2) est la température moyenne de la colonne d'air au-dessus de la terre (resp. de la mer), P_0 est la pression en surface et P_1 la pression dans la partie supérieure de la cellule de brise.

Miller et al. [2003] estiment, avec les valeurs $P_0=1000$ hPa, $P_1=900$ hPa, $\bar{T}_2 - \bar{T}_1 = 10$ K, $L=20$ km et $H=1$ km, que la vitesse moyenne du vent autour du périmètre vaut 25.9 m.s⁻¹, une heure après une situation initiale sans vent. Simpson [1994] suggère que cette valeur devrait plutôt être de l'ordre de grandeur de 6 à 7 m.s⁻¹. Miller et al. [2003] considèrent que cette surestimation de la vitesse du vent a deux principales explications : d'une part l'hypothèse qui consiste à négliger les frottements et d'autre part l'analyse bidimensionnelle qui ne prend pas en compte la composante parallèle à la côte. Il existe d'autres modélisations du même type qui intègrent de manière plus complexe le réchauffement du sol ou les frottements [voir Drobrinski, 2005]. Les résultats sont

intéressants d'un point de vue qualitatif mais demeurent généralement très approximatifs d'un point de vue quantitatif.

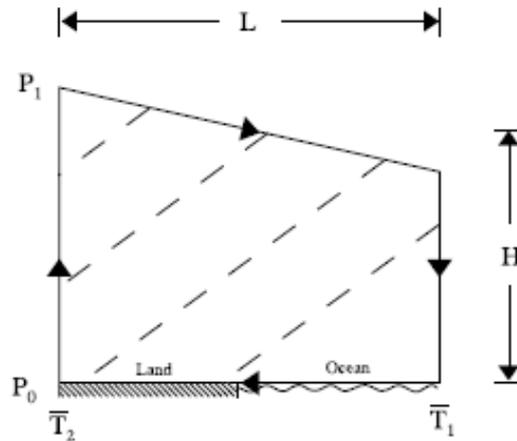


Figure 16 Schéma de la cellule de brise de mer. Les traits en pointillés correspondent aux lignes de niveau de la masse volumique de l'air, avec l'air le plus dense en bas à droite [Holton, 1992].

II.4.1.3 Influence du terrain.

II.4.1.3.1 Influence du mode d'occupation des sols

Le mode d'occupation des sols des côtes européennes, très hétérogène, est constitué d'une alternance de villes, de zones agricoles, de zones sauvages (marais, dunes, forêt, landes, etc.), de zones pavillonnaires, etc. Chaque mode d'occupation a ses propres caractéristiques en termes de rugosité, de propriétés thermiques, radiatives et hydrologiques. Il en résulte des réactions différentes lors de l'établissement de la brise thermique mais aussi des phénomènes météorologiques particuliers à l'échelle synoptique [Pielke et al., 1999 ; Sertel et al., 2009]. Les sols de type artificiel (bâtiments, parking, routes) se réchauffent généralement plus vite que les sols recouverts de végétation (forêt, prairies). Ce réchauffement s'explique entre autres par un albédo plus faible, et par le caractère imperméable de ces surfaces qui ne permet pas le stockage d'eau dans le sol, réduisant ainsi l'évapotranspiration [Civerolo et al., 2000]. Les simulations numériques effectuées avec le modèle atmosphérique Submeso [Herlédant, 2004] couplé au modèle de sol SM2U [Dupont & Mestayer, 2006 ; Leroyer, 2006] ont bien montré que les villes influencent l'apparition de la brise marine. Plusieurs études ont montré que la progression du FBM est également freinée pendant plus de deux heures à la frontière extérieure des villes côtières du côté opposé à la mer [Yoshikado, 1992 ; Friedrich & Mölders, 2000 ; Leroyer, 2006].

II.4.1.3.2 Influence du relief

Le relief des zones côtières est un paramètre essentiel des phénomènes thermiques météorologiques à méso échelle comme la brise de mer [Atkins et al., 1997 ; Doyle, 1997 ; Cui et al., 1998 ; Nitis et al., 2004]. L'influence d'un relief sur la brise marine dépend de plusieurs paramètres dont la distance du relief par rapport à la côte ou

l'orientation de la pente par rapport au soleil. Par exemple si une pente bien exposée au soleil se trouve à proximité de la plaine côtière, la brise de pente ascendante peut accélérer l'apparition de la BM et favoriser la pénétration du FBM dans les terres. En revanche le même relief ombragé par des nuages ou de la brume peut fortement ralentir la progression du FBM et le confiner d'un côté du relief [Asai & Mitsumoto, 1978].

II.4.1.3.3 Influence de la forme du trait de côte

L'échelle spatiale de la brise de mer est généralement liée au temps écoulé depuis le début du développement de la brise de mer. Sur une côte complexe, un système de brise locale appelée « shallow sea breeze » (SSB) se développe d'abord sur chaque tronçon de côte, l'extension verticale de ces brises étant de l'ordre de grandeur de 300m [Banta, 1995]. Ces observations ont également permis de mettre en évidence l'interaction entre les SSB et un système de brise à méso-échelle appelé « deep sea breeze » (DSB) présentant une extension verticale de 600m. Banta [1995] montre que lorsque la DSB prend de l'ampleur, la SSB près du sol finit par disparaître. Bastin & Dobrinski [2006] expliquent au contraire que la SSB peut perdurer si sa direction est suffisamment distincte de celle de la DSB comme ce fut le cas lors de la campagne ESCOMPTE sur la région de Marseille en juin 2001 : ils mesurent, comme Banta, deux systèmes de brises qui présentent des échelles temporelles et spatiales différentes. Dans le cas de Marseille l'orientation de la SSB (secteur Ouest) est suffisamment différente de celle de la DSB de secteur sud (qui se développe plus tard dans la journée) pour permettre un maintien de la SSB tout au long de la journée. Banta [1995] propose de différencier les SSB des DSB en se basant sur l'altitude où la vitesse du vent est la plus élevée : si le maximum est atteint près du sol, nous sommes dans le cas d'une SSB, si le maximum est atteint vers 300m nous sommes alors en présence d'une DSB. Le flux de retour en altitude serait également une caractéristique propre aux DSB et absente des SSB.

La forme du trait de côte, en créant des phénomènes de convergence (côte convexe) ou divergence (côte concave) du vent de surface, influe sur la plupart des composantes du FBM comme son déplacement et l'intensité du vent vertical en son sein [Purdom, 1976 ; Baker et al., 2001 ; Gilliam et al., 2004]. Miller et al. [2003] relèvent qu'une baie située dans l'hémisphère Nord avec la mer au sud et la terre au nord voit plus de convergence et de mouvements d'ascendance sur sa pointe située à l'ouest. Cette asymétrie s'explique par l'action de la force de Coriolis [MacPherson, 1970]. La rotation à droite (dans l'hémisphère Nord) des brises thermiques peut-être fortement perturbée par la forme du trait de côte. Le cas de certaines brises qui ont été observées avec une rotation inverse peut être expliqué par la complexité du trait de côte et du relief [Kusuda & Alpert, 1983 ; Simpson, 1994 ; Prtenjak, 2003].

- Cas d'un lac :

Si les dimensions du lac sont de l'ordre de grandeur de 40-50 km ou plus on retrouve sur chaque portion du bord du lac le système de brise évoqué précédemment. Par contre si les dimensions du lac sont plus faibles, la zone d'apport en air frais pour « nourrir » la brise devient insuffisante au bout d'un laps de temps qui dépend de la taille du lac (20-30 min pour un lac de 5-6km [H&C-05]). La brise s'estompe alors jusqu'à ce que le sol autour du lac se réchauffe à nouveau : on assiste à une alternance de périodes avec et sans brise dont la fréquence dépend essentiellement de la taille du lac [H&C-05].

- Cas d'une île :

C'est la situation inverse du lac, la source d'air frais n'est plus le facteur limitant. En revanche la brise marine manque d'espace sur les terres pour se développer. Le fort afflux d'air froid sur l'île va refroidir le sol plus rapidement que dans le cas d'une côte rectiligne ce qui a tendance à affaiblir la brise existante (par réduction du gradient de température générateur de la brise), jusqu'à ce que le sol se réchauffe à nouveau et que la brise redémarre. Comme pour un lac nous avons affaire à des cycles dont la fréquence dépend de l'envergure de l'île (20-30 min de période pour une île circulaire de 10-15 km de diamètre) [H&C-05]. Les simulations réalisées par Xian & Pielke [1991] permettent d'estimer la largeur critique d'une île permettant le développement complet d'un système de brise à environ 100km de diamètre.

- Cas d'une île proche de la côte :

Dans ce cas, le début de l'installation de la brise marine se déroule sans interactions notables entre la côte et l'île. Après un certain laps de temps qui dépend principalement de la distance entre l'île et la côte, la brise créée à terre s'étend vers l'île. Dans le même temps, la brise marine créée sur la partie de l'île tournée vers le continent s'étend également. Une zone sans vent résulte de la rencontre de ces deux systèmes. Pendant ce temps la brise continue de se développer sur la partie exposée au large de l'île ainsi que sur le reste de la côte. Comme nous l'avons vu précédemment la brise créée par l'île demeure plus faible que la brise continentale. La brise continentale va donc finir par « englober l'île » : la direction globale de la brise sera la direction de la brise continentale. On peut cependant observer certains effets locaux à proximité de l'île. Nitis et al. [2004] ont simulé des épisodes de brise thermique sur la côte adriatique. Des simulations prenant en compte une île située en sortie d'une baie ont été comparées au cas où cette île était remplacée par de la mer. Les résultats de ces simulation ont montré que :

- La présence de l'île renforce le thermique dans la baie, diminuant le caractère concave du trait de côte et ainsi la divergence du vent dans la baie.
- Le chenal entre l'île et la côte est le siège d'un phénomène d'accélération de la brise par canalisation.

II.4.1.4 Influence d'un vent synoptique.

II.4.1.4.1 Quadrants synoptiques.

Sur les côtes bretonnes, il est statistiquement assez rare de se trouver dans une situation de marais barométrique. Il existe donc presque toujours un gradient de pression à échelle synoptique qui génère un vent dit synoptique ou géostrophique (§ II.2). Pour autant ce vent existant n'annihile pas forcément les brises thermiques ; dans certaines conditions que nous allons voir, il peut même augmenter leur intensité.

Les théories utilisées par les régatiers concernant l'influence du vent géostrophique sur le développement de la brise marine distinguent cinq principaux scénarios. Le premier scénario correspond à une situation de vent géostrophique nul ou très faible. Les quatre

autres scénarios sont classifiés selon l'orientation du vent géostrophique par rapport à la côte. La classification reprise la plus souvent par les régatiers nomme chacune de ces zones par un numéro allant de 1 à 4 [H&C-05 ; Bernot, 1994]. On retrouve cependant, dans la littérature spécialisée du milieu du nautisme ou dans les publications scientifiques, d'autres manières de classifier l'influence du vent géostrophique sur les épisodes de brise marine [Gilliam et al., 2004]. Dans ce chapitre nous exposerons la méthode des quadrants numérotés de 1 à 4 (Figure 17). Nous évoquerons en parallèle les autres théories présentes dans la littérature scientifique à propos de l'influence du vent synoptique.

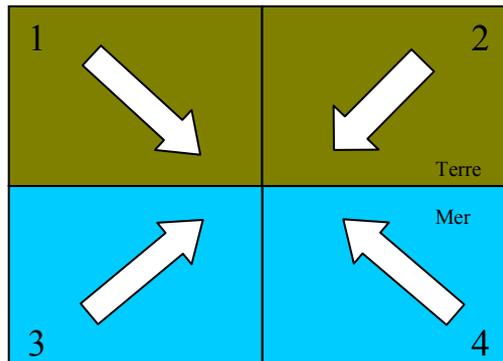


Figure 17 Découpage et numérotation des quadrants pour une côte rectiligne. Les flèches blanches correspondent à la direction du vent géostrophique.

La classification en quadrants est inspirée du schéma de caractérisation du vent au voisinage d'une côte en fonction de son angle par rapport au vent (Figure 11). Cependant les secteurs angulaires des Figure 11 et Figure 17 ne correspondent pas. Les quatre secteurs choisis ici sont considérés comme égaux entre eux (90° chacun) et numérotés de 1 à 4. Adams [1997] ne considère que trois catégories de brises :

- La brise marine pure ou « pure sea breeze » qui correspond aux épisodes de forçage géostrophique nul ou très faible.
- La brise marine « en tire-bouchon » ou « corkscrew sea breeze » qui correspond au quadrant 1.
- La brise marine « par la porte de derrière » ou « backdoor sea breeze » qui correspond au forçage dans le quadrant 2.

Pour les vents de secteurs 3 et 4, Adams considère que la présence d'une brise marine n'est pas possible.

Miller & Keim [2003] ont réalisé une autre classification de l'influence du vent géostrophique sur la brise marine. En plus de la classification par directions du vent géostrophique, ils ont introduit une classification liée à la situation météorologique à l'échelle synoptique qui prend en compte la courbure des isobares qui détermine la stabilité des basses couches de l'atmosphère (courbure vers le centre de l'anticyclone en stable, vers le centre de la dépression en instable) ou encore l'imminence du passage d'un front. Cette étude statistique explore l'occurrence des phénomènes de brise marine selon le gradient de température entre terre et mer, la force de la composante du vent perpendiculaire à la côte et la situation météorologique synoptique.

Dans l'ensemble des études sur l'influence du vent synoptique citées ci-dessus, on trouve rarement des valeurs des vitesses critiques du vent synoptique qui permettent l'établissement des brises « corkscrew sea breeze » ou « backdoor sea breeze ».

II.4.1.4.2 *Quadrant 1*

Lors des premières heures de l'établissement de la brise, lorsque le vent prédominant près du sol est encore dans le même secteur que le vent géostrophique (quadrant 1), il y a divergence au voisinage de la côte («côte à droite»). Une conséquence de cette divergence est la subsidence d'air issu des couches supérieures. Cette subsidence fournit l'apport en air nécessaire au développement de la circulation de brise de mer (CBM). En outre le flux géostrophique dirigé de la terre vers la mer favorise le retour en altitude de la CBM. Ce quadrant est considéré comme le plus favorable pour l'établissement d'une brise marine. Comme indiqué sur la Figure 18, la brise s'établit d'abord près de la côte comme pour une brise marine avec un vent synoptique nul, puis s'étend à la fois dans les terres et au large. Son renforcement dans l'après-midi est accompagné d'une rotation à droite (effet de Coriolis), jusqu'à un angle de environ 20° par rapport à la côte. D'après Miller et al.[2003] ce quadrant est celui qui nécessite le gradient de température le plus faible entre la terre et la mer pour engendrer une brise marine. La composante du vent géostrophique parallèle à la côte rend la circulation de brise hélicoïdale, au lieu de la simple boucle observée pour la brise sans forçage géostrophique, d'où le terme « corkscrew sea breeze » donné par Adams [1997].

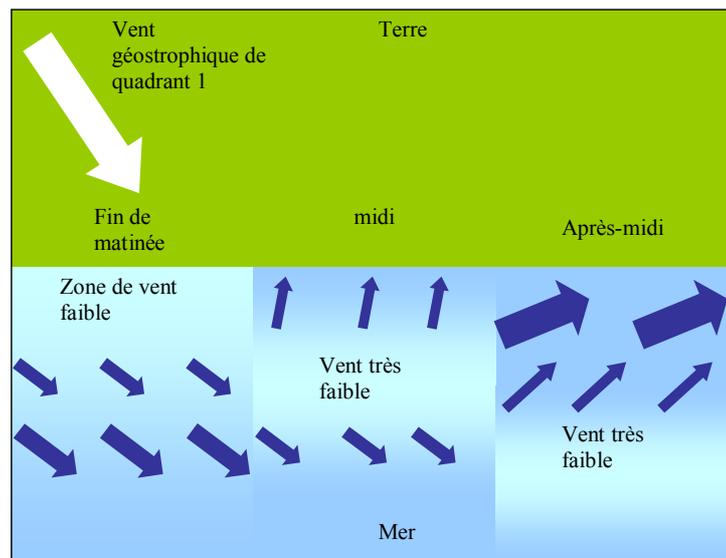


Figure 18 Influence d'un vent synoptique de quadrant 1.

II.4.1.4.3 *Quadrant 2*

Comme pour les vents géostrophiques de quadrant 1, les vents issus du quadrant 2 favorisent le retour en altitude de la CBM. En revanche la composante parallèle à la côte de ce flux a tendance à créer la convergence sur les zones proches du rivage («côte à gauche»). Cette convergence génère des ascendances qui perturbent la subsidence du retour en altitude nécessaire au bon développement de la brise marine. D'après H&C-05, en pratique la brise commence à se développer à plusieurs kilomètres au large, hors de la zone de forte convergence, puis progresse lentement vers la côte (Figure 19). Il en résulte une zone (500m à 1km de large) où les vents de directions contraires s'opposent. La formation de la CBM dans ce quadrant nécessite un gradient de température plus élevé que dans le cas de la brise marine pure. Comme pour le quadrant 1 et la « corkscrew sea breeze », cette CBM est hélicoïdale mais dans le sens opposé. Outre cette différence, à

gradient de température égal, cette brise se développera plus tardivement, sera plus faible, et aura tendance à plus osciller en force et direction [Adams, 1997]. Ainsi, le quadrant 2, bien que moins favorable que le quadrant 1 reste cependant propice à l'établissement de la brise marine.

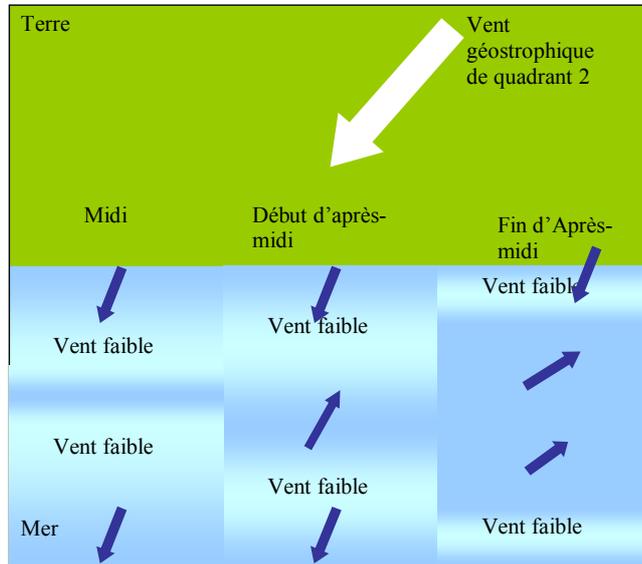


Figure 19 Influence d'un vent synoptique de quadrant 2.

II.4.1.4.4 *Quadrant 3.*

Un vent géostrophique dans le quadrant 3, en empêchant le bouclage en altitude, ne permet pas l'établissement d'une véritable cellule de brise marine.

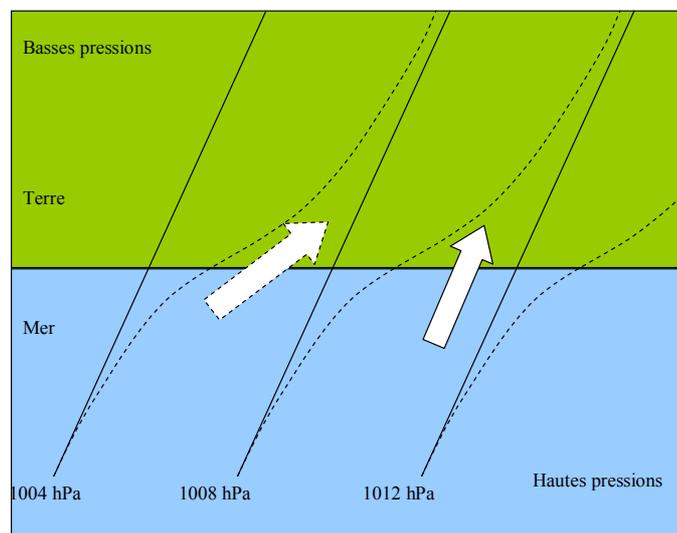


Figure 20 Influence d'un vent synoptique de quadrant 3, les lignes en pointillées et la flèche blanche associée correspondent respectivement aux isobares déformées par l'effet thermique diurne et à la nouvelle direction du vent.

Dans le cas d'un vent géostrophique dans ce quadrant, la pression atmosphérique au niveau du sol considérée à l'échelle synoptique est plus faible sur les terres qu'au large [Lutgens & Tarbuck, 2001]. La diminution de pression engendrée par le chauffage du sol augmente donc ce gradient de pression atmosphérique, provoquant au passage une déformation des isobares (Figure 20). Il en résulte un faible renforcement du vent déjà existant.

tant et on peut considérer que la composante vectorielle de ce « renforcement thermique » (qui n'est pas une brise thermique) est déviée d'environ 15° par rapport à la côte et son intensité varie de $0,5$ à 3 m s^{-1} .

II.4.1.4.5 *Quadrant 4*

Pour un vent géostrophique dans le quadrant 4, la pression observée le matin est plus élevée dans les terres qu'en mer. La diminution de pression engendrée par le chauffage du sol va donc dans le sens d'une diminution du gradient de pression déjà existant. En outre, comme pour les vents du quadrant 3, le bouclage des cellules de brises en altitude est contrarié par le vent géostrophique. Le résultat est donc un affaiblissement du vent déjà existant, cette chute d'intensité est accompagnée d'une légère rotation à droite (Figure 21).

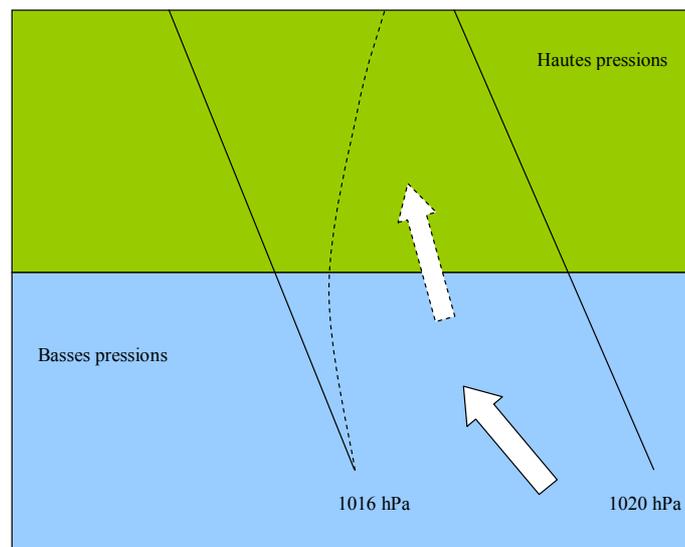


Figure 21 Influence d'un vent synoptique de quadrant 4.

Les quadrants 3 et 4 ne sont pas souvent traités dans la littérature scientifique sur les brises. Cette absence est explicable car ces quadrants ne sont pas générateurs de systèmes de brise marine complets. Seul un éventuel « renforcement thermique » est parfois évoqué pour les vents synoptiques dans le quadrant 3.

II.4.1.4.6 *Application à la zone de Quiberon.*

Pour une côte complexe, l'angle d'orientation de la côte dépend de l'étendue que l'on considère. Dans notre cas d'étude (Figure 22), la côte à l'ouest de la presqu'île de Quiberon est plutôt orientée dans le 330° , à l'est de la presqu'île dans le 300° - 310° .

Pour la zone d'étude centrée sur la baie de Quiberon, le trait de côte moyen pour une zone allant à 20 km de part et d'autre de la presqu'île de Quiberon est orienté à -50° par rapport au nord (relèvement 310°), ce relèvement valant plutôt 320° si on considère un tronçon de 40km de part et d'autre de Quiberon. Dans la suite de l'étude, sauf mention contraire, nous baserons nos analyses sur des quadrants associés à un trait de côte à grande échelle (Figure 22). Le quadrant 1 correspond donc aux vent géostrophiques des secteurs 320° à 50° , le quadrant 2 de 50° à 140° , le quadrant 4 de 140° à 230° et enfin le quadrant 3 de 230° à 320° .

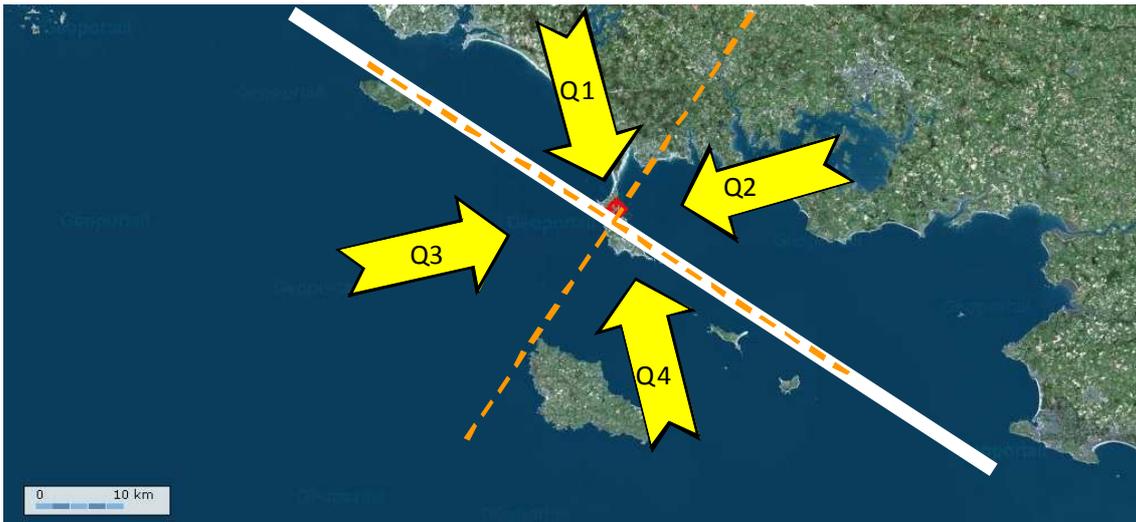


Figure 22 Trait de côte dans la région de Quiberon. La ligne blanche correspond à l'orientation moyenne sur la zone considérée, les traits en pointillés orange délimitent les 4 quadrants de vent synoptique. La puce rouge est située à l'emplacement de l'ENV.

II.4.2 Brise de terre.

La brise de terre, aussi appelée brise de nuit car c'est la nuit que les conditions sont le plus souvent réunies sous nos latitudes pour son développement, est le phénomène « inverse » de la brise marine. La température de surface de la terre étant plus basse que la température de surface de la mer, il en résulte une circulation d'air similaire à celle décrite dans le chapitre sur les brises de mer, mais avec un vent soufflant dans la direction opposée.

Contrairement à la brise marine qui est le plus souvent provoquée par un réchauffement de la terre plus important que celui de la mer, généralement la brise de terre est causée par un refroidissement de la terre plus rapide que celui de la mer lorsque le rayonnement solaire s'atténue et que le bilan radiatif devient négatif.

La brise de nuit est généralement de plus faible intensité que la brise marine, et ce même pour une différence de température terre/mer identique (au signe près). Les simulations effectuées par Mak & Walsh [1976] permettent de conclure que pour un forçage thermique symétrique entre le jour et la nuit, on peut s'attendre à une brise de terre d'intensité deux fois plus faible que la brise marine. La principale explication à ce phénomène est la stabilité de l'atmosphère qui est plus importante la nuit (refroidissement par le sol).

Comme la brise marine, la brise de terre est sensible à l'environnement (mode d'occupation des sols, topographie, etc.). Par exemple une vallée orientée vers la mer peut renforcer la brise de terre par un effet de brise catabatique [Mahrer & Pielke, 1977].

II.5 Effets de la marée sur le vent près du sol

II.5.1 Variation du mode d'occupation des sols

L'effet de la marée le plus évident à visualiser concerne l'estran. L'estran est la portion du littoral couverte et découverte par la marée (Figure 23). L'étendue de cette surface varie beaucoup d'un endroit du globe à l'autre. La première raison est la variation du marnage (amplitude de la hauteur d'eau au cours d'un demi-cycle diurne de marée) selon la localisation. Certains sites font entrer en résonance l'onde de marée et entraînent ainsi des marnages localement plus élevés (par exemple jusqu'à 14 mètres en baie du Mont St Michel). L'autre raison est la configuration de l'estran : les plages à faible pente créent des estrans pouvant s'étendre sur plusieurs kilomètres.



Figure 23 Carte du SHOM de la baie de Quiberon. Les zones en vert émeraude correspondent à l'estran (copyright Géoportail IGN).

Notre zone d'étude est constituée d'une alternance de plages et de zones rocheuses et les marnages sont de l'ordre de 4 mètres : il en résulte un estran dont la largeur moyenne est de quelques centaines de mètres et qui approche ou dépasse le kilomètre à certains endroits (Figure 23).

Les marées, en couvrant et découvrant ces étendues, modifient les modes d'occupation des sols de manière cyclique, sachant qu'un cycle complet incluant marée haute et marée basse dure environ 12h30. La rugosité de la surface varie au cours du cycle, la surface d'une mer calme étant plus lisse que l'estran qui est souvent bosselé et constitué d'une alternance de zones sableuses et de rochers. La variation du niveau de la mer peut aussi être vue comme une variation du relief terrestre pour un observateur placé à la surface de la mer. Ce paramètre est particulièrement important pour les petites îles et les petits bras de terre : dans ce cas une élévation de quelques mètres représente un pourcentage significatif du relief total.

Enfin cette zone va avoir un comportement thermo-radiatif et hydrique variable puisque comme nous l'avons vu au § II.4.1.1 la terre et la mer ne réagissent pas de la même façon au chauffage solaire. En outre on peut aussi différencier les caractéristiques de l'estran

découvert au flot (marée montante) et au jusant (marée descendante) car les caractéristiques thermiques du sable mouillé sont différentes de celles du sable sec.

II.5.2 Effets liés aux courants

II.5.2.1 Effet d'entraînement

Les marées génèrent principalement des courants horizontaux. La vitesse de ces courants dépend de l'amplitude de la marée et de la configuration locale des fonds sous-marins. Ainsi les caps et les sorties de mer fermées peuvent augmenter fortement la vitesse du courant (par diminution de la section de passage à débit constant) comme c'est le cas à la Teignouse et en sortie de Golfe du Morbihan. Au contraire les fonds de baie sont généralement peu soumis aux courants. Le long d'une côte rectiligne on observe moins de courant de surface dans les zones peu profondes que dans les zones profondes. Aux étales (pleine et basse mer) le courant s'inverse et est donc nul ou très faible.

Les masses d'eau et d'air interagissent entre elles par l'intermédiaire de leur interface. Dans le cas d'un vent soutenu pendant une durée supérieure à plusieurs heures, il se crée un courant marin de surface par effet d'entraînement. A l'inverse, un courant marin peut entraîner les plus basses couches de l'atmosphère et crée ainsi un vent mesurable par un observateur fixe situé à proximité de la surface (sur une bouée ancrée au fond par exemple). Cette composante du vent est d'autant plus faible que l'on s'élève en altitude et a une valeur au niveau de la surface de la mer du même ordre de grandeur que le courant marin. Lorsque le vent en altitude et le courant de surface n'ont pas la même direction, il existe une zone présentant de forts gradients verticaux de la direction du vent dans les plus basses couches de l'atmosphère

II.5.2.2 Variations de la température de surface.

Une autre conséquence du phénomène de marée, directement liée aux courants de marée, est le brassage vertical de la masse d'eau. Une masse d'eau au repos chauffée par la surface présente un gradient de température élevé entre la surface et le fond. Les mouvements horizontaux de la masse d'eau provoqués par les marées induisent un brassage vertical des couches d'eau. Les couches d'eau froide du fond refroidissent alors les couches de surfaces. Plus les coefficients de marée sont forts, plus ce brassage est important. En revanche il est plus difficile d'affirmer quelle « heure » de la marée sera la plus propice au brassage vertical. S'agit-il du plein flot ou du plein jusant où l'on retrouve les courants les plus forts ? Ou bien au contraire s'agit-il des étales, qui correspondent à des renverses du courant (la renverse a pour effet de perturber la stratification thermique de la couche limite de la masse d'eau en mouvement) ? La réponse à cette question n'est certainement pas universelle et dépend probablement de la configuration locale des fonds sous-marins, de la nature de l'onde de marée, etc.

II.6 Conclusion de l'étude bibliographique

Cet état des lieux des connaissances liées à notre sujet d'étude montre que certains aspects de la micro-météorologie côtière n'ont été que partiellement traités. On note par exemple qu'on ne trouve pas d'approche scientifique de la méthode des quadrants dans la littérature habituelle. Certains ouvrages destinés aux régatiers mentionnent cette théorie ainsi que d'autres effets de site (côte à gauche/droite, etc.), mais les auteurs ne citent généralement pas d'études expérimentales ou numériques sur ces sujets. Une grande partie du savoir constitué provient de l'expérience des navigateurs, avec tout ce que cela implique : d'une part certains aspects de ces théories pourraient être mis en doute, et d'autre part ces théories restent qualitatives et sont décrites de façon générale dans des configurations académiques qui sont souvent éloignées des situations réelles. En effet la complexité des phénomènes météorologiques étudiés nécessiterait un dispositif expérimental conséquent afin d'arriver à tirer des conclusions précises. L'interaction entre les phénomènes se produisant à différentes échelles rend par ailleurs l'analyse des mesures particulièrement compliquée. Ces difficultés expliquent les lacunes en données quantitatives constatées sur certains sujets. Si l'approche expérimentale ne peut se suffire à elle-même, une approche conjointe numérique/expérimentale doit permettre d'obtenir des résultats quantitatifs inédits dans la littérature scientifique et vélique. Comme nous l'évoquions en introduction, une approche numérique destinée à spatialiser l'information n'est envisageable que si la validation au moins partielle du modèle, pour le site étudié, est effectuée en préalable. Dans le cas contraire, les résultats numériques ne constitueraient pas une preuve réellement plus solide que de simples observations faites par des régatiers.

Afin d'atteindre les objectifs que nous nous sommes fixés, nous devons donc d'abord créer une base solide constituée par des mesures sur le site de notre étude. Le chapitre suivant décrit l'élaboration et la réalisation de la campagne de mesure réalisée en baie de Quiberon en Juin 2006. L'analyse des résultats servira bien entendu de base à la qualification des simulations numériques, mais nous verrons que nous avons également réussi à en dégager certains résultats, qui en confirmant ou précisant certaines conclusions de l'étude bibliographique, peuvent se révéler utiles aux régatiers.

III Campagne de mesures Quiberon 2006

Dans le cadre de notre étude, l'organisation d'une campagne de mesure s'est vite révélée incontournable. La campagne de mesure menée à Quiberon du 14 au 29 juin 2006 a été conçue pour atteindre deux objectifs : améliorer la connaissance sur la micro-météorologie en baie de Quiberon, et servir de base à la réalisation et à la validation de simulations numériques atmosphériques.

III.1 Dispositif expérimental

Les simulations numériques réalisées en 2004 avec le modèle atmosphérique Submeso lors de mon stage de DEA [Herlédant, 2004] avaient révélé certaines caractéristiques de la météorologie locale du site de la baie de Quiberon (Figure 24). Nous avons entre autre simulé le déplacement du front de brise de mer (FBM) pour différentes configurations du vent géostrophique. Ces résultats ont été utilisés afin de déterminer les emplacements de certains capteurs. Nous avons ainsi choisi d'instrumenter la pointe sud de la presqu'île car le FBM se forme fréquemment dans cette zone. L'isthme de Penthièvre qui représente une bande de terre à faible altitude et faible rugosité est déterminant dans la compréhension des évolutions du vent en baie de Quiberon en situation de brise thermique comme en cas de vent synoptique de secteur ouest, ce qui est très courant. L'instrumentation de la baie grâce aux catamarans a également été déterminée en s'appuyant sur les premiers résultats numériques [Herlédant, 2004]. Nous avons défini plusieurs dispositions adaptées aux principales situations météorologiques courantes sur la zone d'étude en saison estivale.

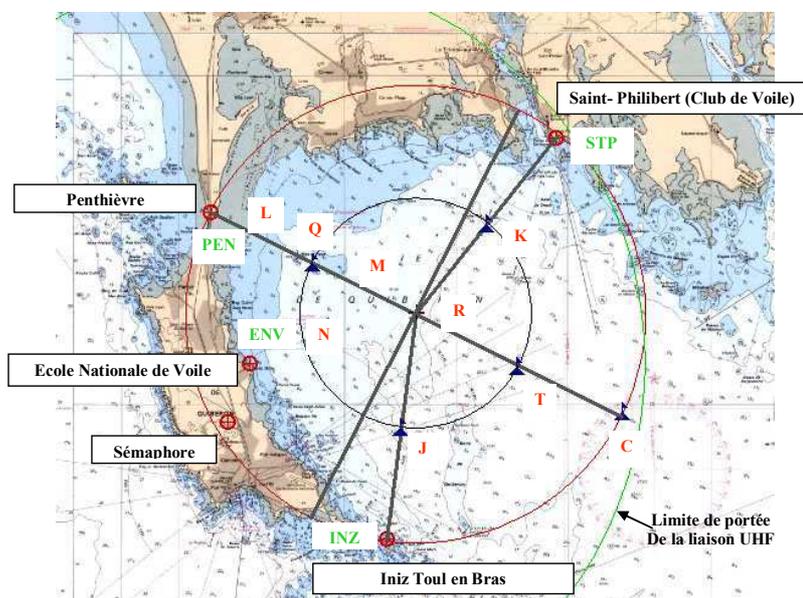


Figure 24 Emplacement des différents sites de mesures en baie de Quiberon (sur fond de carte du SHOM).

Le matériel de mesures utilisé lors de la campagne Quiberon 2006 a donc été réparti sur plusieurs sites indiqués sur la Figure 24 par des lettres pour les sites en mer (que l'on pourra aussi trouver dans le texte sous l'appellation générale KTA) ou des codes à 3 lettres pour chacun des sites à terre. Leur description est donnée dans le Tableau 3, et leurs

coordonnées géographiques est indiquée en Annexe (§ A.1.4 et A.1.5). De même, la disponibilité des différents capteurs installés sur les sites à terre et présentés dans la suite est indiquée en Annexe (§ A.1.5)

ENV	Vigie, ENV	J	A égale distance du site INZ et du point R.
INZ	Ile de Iniz Toul en Bras.	K	A égale distance des points R et V.
PEN	Isthme de Penthièvre	T	A égale distance des points R et C.
SEM	Sémaphore situé sur la presqu'île	L	A égale distance du site PEN et du point Q (en bordure de zone autorisée).
STP	Club de Voile de Saint Philibert	M	A égale distance des points Q et R
R	Centre d'un cercle de 13 km de diamètre passant par STP, PEN et INZ et qui correspond au centre de la baie	N	A l'intersection de l'axe ENV-R et du cercle intérieur de centre R et de rayon RQ
Q	A égale distance du site PEN et du point R	C	Symétrique de PEN par rapport à R.

Tableau 3 Abréviations utilisées pour les différents sites de mesure et localisation.

III.1.1 Site INZ

Le site INZ correspond à un îlot (Iniz Toul En Bras) situé entre l'extrémité sud-est de la presqu'île de Quiberon et le phare de la Teignouse. L'accès à ce site ne peut se faire que grâce à une embarcation suffisamment petite pour pouvoir aborder la petite plage située au sud-ouest de l'île. Le matériel mis en place sur le site INZ est donné ci-dessous :

- Un anémomètre sonique 3 composantes (3D) Metek (fréquence d'acquisition de 10Hz) placé sur un mât de 8m.
- Deux capteurs THR placés à 2 et 6 mètres du sol (fréquence d'acquisition de 2Hz).
- Une centrale d'acquisition Campbell.

III.1.2 Site ENV

Le « quartier général » a été installé dans les locaux de l'Ecole Nationale de Voile (ENV) de St Pierre Quiberon. La logistique (logement, nourriture) était assurée par le personnel de l'ENV. Nous disposions également d'une grande pièce faisant office de bureau pour entreposer les ordinateurs et le petit matériel électronique. Le site ENV a également été équipé de matériel de mesure :

- Un sodar (Figure 25) effectuant des mesures du vent de 40 à 420 mètres d'altitude. Ce sodar a été installé sur la butte de terre de la « vigie » (Figure 26), à quelques mètres de la mer. Ce sodar fonctionnait dans les plages horaires allant de 06 UTC à 18 UTC pour limiter les nuisances sonores. Il fournissait un profil toutes les 15 minutes.
- Un pyranomètre et un pyrgéomètre placés sur le toit de la « vigie » (fréquence d'acquisition 2Hz).

- Un capteur THR (température et humidité relative) placé sur un mât de 2 mètres situé à quelques mètres de la « vigie » (fréquence d'acquisition 2Hz)
- Un capteur de pression atmosphérique (fréquence d'acquisition 1Hz)
- Le PC d'acquisition des mesures effectuées ainsi que l'alimentation électrique étaient centralisées à l'intérieur de la « vigie ».
- En outre un anémomètre sonique 2 composantes (modèle CV3F) est installé de manière permanente sur le toit du hangar de l'ENV et l'historique de ces mesures est disponible sur internet.



Figure 25 Vue du sodar avec en arrière plan, le hangar de l'ENV où était située notre salle de travail.



Figure 26 Vue de la "vigie". Le pyranomètre et le pyrgeomètre sont placés sur le toit. A gauche est placé le capteur THR.

III.1.3 Site PEN

Le site de mesure de l'isthme de Penthièvre (PEN) est situé à la partie la plus étroite de la langue de terre reliant le continent et la presqu'île de Quiberon, entre la route principale et une plage donnant sur le fond de la baie de Quiberon. C'est un terrain plat, le sol est de nature sableuse en surface et la végétation est une végétation de dunes (herbes, fenouil sauvage, etc.). Le matériel mis en place à PEN se compose de :

- Un mât télescopique de 26 mètres monté sur une remorque de transport qui constitue l'armature du dispositif de mesure sur ce site et dont la procédure de mise en place est décrite en Annexe (§A.1.1).
- Deux anémomètres soniques 3D Metek situés sur le mât à 28 et 16 mètres (fréquence d'acquisition 20Hz).
- Un anémomètre à hélices Young 05103 (fréquence d'acquisition 2Hz) situé sur le mât à 11 mètres du sol.
- Trois capteurs THR positionnés sur le mât à 2, 11 et 26 mètres du sol (fréquence d'acquisition 2Hz).
- Cinq thermocouples différentiels (fréquence d'acquisition 2Hz) disposés sur le mât à différentes hauteurs (26m-16m, 16m-11m, 11m-6m, 6m-2m, 2m-0m) (§ A.1.2).

- Six thermocouples absolus dont le principe de fonctionnement est décrit en Annexe (§ A.1.2). Ils ont été disposés sur différentes surfaces choisies comme représentatives de la zone d'étude : les thermocouples numérotés 0 et 1 ont été respectivement enterrés à 30 cm de profondeur dans le sol et posés à l'ombre sous la remorque. Le thermocouple 2 (Figure 27) a été posé dans les herbes. Le thermocouple 3 (Figure 28) a été posé sur un mélange de béton et de graviers agglomérés. Le thermocouple 4 (Figure 29) a été posé sur du bitume et enfin le thermocouple 6 (Figure 30) a été disposé sur un « sol nu ».



Figure 27 Thermocouple 2 posé dans les herbes.



Figure 28 Thermocouple 3 posé sur un mélange de béton et de graviers agglomérés.



Figure 29 Thermocouple 4 posé sur le bitume.



Figure 30 Thermocouple 5 posé sur un sol nu.

III.1.4 Site STP

Le site de Saint Philibert (STP) est placé sur le toit d'une école de voile située à l'embouchure (rive gauche) de la rivière de la Trinité. L'école de voile est un ancien blockhaus recouvert d'une butte de terre. Les capteurs sont donc situés au-dessus d'un sol que l'on peut qualifier de quasi-naturel. La végétation proche est de type lande/bruyère. Le matériel mis en place à STP est constitué de :

- Un mât télescopique pneumatique de 10 m (Figure 31) mis en place sur le point culminant de la butte (altitude de 15.4 m par rapport à un point géodésique).

- Un anémomètre sonique 3D Metek (fréquence d'acquisition 10Hz) en haut du mât.
- Un anémomètre sonique 2D (modèle CV3F) à 6 m de hauteur sur le mât (fréquence d'acquisition 2Hz).
- Un capteur THR à 2 m du sol (fréquence d'acquisition 2Hz).
- Un baromètre à 2 m du sol (fréquence d'acquisition 2Hz).
- Un pyranomètre à environ 1 m du sol (fréquence d'acquisition 2Hz)



Figure 31 Site STP vu depuis la mer (on aperçoit le mât au sommet de la butte) (gauche); Mât pneumatique équipé des capteurs sur le site STP (droite).

III.1.5 Sites KTA

Il s'agit des mesures en mer. Ces mesures ont été réalisées à partir de catamarans d'initiation à la voile désarmés de leur accastillage à l'exception du mât et du gréement dormant (Figure 32).



Figure 32 Préparation des catamarans (branchement des batteries).

Les quatre catamarans étaient équipés de :

- Un anémomètre sonique 2D CV3F en tête de mât soit à 5 m au-dessus du niveau de la mer (fréquence d'acquisition 0,05Hz).
- Un GPS pour connaître précisément leur position.

- Un système d'émission des données par ondes radio.
- Sur les catamarans 1 et 2 (KTA1 et KTA2), un dispositif de mesure du courant de surface (force et direction par rapport au nord) et un capteur de température de l'eau immergé à 3 cm.
- Sur les catamarans 3 et 4 (KTA3 et KTA4) : un capteur de température de l'eau (Figure 33) immergé à 50 cm.



Figure 33 Capteur de température à immerger NKE

Pour des raisons réglementaires et matérielles il était impossible de laisser les catamarans en position fixe pour l'ensemble de la durée de la campagne de mesure. Les catamarans ont été mis en position de mesure au mouillage tous les matins, et ramenés à l'abri tous les soirs, ce retour donnait aussi l'occasion d'effectuer la maintenance technique et le rechargement des batteries.

Le choix du positionnement des catamarans dans la baie (Figure 24) se faisait chaque matin entre plusieurs scénarios prédéfinis. Chaque scénario correspond à une disposition spatiale des catamarans permettant d'observer de la manière la plus pertinente possible les phénomènes météorologiques attendus pour la journée. Nous avons défini des positions à partir de critères tels que la portée de la liaison UHF, la zone de mouillage autorisée, etc. Le point de mesures R est utilisé dans tous les scénarii et l'on y ancre le catamaran KTA1 de façon systématique.

Il y avait deux configurations principales (1 et 2) et deux configurations secondaires resserrées (3 et 4), destinées à documenter les influences côtières très locales.

- La configuration 1 est adoptée pour les régimes de vent synoptique d'ouest ou de sud. Il s'agit de l'alignement est-ouest de PEN à C. Les catamarans sont placés en R, C, Q et T. Cette disposition doit permettre de mesurer, en cas de vent d'ouest, l'étendue du sillage de la presqu'île de Quiberon. Pour les vents de secteurs sud, on espère pouvoir observer la divergence du vent en aval de la pointe sud-est de la presqu'île. C'est aussi la configuration "par défaut" pour un régime météorologique incertain.
- La configuration 2 est choisie pour les régimes de brises par situation anticyclonique bien établie, vent synoptique de nord ou d'est. Il s'agit d'un alignement nord-sud avec en plus la clôture de la baie. Les points documentés sont alors R, C, J et K. Cette configuration est adaptée à la mesure des effets de sites locaux en aval de l'interface terre/mer tels que la canalisation en sortie de rivière.

- *La configuration 3* est la configuration resserrée en régime de vent d'ouest avec développement des champs de vague et de vent dans la zone peu profonde. Les points R, Q, M et L sont choisis dans ce cas.
- *La configuration 4* est la configuration resserrée en situation anticyclonique avec un vent synoptique nul ou très faible qui permet le développement de brise d'île. Les catamarans sont alors positionnés en R, J, Q et N afin d'observer le développement local de la brise marine sur la façade est de la presqu'île de Quiberon.

La position des catamarans pour chaque journée de mesure est décrite en Annexe (§A.1.4).

III.1.6 Mesures des températures de surface

En plus des mesures fixes (et des catamarans qui ne sont pas fixes d'un jour sur l'autre), nous avons effectué des mesures de température des surfaces à l'aide d'un radiothermomètre (Figure 34).

Le radiothermomètre est un instrument mesurant le rayonnement électromagnétique dans un domaine de longueur d'onde se trouvant dans l'infrarouge thermique ou infrarouge lointain. La grandeur mesurée est une radiance.



Figure 34 radiothermomètre utilisé lors de la campagne de mesure.

Lorsqu'on oriente le radiothermomètre vers une surface, la principale source de rayonnement est une émission qui dépend de la température de surface. Celle-ci est la grandeur recherchée. Elle est déduite de la mesure de radiance. Cette température est définie par la température de la pellicule superficielle d'une épaisseur de quelques micromètres.

La méthode de mesure est basée sur les quelques principes suivants :

- Tout corps émet un rayonnement dont l'intensité dépend de sa température. Cette énergie est décrite par la loi de Planck pour un corps noir. Un corps noir est un émetteur parfait qui convertit le mieux l'énergie thermique en énergie rayonnante. Inversement il absorbe et convertit toute l'énergie radiative reçue en chaleur, indépendamment de la bande spectrale considérée.
- Une relation directe existe entre l'énergie radiative émise par le corps noir et sa température. Le principe de la radiothermométrie exploite cette propriété.

L'émission du corps noir varie en fonction de la longueur d'onde. Le maximum d'émission dépend de la température. En général les corps observés ne sont pas des corps noirs. A une température donnée, l'énergie radiative émise est inférieure à celle émise par un corps noir porté à la même température. On définit l'émissivité comme le rapport entre l'énergie radiative émise par la surface considérée et l'énergie émise par le corps noir à la même température. Il est alors nécessaire de connaître la valeur de l'émissivité du matériau mesuré afin d'effectuer une mesure de température précise. Si on néglige ce paramètre les erreurs commises peuvent avoisiner les deux ou trois degrés. Nous avons choisi de fixer l'émissivité à 0.95 pour l'ensemble des mesures au radiothermomètre. Cette valeur est représentative des différents matériaux mesurés dont l'émissivité varie de 0.9 à 0.98.

III.2 Analyse des données

Cette section est dédiée à l'analyse des différentes données collectées pendant la campagne. Il s'agit de caractériser les effets de site sur la mesure du vent (§ III.2.1), d'analyser la situation météorologique des journées de la campagne (§ III.2.2) et les informations que l'on peut tirer des mesures de température et de rayonnement (§ III.2.3). Enfin l'objectif est d'obtenir une classification en quadrant des journées de brise (§ III.2.4), qui est utilisée ensuite pour l'analyse détaillée par journée (§ III.2.5).

Les résultats présentés dans la suite sont obtenus par un traitement statistique des données instantanées sur des périodes de 15 mn (§ A.1.6).

III.2.1 Caractérisation des sites à terre

L'observation des mesures du vent sur chaque site durant l'ensemble de la campagne permet de déterminer des caractéristiques intrinsèques à chacun des sites, notamment concernant la topographie et le mode d'occupation des sols de la zone environnante. Il faut cependant essayer de distinguer les effets de site des perturbations apportées par la mesure en elle-même (ex : tourbillons de sillage du mât de mesure).

III.2.1.1 Site INZ

La Figure 35 présente, en fonction de la direction du vent, la longueur de rugosité aérodynamique z_0 estimée grâce à la théorie de similitude de Monin-Obukhov (10) pour une couche de surface atmosphérique en stratification neutre :

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa |U(z)|}{u^*}\right) \quad (12)$$

où $|U(z)|$ est la vitesse moyenne du vent horizontal mesuré à INZ à 8m au-dessus du sol et u^* la vitesse de frottement donnée par (A.1).

Une direction singulière centrée aux alentours de $240^\circ (\pm 20^\circ)$ est mise en évidence. Les directions proches de 120° semblent également associées à de fortes longueurs de rugosité.

Cependant nous ne disposons que de peu de mesures dans cette direction (le vent synoptique de sud-est est rare et cette direction ne correspond pas non plus à celle d'une brise thermique).

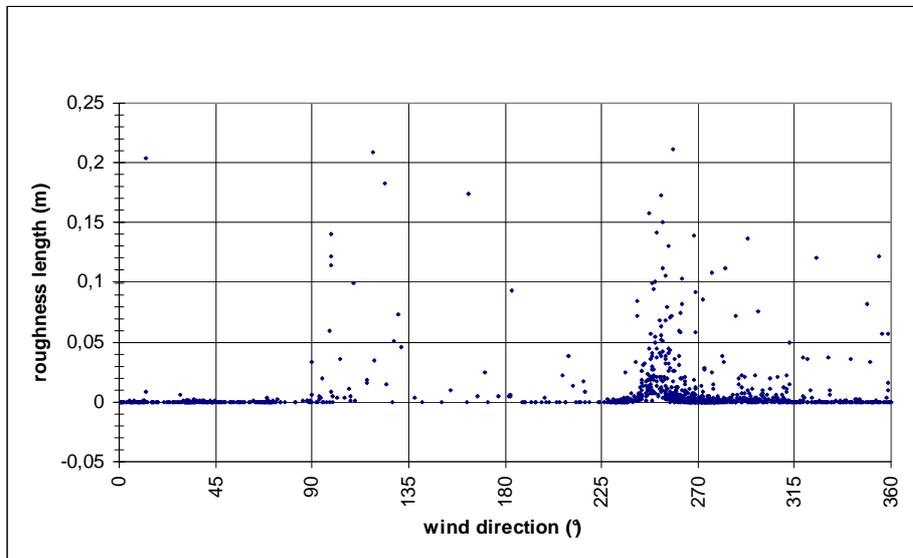


Figure 35 Longueur de rugosité en fonction de la direction du vent à INZ du 17 au 28 juin 2006.

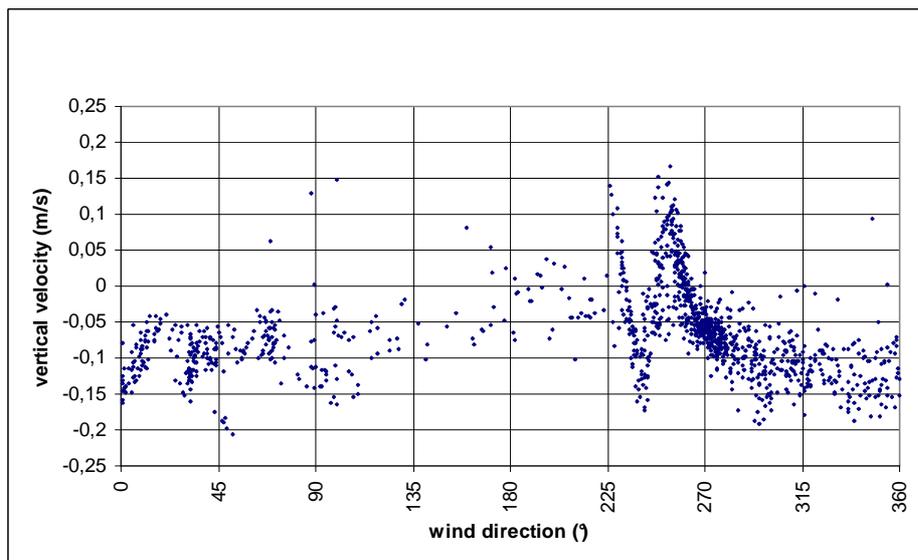


Figure 36 Vitesse verticale en fonction de la direction du vent à INZ du 17 au 28 juin 2006.

La répartition des vitesses verticales mesurées (Figure 36) en fonction de la direction du vent révèle deux principales zones :

- Par vent de secteurs sud à ouest-sud-ouest, les vitesses verticales sont quasi-exclusivement positives.
- Dans les autres secteurs, les vitesses verticales sont majoritairement négatives.

Cette répartition correspond sûrement à la pente du terrain aux alentours du mât de mesure qui est globalement orientée vers le sud-ouest.

On observe aussi un pic de valeurs négatives pour le vent de 240° (à $\pm 5^\circ$). Cette singularité qui apparaît dans le même secteur angulaire que le pic de longueur de rugosité est probablement liée à la pointe rocheuse située dans le sud-ouest du capteur (Figure 37 et Figure 38). Le vent passant par les plages attenantes à cette masse rocheuse provoque des pics positifs de w (à 225° et 255°), et lorsque le vent mesuré sur le mât est passé sur cette pointe, on enregistre des valeurs négatives de w . Les directions associées au vent qui est passé sur la presqu'île de Quiberon avant d'atteindre le site de mesure (vent de secteur nord-ouest) ne semblent pas clairement identifiables sur le graphique des longueurs de rugosité (Figure 35).



Figure 37 Photo satellite de l'île INZ. La position du mât est repérée par une punaise grise (copyright Géoportail IGN).



Figure 38 INZ, vue depuis le mât vers le sud-ouest.

III.2.1.2 Site STP

La longueur de rugosité est représentée sur la Figure 39 pour le site STP en fonction de la direction du vent. Elle est calculée d'après (12) à partir des mesures réalisées à 10m au-dessus du sol. Cette figure met en évidence plusieurs caractéristiques du site :

- Les vents des secteurs allant du nord-ouest à l'est sont associés à des longueurs de rugosité qui correspondent à un vent qui vient de passer sur la terre comme le confirme la photo satellite du site (Figure 41), et qui peuvent atteindre plus d'1 m.
- La zone étroite et bien délimitée allant de 0° à 20° présente des longueurs de rugosité plus faibles que le reste du secteur précédemment évoqué. On peut expliquer cette observation par la présence d'une zone marécageuse à 150m dans le nord nord-est du capteur.

- Les deux secteurs encadrant cette zone marécageuse sont une zone résidentielle à l'ouest des marais (relèvement 320° à 360° à partir du mât), et une forêt de pins au nord-est du capteur. On peut noter que les plus fortes longueurs de rugosité (>0,6m) sont obtenues pour des vents qui sont passés au-dessus de la forêt.

Le comportement de la vitesse verticale (Figure 40) est lié à la topographie de la zone proche autour du mât (quelques dizaines de mètres) : pour les vents centrés autour du sud-est, on observe une vitesse verticale positive (le vent de mer « monte » sur la butte), et pour les vents centrés autour de 280° et de 30° on observe des vitesses négatives correspondant au relief légèrement plus élevé situé au nord du site de mesure.

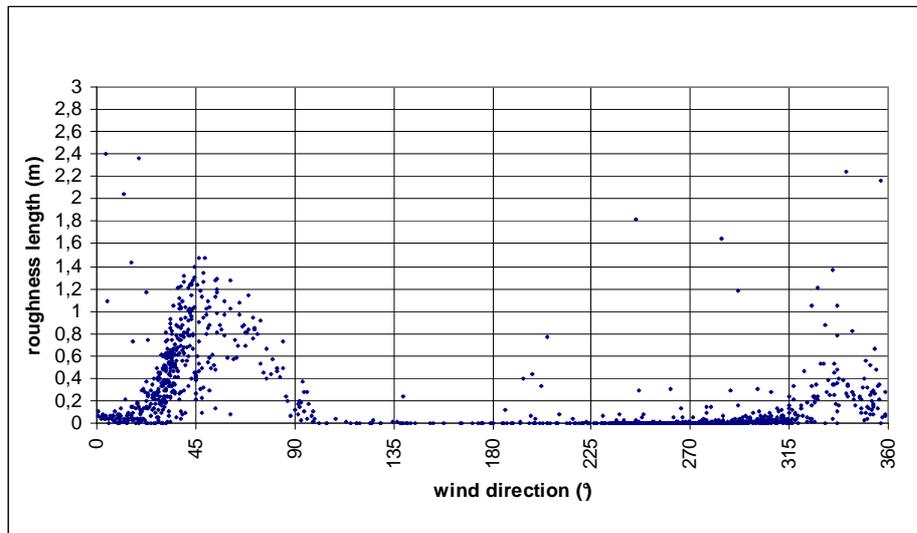


Figure 39 Longueur de rugosité en fonction de la direction du vent à STP du 15 au 28 juin 2006.

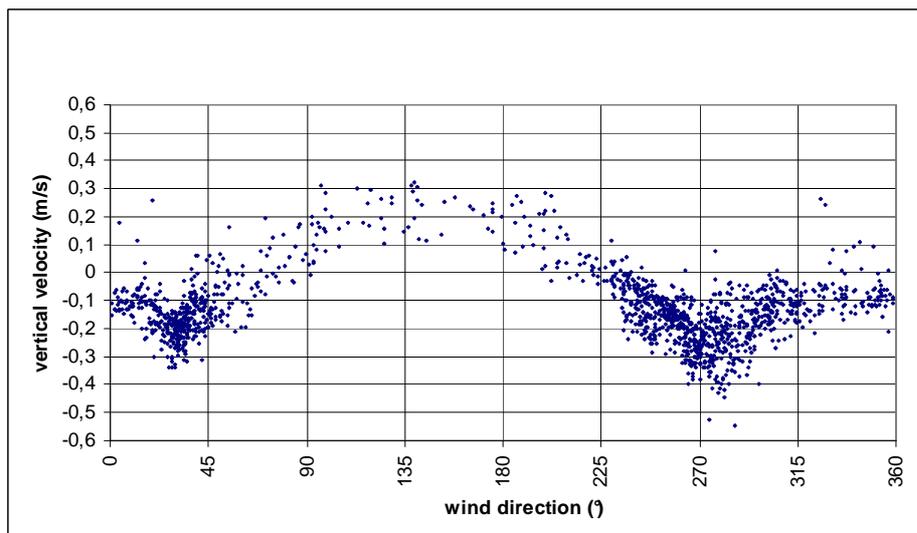


Figure 40 Vitesse verticale en fonction de la direction du vent à STP du 15 au 28 juin 2006.

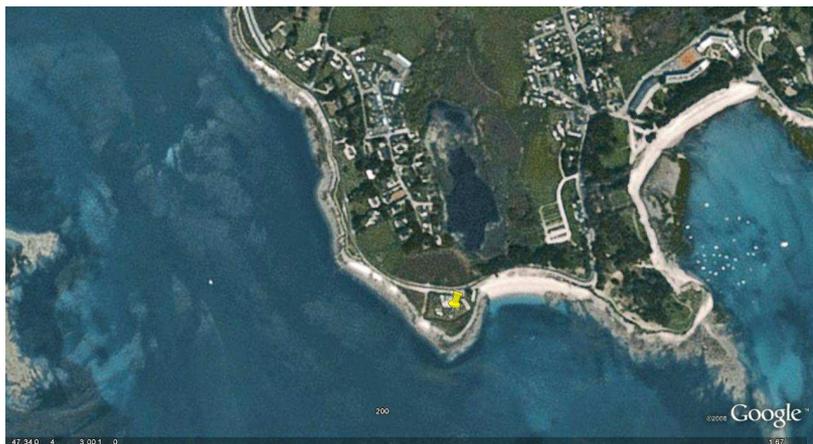


Figure 41 Photo satellite du site STP. La position du mât est repérée par une punaise jaune (copyright Google).

III.2.1.3 Site PEN

Le calcul de la longueur de rugosité à partir des mesures de la vitesse du vent à 16 m (Figure 42) et à 28m (Figure 43) sur le mât de Penthievre fait apparaître deux directions qui présentent des valeurs particulièrement élevées pour des directions de vent d'ouest ($260^\circ \pm 10^\circ$) et de nord ($0^\circ \pm 20^\circ$). Ces directions correspondent respectivement à « la biscuiterie », bâtiment situé à environ 80m du mât (Figure 44) et à une maison située à une centaine de mètres au nord du mât (Figure 45). Le pic de rugosité situé vers 0° est plus large car la maison en cause constitue l'extrémité sud d'un petit lotissement, tandis que la biscuiterie est complètement isolée.

Le capteur à 26m, situé en tête de mât, est dégagé de son sillage. En revanche le capteur à 16m se situe sur une barre horizontale située au sud du mât. Or on ne remarque pas, pour les vents de nord, de pic de rugosité plus marqué sur le capteur de 16m (Figure 42) que sur celui placé à 26m (Figure 43). Cette comparaison montre que le sillage propre du mât n'affecte pas la mesure.

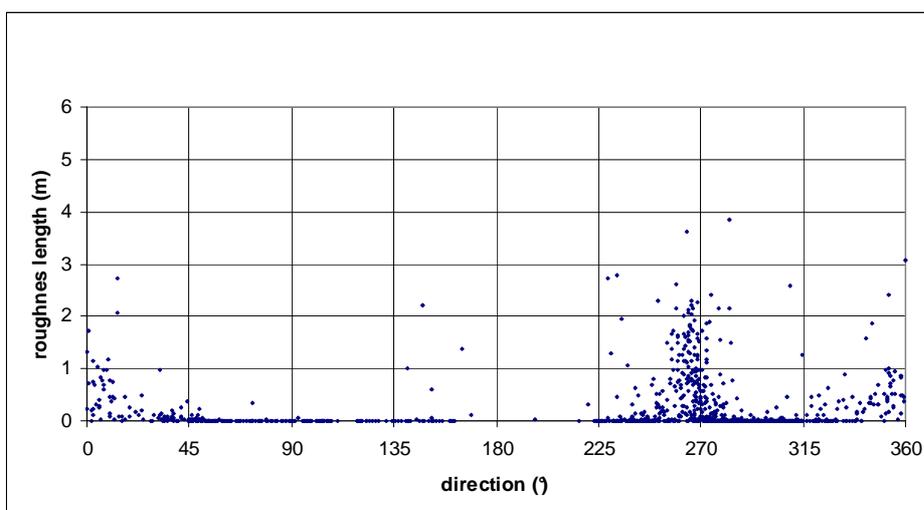


Figure 42 Longueur de rugosité en fonction de la direction du vent à PEN (capteur situé à 16m) du 16 au 28 juin 2006.

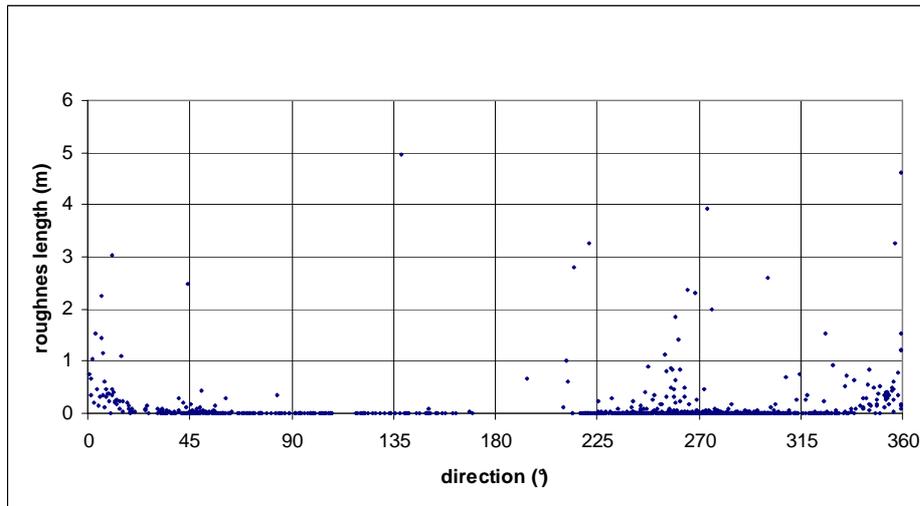


Figure 43 Longueur de rugosité en fonction de la direction du vent à PEN (capteur situé à 28m) du 16 au 28 juin 2006.



Figure 44 Site PEN, photo du mât avec la "biscuiterie" en arrière-plan, vue depuis l'est du mât.



Figure 45 Site PEN, photo du mât avec le lotissement en arrière-plan, vue depuis le sud du mât

Les valeurs de vitesse verticale (Figure 46) soulignent la pente générale du terrain. Le terrain vague utilisé pour installer le mât donne sur la baie de Quiberon (à l'est) ce qui explique les valeurs positives pour les vents d'est et les valeurs négatives pour les secteurs autour de l'ouest. On peut noter que le secteur associé aux valeurs positives de w est plus restreint que celui associé aux valeurs négatives. La présence d'une bâtisse fortifiée (à usage militaire) au sud sud-ouest à 600m du mât (Figure 47) constitue la principale explication à l'absence de points de mesures pour des vents dont la direction approche 200° , absence que l'on ne retrouve pas sur les autres sites.

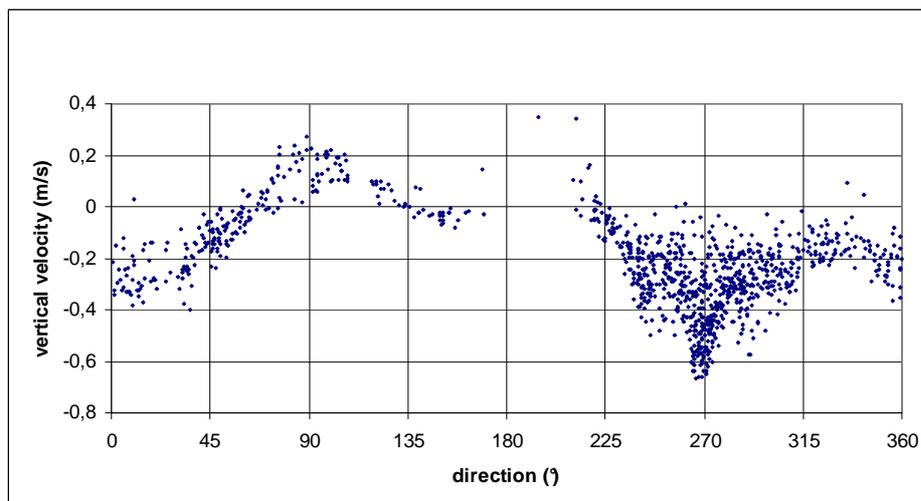


Figure 46 Vitesse verticale en fonction de la direction du vent à PEN (capteur situé à 28m) du 16 au 28 juin 2006.

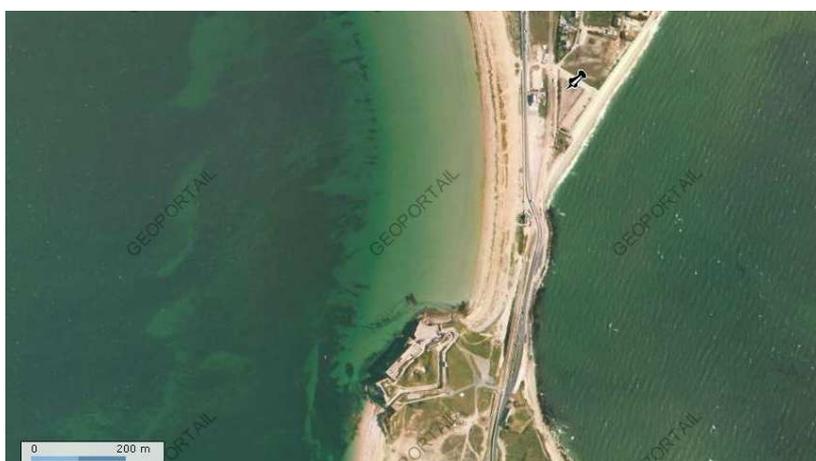


Figure 47 Photo satellite du site PEN et de ses environs. La position du mât est repérée par une punaise grise (copyright Géoportail IGN).

III.2.2 Analyse de la situation météorologique à l'échelle synoptique

L'analyse des cartes de pression, des cartes satellites, ainsi que des diverses mesures mises à disposition par le réseau de Météo France, permet de dégager les principales caractéristiques de la situation synoptique sur la zone d'étude pendant la période du 16 au 29 juin 2006. Cette analyse est un préalable indispensable à l'étude plus poussée des phénomènes à échelle locale.

III.2.2.1 Période du 16 au 17 juin

Les deux premiers jours de mesures (16 et 17 juin) sont sous l'influence d'un centre dépressionnaire sur le Golfe de Gascogne. Cette dépression (environ 1014 hPa) a stagné dans une zone allant du centre du Golfe de Gascogne à la Charente Maritime, associée à une bulle anticyclonique sur la Manche. Elle a engendré un vent synoptique faible de

secteur nord-est (de 30° à 110°) avec un voile nuageux léger, le plus souvent en altitude. Le forçage synoptique est plutôt favorable à l'apparition d'une brise de mer (quadrants 1 et 2 la plupart du temps, faible intensité). En revanche la nébulosité observée (ciel voilé la plupart du temps) peut être un facteur limitant la brise marine.

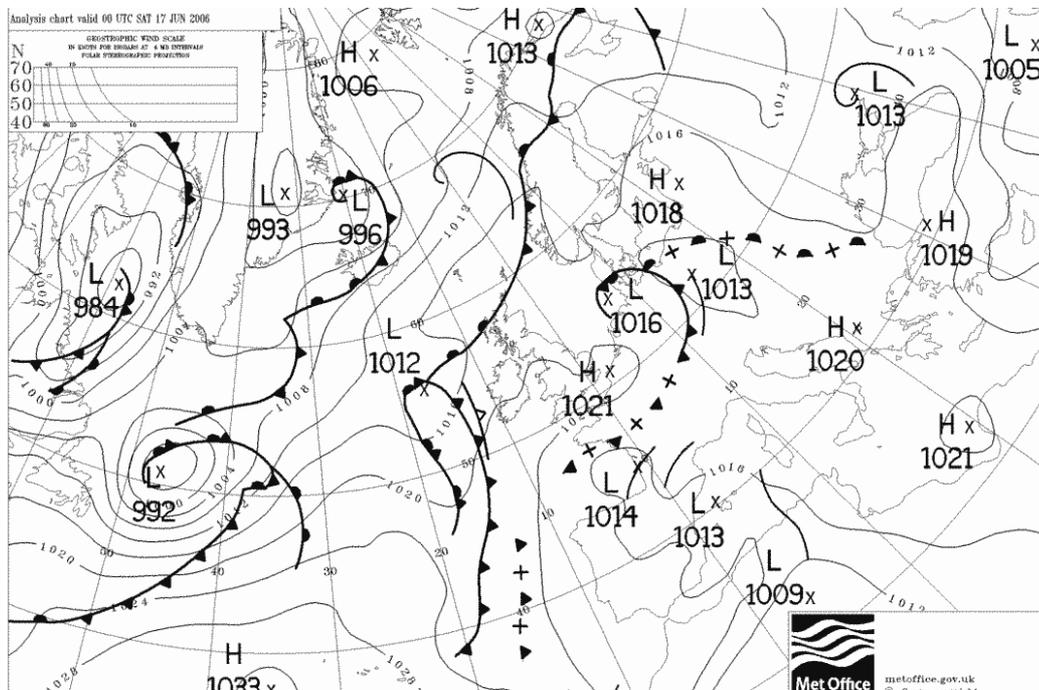


Figure 48 Champ de pression et fronts, le 17/06/2006 à 00 UTC, copyright Met Office.

III.2.2.2 Période du 18 au 22 juin

La période du 18 au 22 juin 2006 est marquée par le passage de deux dépressions au nord du Royaume-Uni. La première dépression (résidus de la tempête tropicale « Alberto ») et les fronts associés sont déjà visibles sur la carte du 17/06 (Figure 48). Sur la carte du 19/06 à 06 UTC (Figure 49), cette dépression s'est un peu comblée (998 hPa) et génère des vents de secteurs globalement ouest (sud-ouest en avant du front, ouest au passage du front et nord-ouest en arrière du front) d'intensité modérée (entre 5 et 8 m.s⁻¹). Le dernier front passe sur la zone dans la nuit du 21 au 22 Juin.

Cet épisode est peu propice au développement de la brise marine pour deux raisons principales :

- Le réchauffement du sol est faible à cause de la forte nébulosité associée à de la bruine et à quelques pluies.
- Le vent synoptique est presque toujours orienté dans le quadrant 3 qui, selon la théorie des quadrants, ne permet pas la circulation de retour en altitude nécessaire à la brise de mer.

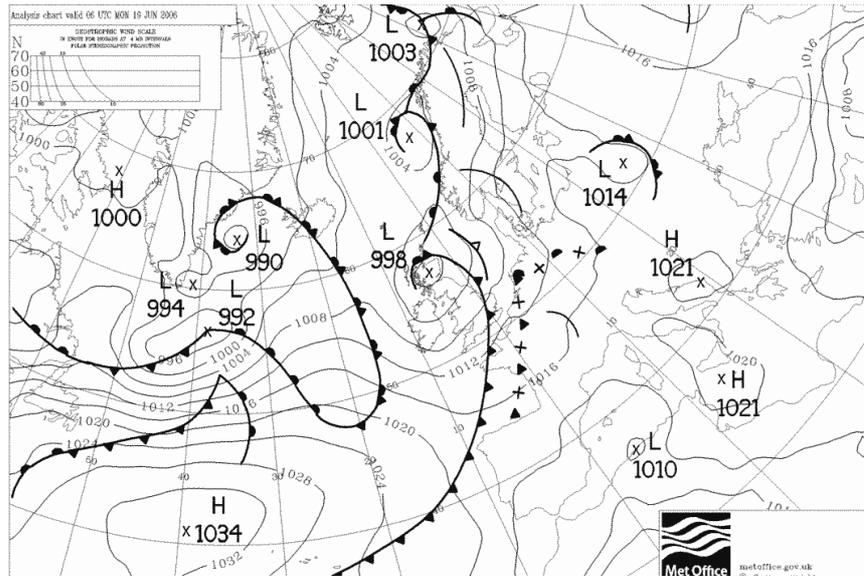


Figure 49 Champ de pression, le 19/06/2006 à 06 UTC (copyright Met Office).

III.2.2.3 Période de la nuit du 22/23 juin au 25 juin en milieu de journée

L'épisode synoptique suivant débute dans la nuit du 22 au 23 juin et prend fin le 25 juin en milieu de journée. Durant cette période la France (ainsi qu'une bonne partie de l'Europe) est couverte par un « marais barométrique » (Figure 50). Il en résulte un vent synoptique très faible (estimé à moins de 3 m s^{-1} sur l'ensemble de la période), orienté de 330° à 80° , soit dans les quadrants 1 et 2. Le ciel est globalement voilé, le plus souvent par des altostratus.

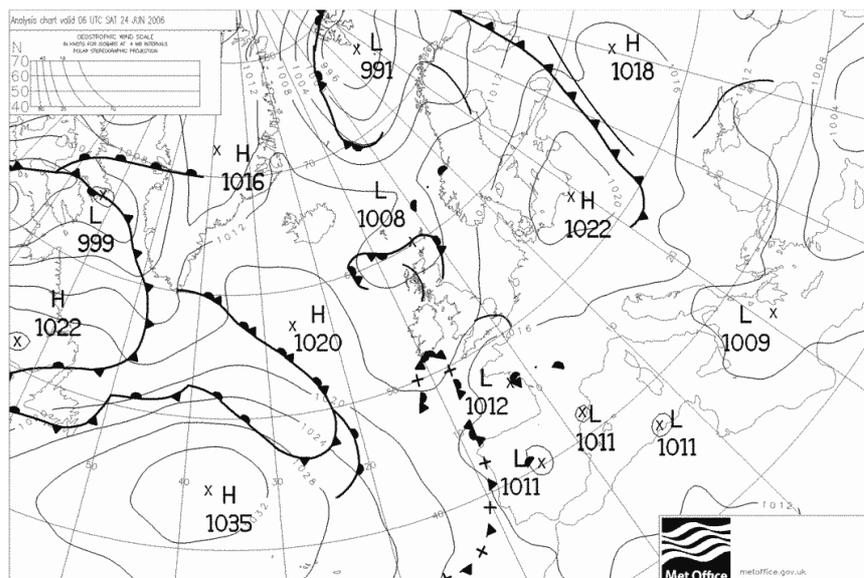


Figure 50 Champ de pression, le 24/06/2006 à 06 UTC (copyright Met Office).

La matinée du 25 juin est marquée par l'influence d'une zone dépressionnaire peu active (1011 hPa au centre pour 1012 hPa sur la zone d'étude) centrée aux environ de Rennes (Figure 51). A partir de 16 UTC la zone dépressionnaire se déplace vers l'Allemagne, ce

qui entraîne une rotation des isobares correspondant à un forçage synoptique du secteur ouest. Le forçage synoptique est alors globalement favorable à l'établissement de la brise marine mais les deux facteurs limitants sont la nébulosité et la température du sol peu élevée à la suite de l'épisode météorologique précédent.

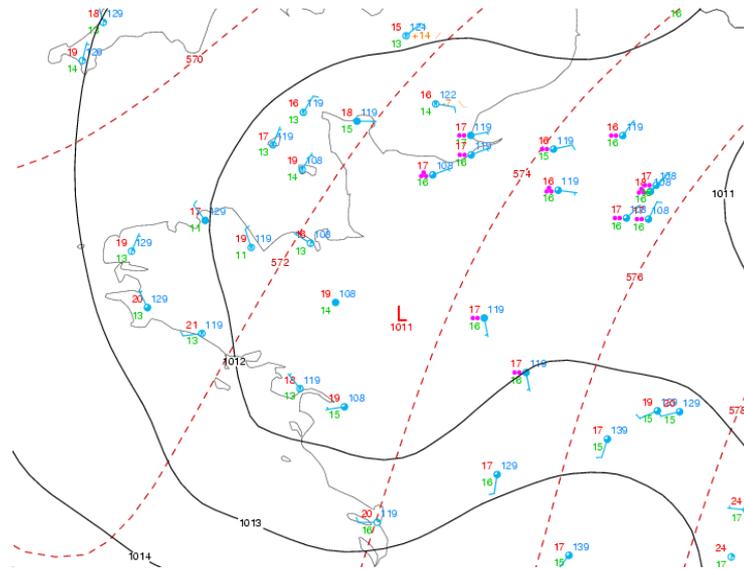


Figure 51 Analyse de surface ⁹, le 25/06/2006 à 11 UTC.

III.2.2.4 Période du 25 juin (après-midi) au 26 juin

Du 25 au 26 Juin, la situation synoptique est un marais barométrique dépressionnaire. La principale différence avec l'épisode du 23 au 25 juin réside dans l'emplacement du centre dépressionnaire. Cette fois-ci le forçage synoptique va de 250° à 330° (quadrant 3) pour une intensité toujours très faible (inférieur à 2.5 m.s⁻¹). Pendant cet épisode on observe le matin et la nuit un voile nuageux, souvent de type altostratus. Le réchauffement diurne permet l'apparition d'éclaircies en cours d'après-midi associées à quelques altocumulus. Cette période n'est pas particulièrement favorable à une brise marine intense car le vent synoptique se situe dans le quadrant 3. Cependant la faible intensité de ce forçage peut permettre l'établissement d'une légère brise en cas de réchauffement diurne du sol.

III.2.2.5 Période du 27 au 29 juin

La première partie de la journée du 27 juin (Figure 52) est une phase de transition entre l'épisode synoptique précédent et le dernier épisode qui s'étend de l'après-midi du 27 juin à la fin des mesures (29 juin au soir). Durant cette journée le vent synoptique est très faible et variable en direction (peu de gradient sur l'ouest de la France). A partir de 11 UTC, la Bretagne est sous l'influence d'une bulle anticyclonique (Figure 53) stationnant dans le Golfe de Gascogne (1021 hPa) et d'une zone dépressionnaire sur le Golfe du Lion

⁹ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

(1013hPa). Le vent synoptique généré est de secteurs allant du nord (0°) à 40° pour des vitesses de 1 à 3 m s⁻¹. Cette plage de vent de quadrant 1 et d'intensité faible à modérée est idéale pour le développement de la brise marine.

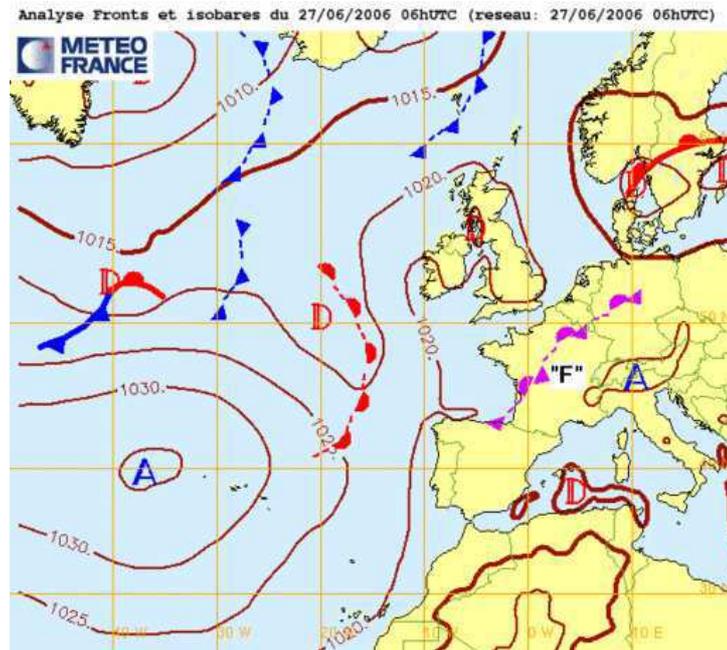


Figure 52 Champ de pression et front, le 27/06/2006 à 06 UTC (copyright Météo France 2006).

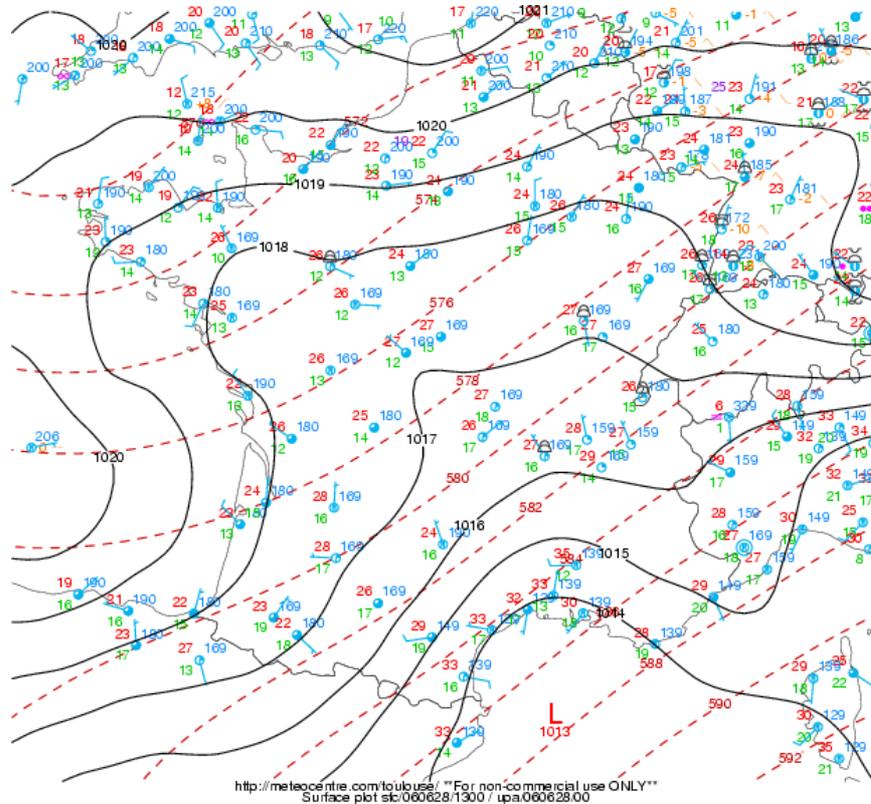


Figure 53 Analyse de surface¹⁰, le 28/06/2006 à 13 UTC.

¹⁰ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

III.2.2.6 Récapitulatif des conditions météorologiques rencontrées lors de la campagne de mesure.

Les deux tableaux suivants ont été réalisés à partir des différentes sources d'informations disponibles :

- Mesures réalisées lors de la campagne incluant les observations visuelles qui représentent la principale source d'informations sur la nébulosité de la zone d'étude.
- Relevés de divers organismes météorologiques européens, et en particulier Météo France : cartes d'analyse horaire, clichés satellites (infrarouge et visible) et radiosondages, notamment ceux réalisés à Brest.

Jour	16 juin	17 juin	18 juin	19 juin	20 juin	21 juin	22 juin
Vent synoptique matin [†]	50° 10nds à 08UTC	100° 8nds à 09UTC	120° à 06UTC 200° à 10UTC	230° 12nds	260° 8 nds à 10UTC	240° 15nds à 12UTC	270° 8-10nds
Quadrant matin [†]	1 - 2	2	2 puis 4	3 - 4	3	3	3
Vent synoptique après-midi ^{††}	50° 10nds	45° 6nds à 15UTC	250° 10nds	270° 14nds	240° 14nds	230° 15nds	270° 8nds
Quadrant après-midi ^{††}	1 - 2	1	3	3	3	3 - 4	3
Vent synoptique nuit ^{†††}	50° 10nds en début 45° 5nds à 24UTC	30° 3nds à 22UTC 300° à 24UTC	230° 10nds à 20UTC, 240° 12nds à 23UTC	280° 12nds 290° 5 nds à 02UTC	240° 15nds 230° 15nds à 24UTC	260° 10nds à 20UTC, 270° 5nds à 23UTC	270° 3nds en début 10° 1nds à 02UTC
Quadrant nuit ^{†††}	1 - 2	1 puis 3	3	3	3	3	3 puis 1
Nébulosité matin [†]	Nuageux dès 06UTC, voilé par alto-cumulus à 10UTC puis dégagé à 11UTC	Légèrement couvert à partir de 08UTC	Brouillard dense	Très couvert, stratus, bruines, averses à 0830	Couvert	Très couvert bruine	Couvert, se dégage en fin de matinée
Nébulosité après-midi ^{††}	Dégagé, se voilant avec des cirrus en fin d'après-midi	Très légèrement couvert	Très couvert puis retour du soleil à 15UTC	Légère éclaircie après passage d'un front froid	Couvert avec quelques éclaircies	Couvert	Nuageux sur le continent, dégagé à l'ENV
Nébulosité nuit ^{†††}		Faible		Couvert	Couvert	Voilé	Brumeux à terre

Tableau 4 Récapitulatif des conditions météorologiques du 16 au 22 juin 2006 sur la zone de Quiberon (matin[†] : de 04 à 12 UTC ; après-midi^{††} : de 12 à 20 UTC ; nuit^{†††} : de 20 à 04UTC)

Jour	23 juin	24 juin	25 juin	26 juin	27 juin	28 juin	29 juin
Vent synoptique matin [†]	80° 3nds à 10UTC	50° 5nds	0° 5nds	270° 3nds	180° 2 nds à 08UTC	270° 4nds à 08UTC	0° 3nds à 08UTC
Quadrant matin [†]	2	2 puis 1	1	3	4	3	1
Vent synoptique après-midi ^{††}	40° 3nds	350° 5nds	280° 5nds	240° 2nds	30° 5nds	0° 3nds	40° 5nds
Quadrant après-midi ^{††}	1 - 2	1	1 puis 3	3	1 - 3	1	1
Vent synoptique nuit ^{†††}	40° 3 nds	350° 5 nds	280° 5nds	240° 2nds 270° 1nds à 02UTC	30° 5nds 250° 4nds à 02UTC	0° 3nds 30° 5nds à 02UTC	40° 5nds
Quadrant nuit ^{†††}	1 - 2	1	3	3	1 puis 3	1	1
Nébulosité matin [†]	Altostratus voilant le ciel en cours de matinée	Clair puis altostratus se densifiant	Altostratus puis altostratus, couvert	Voilé, convection en fin de matinée	Ciel dégagé, convection à terre en fin de matinée	Dégagé, léger voile puis cumulus sur la côte en fin de matinée	Légèrement voilé
Nébulosité après-midi ^{††}	Quelques altostratus et altocumulus	Voilé, quelques altocumulus épars	Comme le matin mais avec quelques éclaircies	Convection puis couvert par altocumulus après 15UTC	Les nuages de convection disparaissent	Dégagé, les cumulus se développent verticalement	Dégagé
Nébulosité nuit ^{†††}	Couvert	Voilé	Voilé	Voilé	Très légèrement couvert	Dégagé	

Tableau 5 Récapitulatif des conditions météorologiques du 23 au 29 juin 2006 sur la zone de Quiberon (matin[†] : de 04 à 12 UTC ; après-midi^{††} : de 12 à 20 UTC ; nuit^{†††} : de 20 à 04UTC).

III.2.3 Analyse des mesures de températures et de flux radiatifs sur l'ensemble de la campagne de mesure.

Nous disposons de plusieurs sources de données de température issues des différents sites d'acquisition. Notamment chaque site a été équipé de un à trois capteurs THR disposés à différentes hauteurs (une mesure est effectuée à 2m du sol sur chaque site). Les mesures de températures à Penthievre (Figure 54) permettent d'identifier les différents épisodes synoptiques décrits précédemment à partir des cartes de champ de pression.

Le premier épisode du 16 au 17 juin inclus est caractérisé par des maxima élevés (24 à 27 °C à 2m du sol), la température minimale pendant la nuit du 16 au 17 juin demeure très élevée (18°C). La nébulosité associée à un pseudo front stationnant au-dessus du sud de la Bretagne peut expliquer en partie le faible refroidissement nocturne. Le deuxième épisode du 18/06/2006 à la nuit du 22 au 23/06/2006 est caractérisé par de faibles variations diurnes (environ 2,5°C entre minima et maxima) explicables par l'origine du vent : la

masse d'air effectue plusieurs centaines de kilomètres au-dessus de la mer avant d'atteindre le site de mesure. La température moyenne est peu élevée et en légère baisse au fil des jours : de 18°C le 18/06/2006 à 16,5°C le 22.

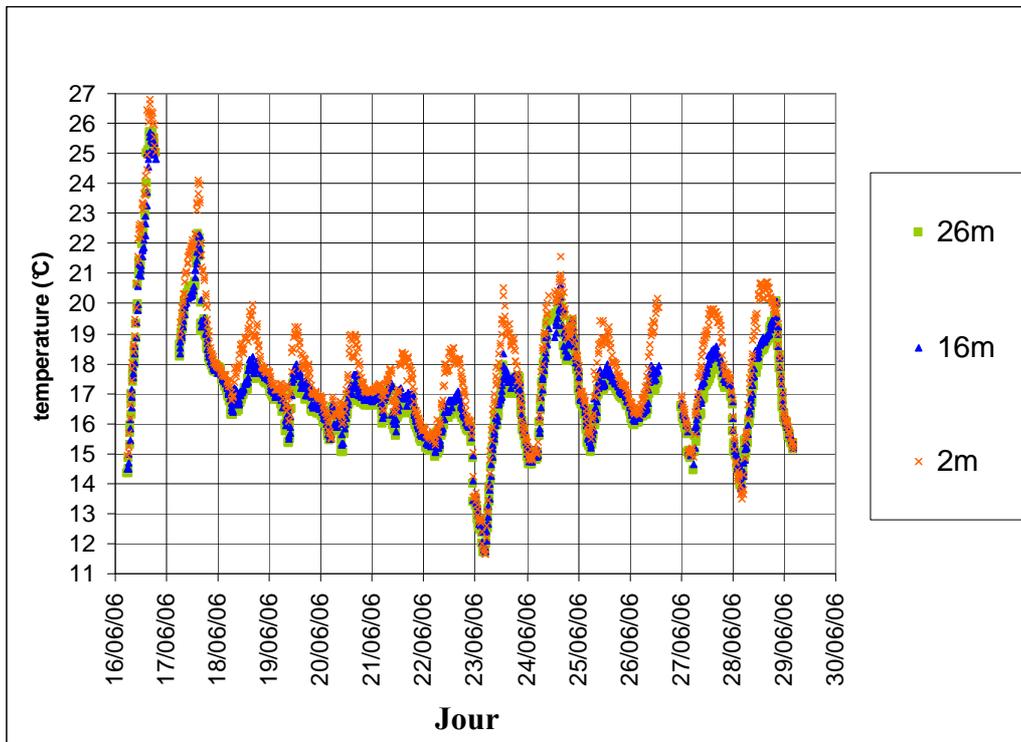


Figure 54 Températures sur le site PEN mesurées à 2m, 16m et 26m par les capteurs THR.

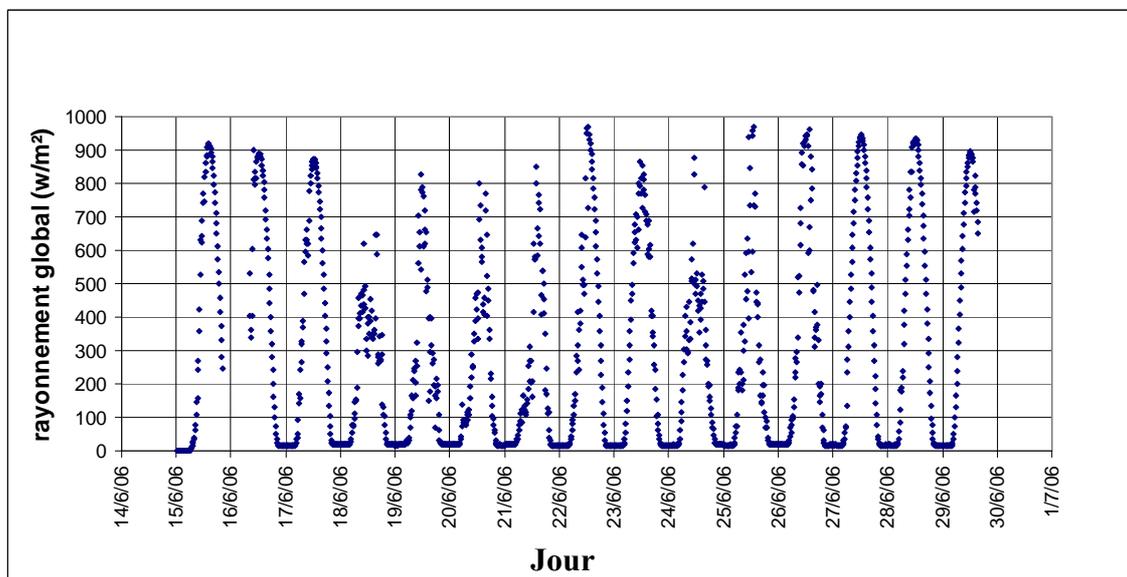


Figure 55 Mesures de rayonnement global à l'ENV.

Comme le confirme la courbe d'évolution temporelle du rayonnement global mesurée avec le pyranomètre (Figure 55), la période du 18 au 21 Juin est celle où le maximum journalier de rayonnement est le plus faible (forte nébulosité). La dernière période remarquable sur les courbes de température va de la nuit du 22 au 23 juin et prend fin le 29 juin. La nuit du 22 au 23 juin est la plus froide de la campagne de mesure (12°C). Le ciel particulièrement dégagé durant cette nuit en est la principale explication. Les journées du 23, du 24 et du 28

juin présentent les maxima les plus élevés sur cette période et à ce titre se révèlent comme les journées où la condition de température semble la mieux satisfaite pour voir se développer une brise marine.

L'évolution des températures de sol mesurée à PEN grâce aux thermocouples absolus (Figure 56) est également un reflet de la situation météorologique synoptique, associée aux conditions d'ensoleillement locales. On observe trois types d'évolutions distincts. Le capteur enterré à 30 cm est quasiment en opposition de phase avec les capteurs disposés en surface. On peut en conclure que la diffusion thermique dans le sol sur le site de Penthièvre se fait à une vitesse de l'ordre de 30cm en 12h. La moyenne journalière de température pour ce capteur est directement liée aux différents épisodes météorologiques évoqués précédemment : en hausse le 16 et le 17 juin (de 21°C à 21,5°C), en légère baisse jusqu'à la journée de transition du 22 juin (19°C), et enfin en augmentation jusqu'à la fin de la campagne (22,5°C le 29 juin).

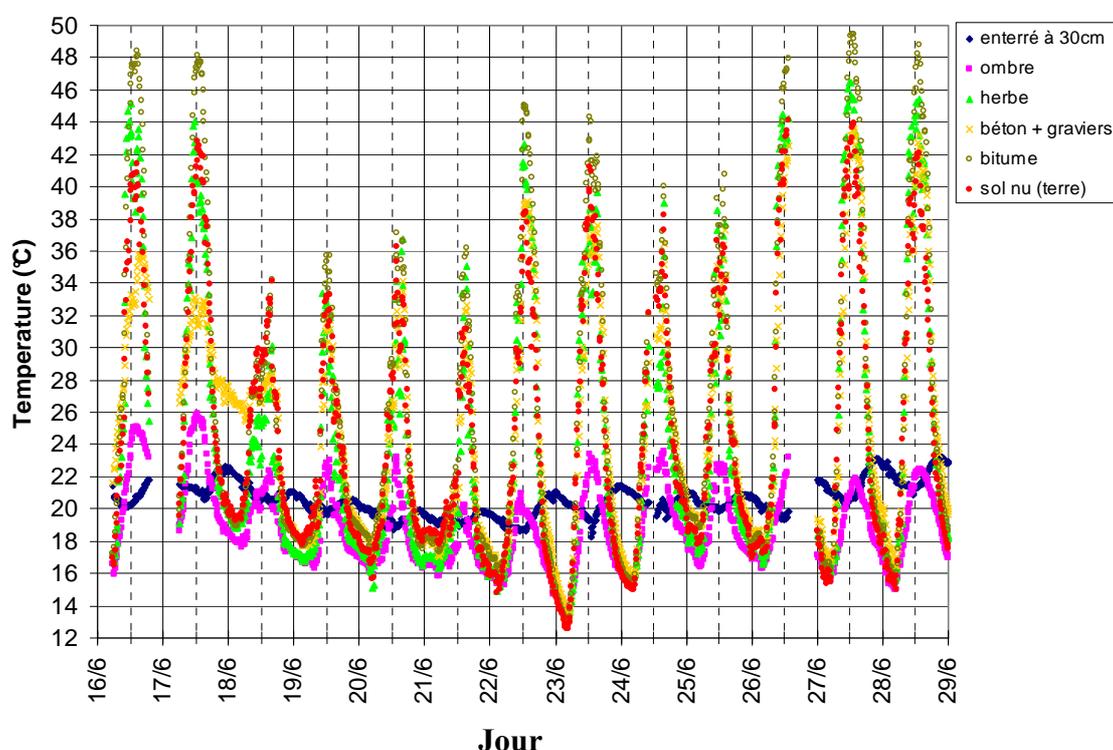


Figure 56 Températures de sol mesurées par les thermocouples absolus à PEN.

Nous n'avons pas exploité de manière poussée les mesures de température à différentes hauteurs (Figure 54). L'analyse du gradient vertical de température pourrait notamment être utile lors de la phase de validation des simulations numériques. En revanche, les mesures de la température du sol en surface et en profondeur (Figure 56) nous ont servi de base lors de l'initialisation des variables de température dans le modèle de sol intégré au modèle atmosphérique ARPS (cf. § IV.1).

III.2.4 Analyse de la brise selon la méthode des quadrants

L'analyse des diverses données météo à grande échelle (observations satellites, réseau de mesures météorologiques national et international, etc.) permet de déterminer le forçage synoptique. Ce forçage synoptique correspond au vent que l'on pourrait observer au-dessus de la zone d'étude sans l'influence des phénomènes météorologiques d'échelles inférieures à la centaine de kilomètres. Ainsi les effets de site liés à la topographie sont le plus souvent à des échelles inférieures à l'échelle synoptique. Seuls des reliefs s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres peuvent engendrer des « effets de sites à échelle synoptique » (ex : les Alpes et le Mistral).

A partir la connaissance du forçage synoptique, on peut effectuer un tri des données selon quatre quadrants (§ II.4.1.4). Le choix des directions correspondant à chacun des quadrants est aisé pour une côte rectiligne, mais se révèle plus compliqué pour une côte découpée telle que celle de notre domaine d'étude. Pour permettre des comparaisons entre les sites nous avons choisi d'introduire des quadrants qui correspondent à l'orientation moyenne de la côte sur une zone de plusieurs dizaines de kilomètre centrée autour de la baie de Quiberon. Cependant il peut être également pertinent de prendre en compte l'orientation de la côte au niveau local (à l'échelle du kilomètre) lors de l'étude d'un site particulier, et notamment pour mieux comprendre les phases d'établissement de la brise.

Les figures suivantes se référeront aux quatre quadrants orientés par rapport à la « côte à grande échelle » telle que décrite Figure 22.

L'analyse synoptique que nous allons effectuer par décomposition selon le secteur du vent reste cependant à prendre avec précaution. Le nombre de journées de mesure reste faible pour effectuer des statistiques. En outre les journées du 18 au 22 juin qui constituent l'essentiel des mesures pour le quadrant 3, correspondent également à une période de temps couvert et pluvieux peu propice à un renforcement thermique. Il ne s'agit d'ailleurs pas d'une coïncidence car les périodes pluvieuses sont le plus souvent associées au passage d'une dépression sur le nord de l'Europe, situation synoptique qui induit un vent globalement ouest sud-ouest sur la Bretagne (sud à l'arrivée de la dépression et nord-ouest en fin de dépression). Comme nous l'avons vu, la direction synoptique ouest sud-ouest est classée comme quadrant 3 sur notre zone d'étude.

Pour notre étude nous avons choisi de privilégier un affichage des données mesurées sous la forme de « polygones de brises ». On représente respectivement en abscisse et en ordonnée les valeurs moyennées sur 15 minutes de $-U$ et $-V$ (où U et V sont les composantes horizontales du vent mesuré) pour l'ensemble d'une journée. La composante U étant positive par vent d'ouest et la composante V positive par vent de sud, le signe « moins » est une convention qui permet d'obtenir une lecture instinctive du graphique : les points situés par exemple dans la partie supérieure du graphique ($-V > 0$) correspondent à des vents de secteur nord. Ce type de représentation est généralement plutôt réservé aux journées de brise thermique : dans ce cas la ligne qui relie dans l'ordre chronologique les différents points de mesure décrit un polygone (en considérant que l'on relie le premier et le dernier point de mesure de la journée). Ce polygone est appelé polygone de brise car il est possible de tirer des informations pertinentes sur le comportement de la brise à partir de la forme générale et de la surface de la figure géométrique décrite. Dans l'hémisphère Nord, si le vent synoptique est à peu près constant et que les conditions sont réunies pour observer des effets de type « brise thermique », le polygone est généralement décrit dans le

sens horaire. Ce sens de rotation privilégié s'explique par la dissymétrie causée par la force de Coriolis. Cependant un découpage complexe de la côte associé à certaines directions du vent synoptique peut induire des rotations dans le sens antihoraire.

III.2.4.1 Journées « Quadrant 1 »

L'observation des polygones de brise pour les journées avec un vent synoptique de quadrant 1 (à PEN Figure 57, à STP Figure 58 et à INZ Figure 59) laisse apparaître certaines caractéristiques communes, mais on peut aussi noter certaines différences d'une journée à l'autre.

Les deux principales caractéristiques communes sont :

- La « trajectoire » dessinée par les différents points correspondant à une journée décrit un polygone qui est tracé dans le sens des aiguilles d'une montre.
- La surface de chacun de ces polygones est relativement importante.

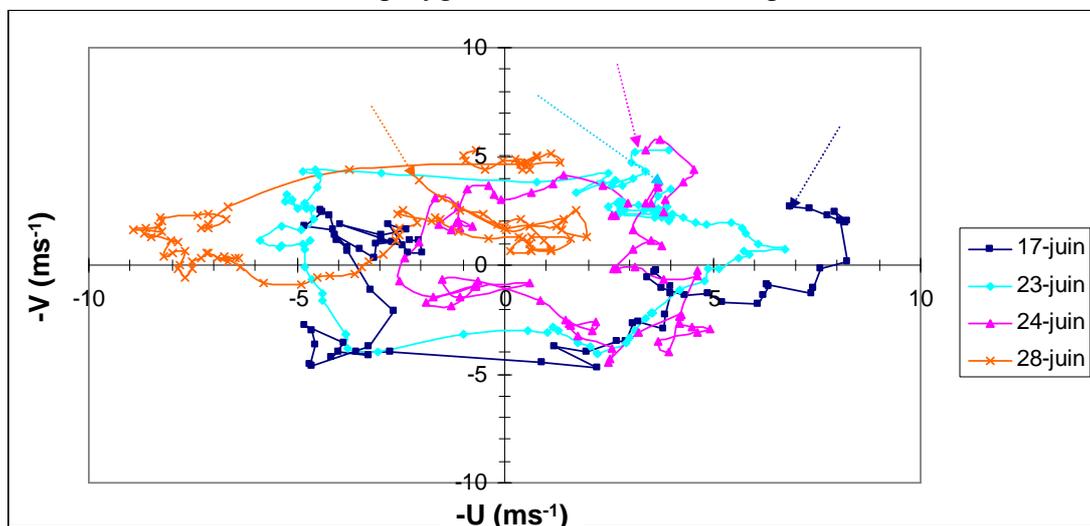


Figure 57 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 28 m sur le site PEN pour les journées de quadrant 1. Le début de chaque cycle journalier (00UTC) est repéré par une flèche.

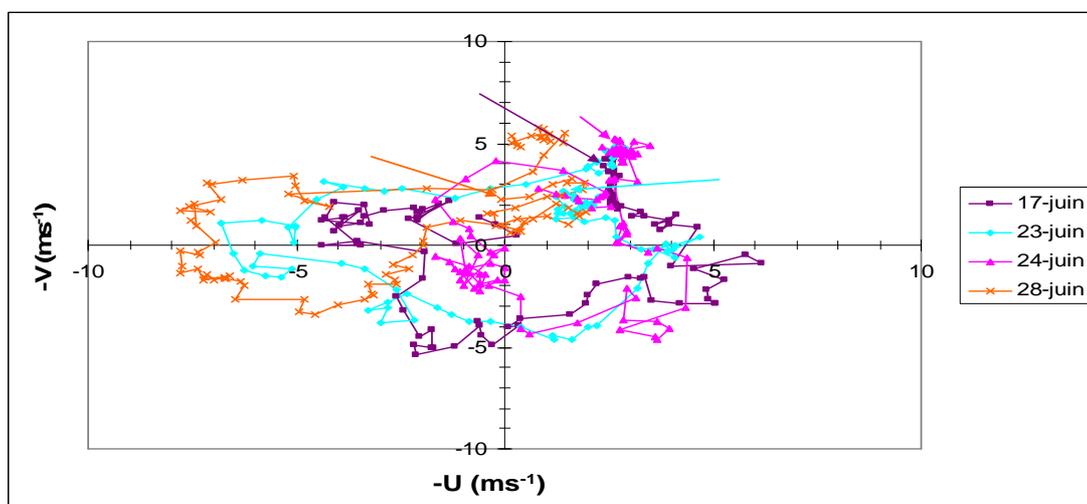


Figure 58 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 10 m sur le site STP pour les journées de quadrant 1. Le début de chaque cycle journalier (00UTC) est repéré par une flèche.

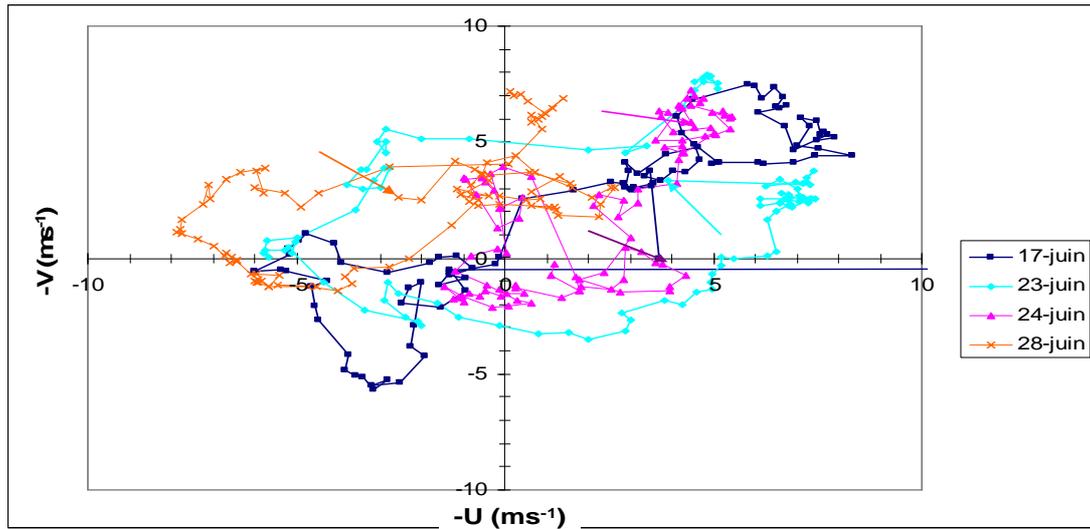


Figure 59 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 8 m sur le site INZ pour les journées de quadrant 1. Le début de chaque cycle journalier (00UTC) est repéré par une flèche.

Les deux principales différences sont :

- Le point de départ et le point final de chaque journée sont relativement proches pour les journées des 23, 24 et 28 juin. En revanche le 17 juin on observe un écart important entre ces deux points de mesure : à 00 UTC on relève du nord-ouest alors qu'à 24 UTC on observe du sud-ouest. Cet écart est lié à une modification du forçage synoptique en fin de journée causée par le déplacement vers le nord d'une dépression située au sud de la région des Pays de la Loire.
- Les polygones des 17, 23 et 24 juin englobent l'origine des axes, ce qui signifie qu'on a pu observer sur tous les sites une rotation quasi-continue du vent dans le sens horaire (rotation à droite). Ce n'est pas le cas de la journée du 28 juin où, dans la première partie de la journée, on a observé une rotation à gauche du vent. Une explication probable pour cette différence est la position du point de départ de chaque polygone à 00 UTC. Le 28 juin le point de départ est proche du nord, les 17, 23 et 24 juin, le point de départ est situé aux alentours du nord-est. La direction de la brise de mer à échelle continentale au début de son établissement est aux alentours de 250° . Le « plus court chemin » pour passer d'un vent de nord à un vent d'ouest est clairement la rotation à gauche observée le 28 juin (rotation de 110° dans le sens trigonométrique au lieu de 250° dans le sens horaire). En revanche, les 17, 23 et 24 juin, la position de départ plus « à droite » (environ 45° au lieu de 0°) entraîne un plus faible écart entre les deux sens de rotation (155° dans le sens trigonométrique et 205° dans le sens horaire). Or la force de Coriolis favorise la rotation dans le sens horaire, ce qui compense le fait que l'angle de rotation dans le sens horaire soit légèrement plus élevé.

La journée du 28 juin est classée parmi les journées de quadrant 1 car le forçage synoptique de la deuxième partie de journée est issu du quadrant 1. Cependant en première partie de journée, les champs de pressions indiquent un forçage synoptique de quadrant 3. Cette nuance pourrait également être à l'origine de certaines des différences observées entre le 28 juin et les autres journées de quadrant 1. Cette question nous rappelle la difficulté à déterminer le quadrant du forçage synoptique, lorsque la situation synoptique est variable en cours de journée.

III.2.4.2 Journées « Quadrant 2 »

Lors de la campagne de mesure nous n'avons pas réellement eu de journée avec un forçage synoptique constant dans le temps issu du quadrant 2. Seule la journée du 16 juin a commencé avec un forçage synoptique réellement dans le quadrant 2. Cependant le forçage synoptique variant au cours de la journée, nous avons choisi de traiter cette journée particulière du 16 juin de manière indépendante à la section III.2.5.1. On peut noter que les journées des 17, 23 et 24 juin étaient déjà proches de la limite du quadrant 2 et auraient pu être intégrées dans cette catégorie avec un choix du découpage des quadrants légèrement différent.

III.2.4.3 Journées « Quadrant 3 »

La comparaison des polygones pour les sites PEN (Figure 60), INZ (Figure 61) et STP (Figure 62) sur les journées qualifiées de quadrant 3 est sans surprise : les mesures du vent près du sol restent dans le même secteur que le vent synoptique. Les seuls points de mesures qui font apparaître une composante d'est correspondent à la nuit du 22 au 23 juin. Or cette période coïncide avec la fin de l'épisode météorologique du 18 au 22 juin et à une rotation du vent synoptique vers le nord-est. Comme nous l'avons vu lors de l'analyse de la situation météorologique pour l'ensemble de la campagne de mesure, les périodes du 18 au 22 juin et du 26 au 27 juin sont très différentes malgré leur classement en commun dans le quadrant 3. Notamment, le forçage synoptique est globalement plus faible en intensité à partir du milieu de la journée du 21 juin, le 22 juin et du 26 au 27 juin. On peut également noter sur cette période des directions en moyenne plus « à droite » que sur la période du 18 au 21 juin à 10 UTC.

Nous distinguerons donc deux groupes de journées au sein des journées de quadrant 3. Nous analyserons d'abord les caractéristiques communes à l'épisode du 18 au 21 juin puis nous verrons en quoi ils se rapprochent ou diffèrent des journées des 22, 26 et 27 juin.

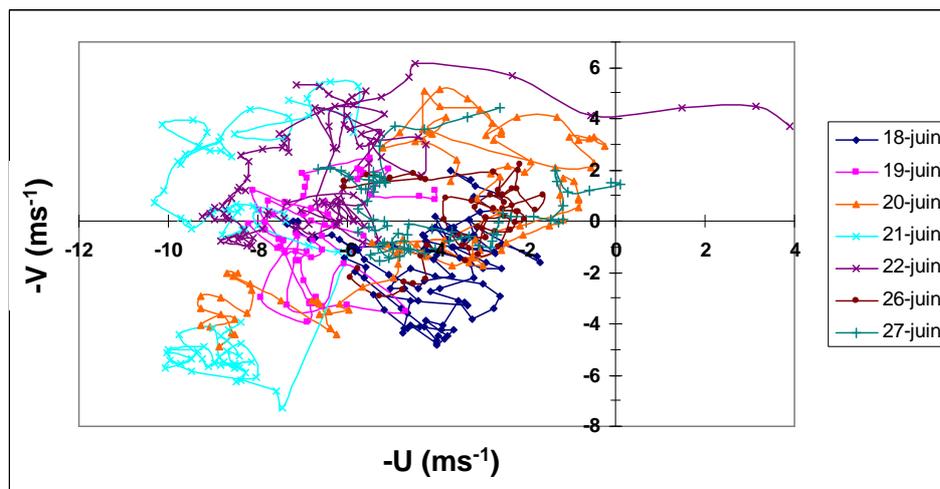


Figure 60 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 28m sur le site PEN pour les journées de quadrant 3.

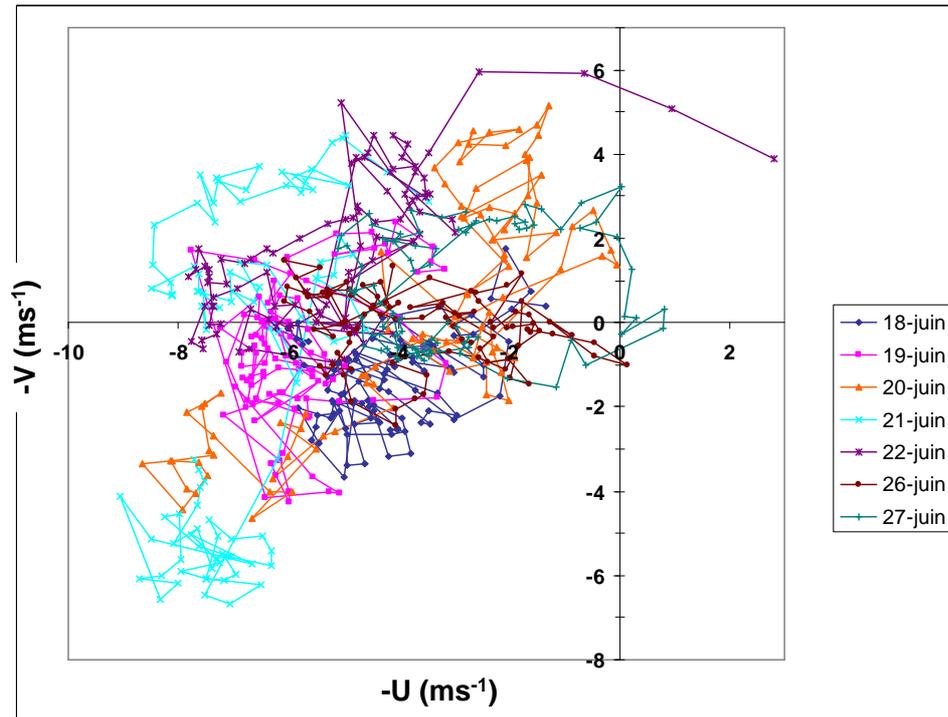


Figure 61 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 8 m sur le site INZ pour les journées de quadrant 3.

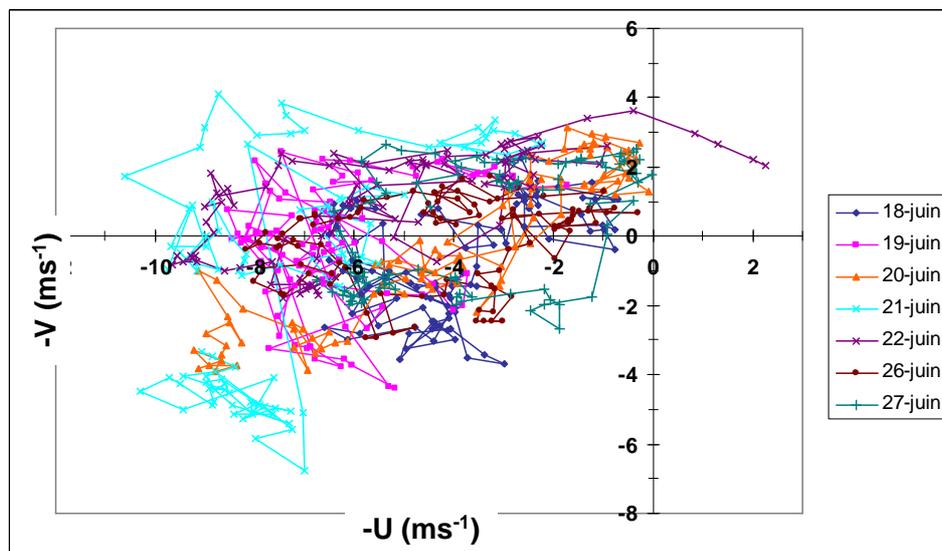


Figure 62 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 10 m sur le site STP pour les journées de quadrant 3.

III.2.4.3.1 Quatre premières journées de quadrant 3

Du 18 juin au milieu de journée du 21 juin, on observe que les polygones de brises (Figure 63 et Figure 64) sont « écrasés » et ne décrivent pas des figures caractéristiques de la brise visible pour les quadrants 1 et 2. Les variations du vent mesurées sont le plus souvent corrélées avec l'analyse de la situation météorologique à l'échelle synoptique.

Il est donc difficile de quantifier la part de l'évolution d'origine synoptique de la part d'origine thermique à l'échelle locale pour cette journée.

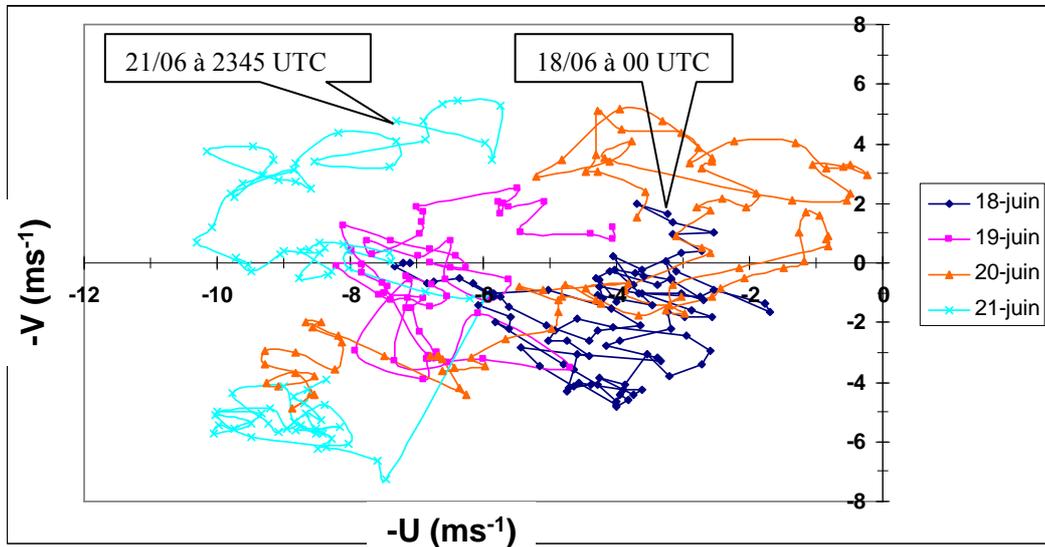


Figure 63 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 28m sur le site PEN pour les 4 premières journées de quadrant 3.

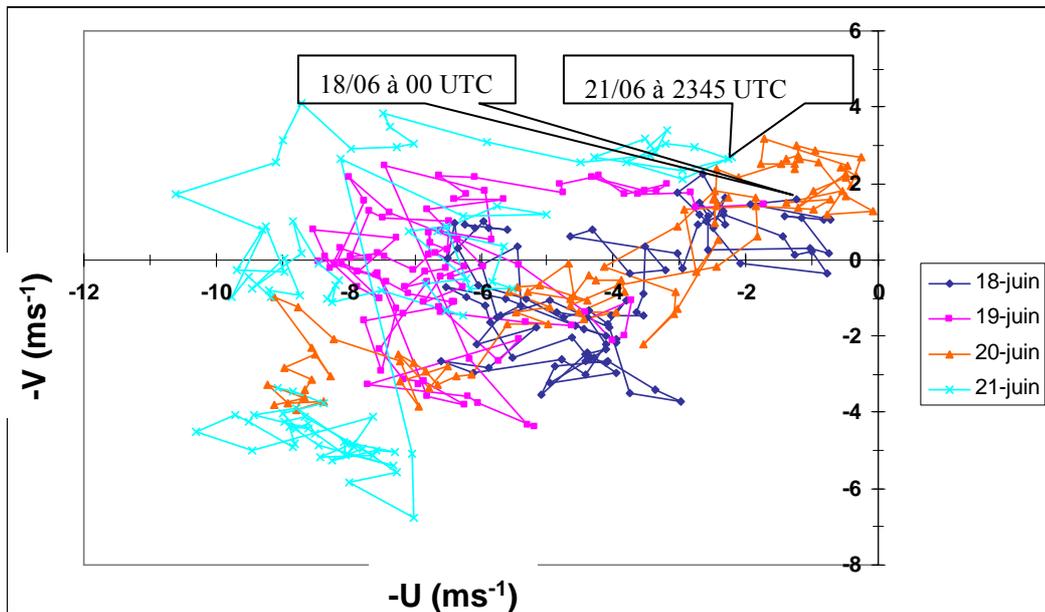


Figure 64 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 10m sur le site STP pour les 4 premières journées de quadrant 3.

L'évolution lors de la journée du 19 juin peut laisser penser qu'elle a été causée par un renforcement thermique. Ceci est corroboré par le gradient de pression apparaissant en cours de journée entre les sites ENV et STP (Figure 65). Cependant, cette rotation et ce renforcement dans l'après-midi coïncident aussi avec l'évolution attendue au vu de la carte du champ de pression (Figure 66) et de la présence d'un front visible sur l'image satellite (Figure 67).

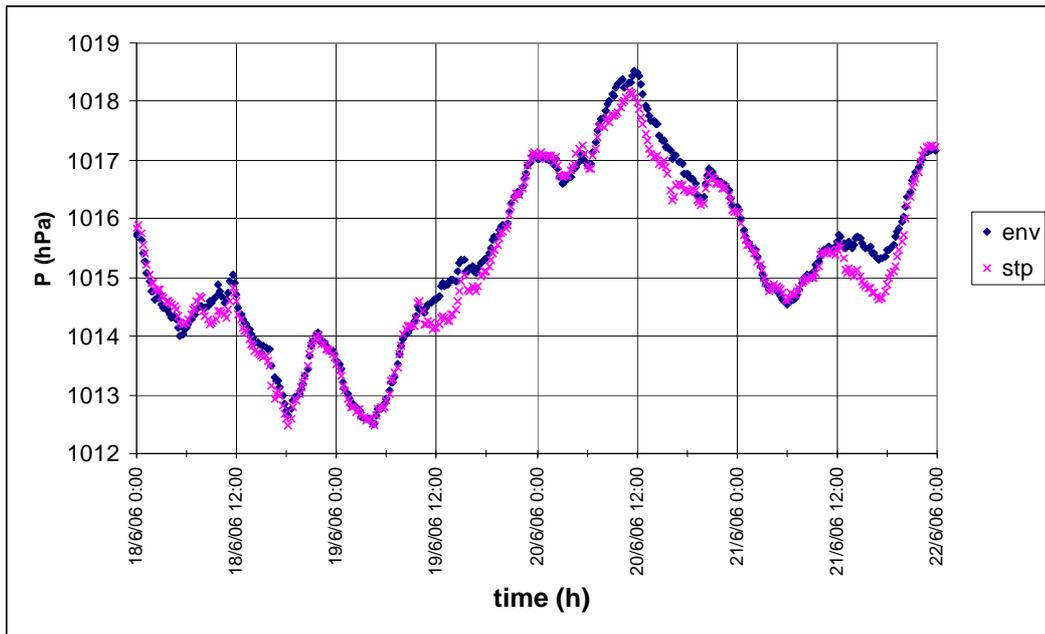


Figure 65 Pression atmosphérique mesurée à 2m du sol à PEN (bleu marine) et STP (rose).

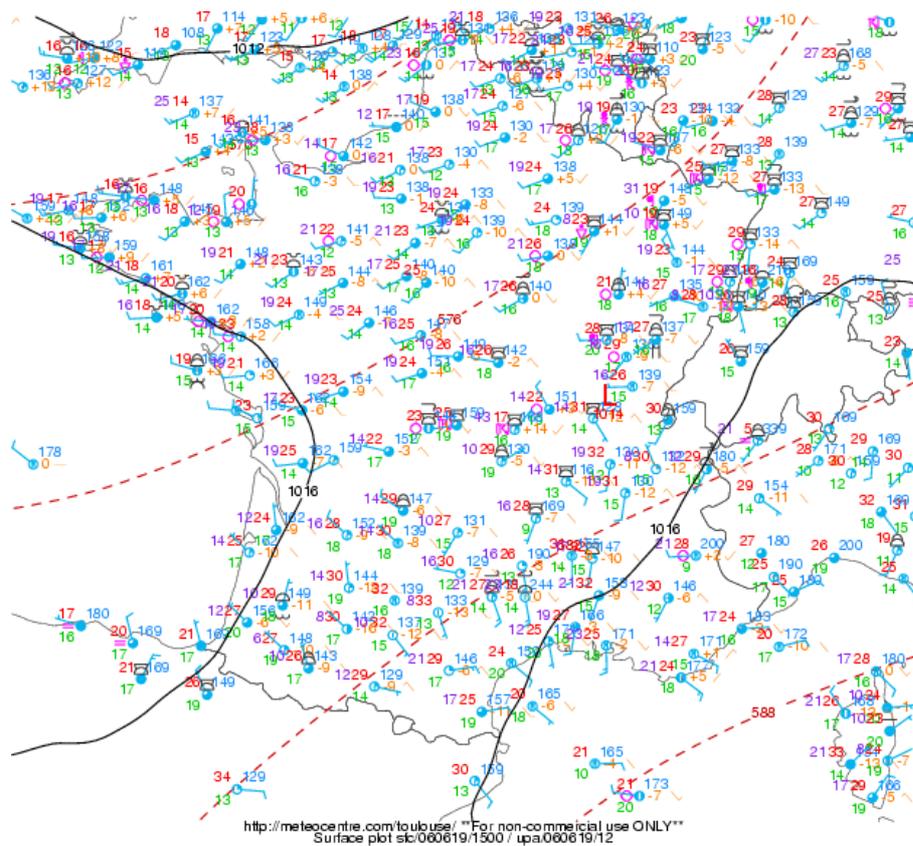


Figure 66 Analyse de surface ¹¹, le 19/06/2006 à 15 UTC.

¹¹ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

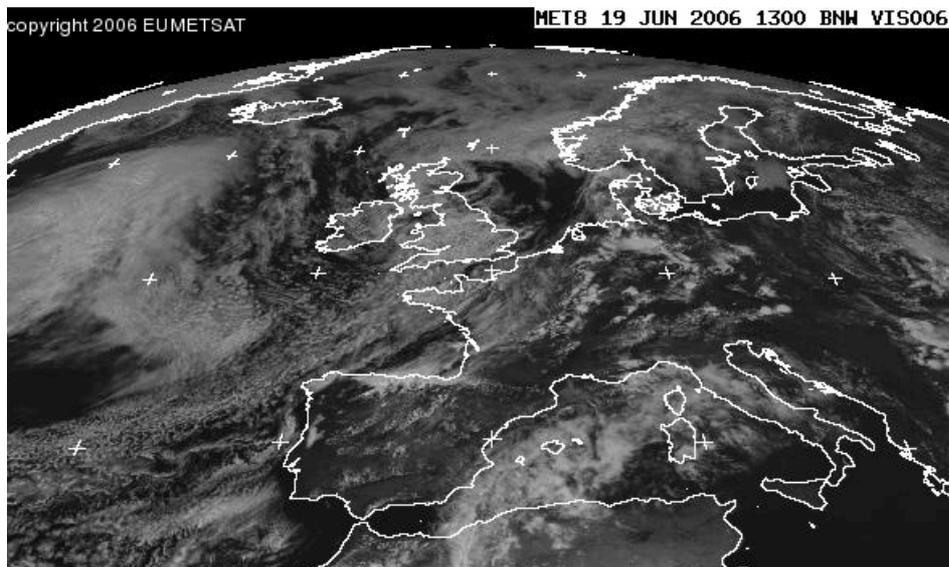


Figure 67 Photo satellite de l'Europe, le 19/06/2006 à 14 UTC (copyright Eumetsat 2006).

Le 20 juin, l'évolution de la direction vers 240° (environ 30° à 50° plus à gauche que la direction de la brise de mer) et le maintien de l'intensité pendant la nuit montrent que le vent est principalement d'origine synoptique. Cependant comme pour la journée du 19 juin, un léger renforcement thermique a probablement influé sur l'intensité du vent durant l'après-midi.

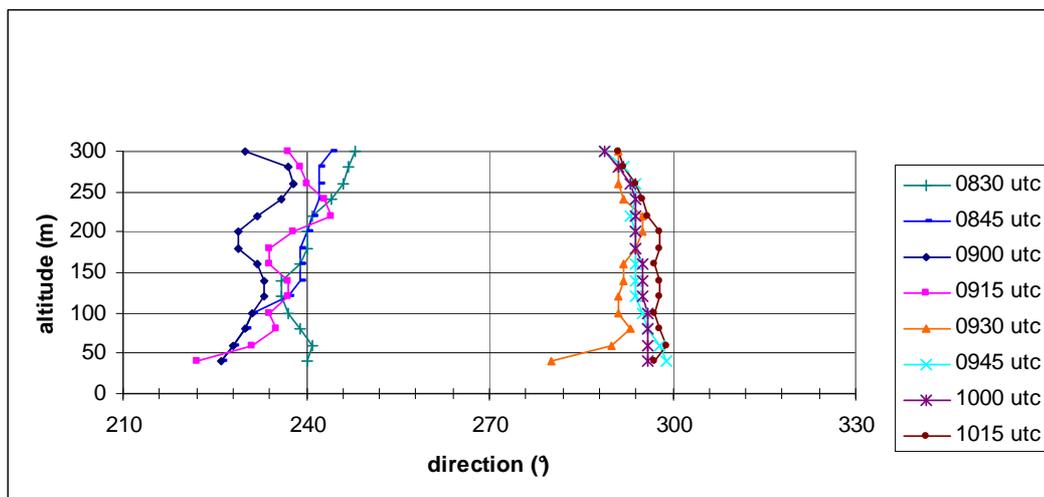


Figure 68 Profils verticaux de la direction du vent (sodar ENV) le 21/06/2006, toutes les 15min de 0830 UTC à 1015 UTC.

Le 21 juin, la forte rotation à droite du matin (entre 0915 UTC et 0930 UTC) coïncide avec le passage d'un front sur la zone d'étude (Figure 69). En outre l'examen des profils de vitesse mesurés au sodar (Figure 68) montre que la rotation mesurée à proximité du sol par les capteurs positionnés sur des mâts se prolonge également en altitude : au moins jusqu'à 400m (altitude maximale des mesures). Dans la matinée la pression est la même à PEN et à ENV (Figure 65), ce qui confirme l'hypothèse de l'origine purement synoptique des variations du vent.

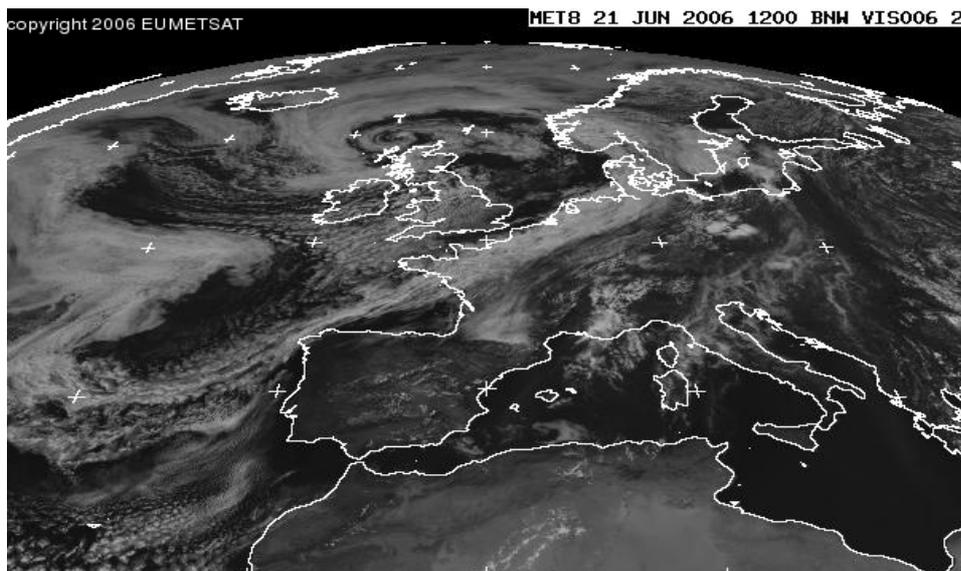


Figure 69 Image satellite de l'Europe, le 21/06/2006 à 13 UTC (copyright Eumetsat 2006).

En revanche, après cette première rotation à droite le matin, le vent reste dans le quadrant 3 mais s'éloigne clairement de la frontière avec le quadrant 4 et se rapproche du quadrant 1 : les conditions redeviennent donc plus favorables à un renforcement thermique.

Les caractéristiques communes à la période du 18 au 21 juin à 12 UTC sont donc des évolutions du vent principalement générées à l'échelle synoptique par le passage du front. On suppose l'existence d'un léger renforcement thermique dans les après-midi du 19 et du 20 juin, mais on ne connaît pas précisément son intensité.

On retrouve bien là les prévisions de la méthode des quadrants pour un forçage synoptique de quadrant 3 d'intensité modérée.

III.2.4.3.2 *Trois dernières journées de quadrant 3*

Les journées des 22, 26 et 27 juin présentent des polygones moins écrasés (Figure 70 et Figure 71). On retrouve des formes plus ressemblantes aux polygones de brise pure. Le centre des surfaces décrites est proche du vent synoptique et l'origine du repère n'est jamais incluse dans ces polygones. Les raisons qui peuvent expliquer les différences avec les quatre premières journées du quadrant 3 sont l'intensité du forçage synoptique qui est plus faible, le ciel dégagé qui permet un fort rayonnement (Figure 55), un meilleur réchauffement du sol (Figure 56), et enfin la direction du vent en début de journée qui est plus proche du quadrant 1, ce qui favorise les effets thermiques.

Le classement des journées en se basant sur un découpage selon le quadrant du vent synoptique permet de retrouver les évolutions prévues par cette théorie. Certaines journées sont délicates à classer car parfois le vent synoptique évolue au cours d'une même journée, ou le passage d'un front perturbe l'établissement d'une brise. En outre on voit que, malgré la quantité de données disponibles, un classement a priori, en vue d'une prévision dès le matin, resterait difficile et peu précis.

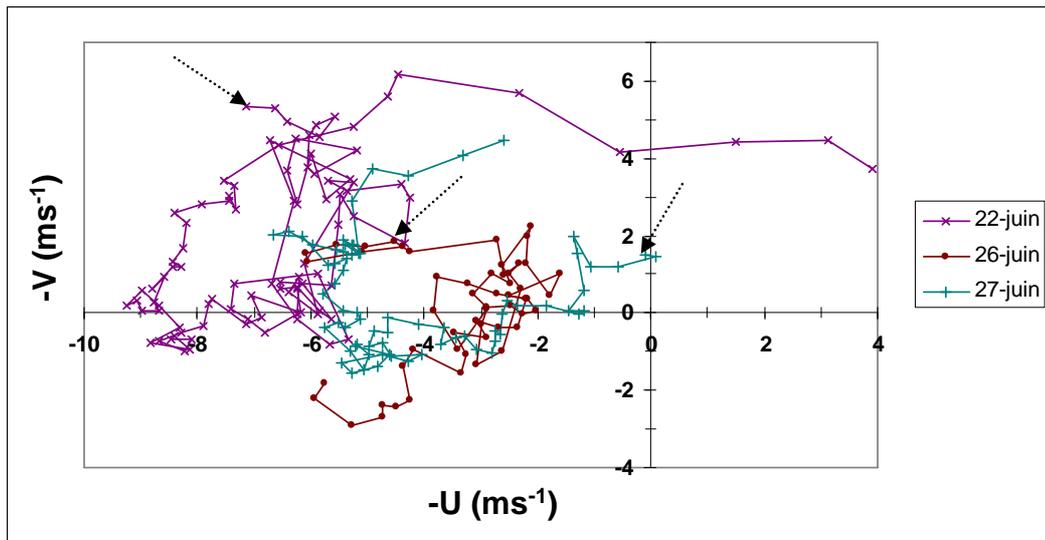


Figure 70 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 28m sur le site PEN pour les 3 dernières journées de quadrant 3. Le début de chaque cycle journalier (00UTC) est repéré par une flèche.

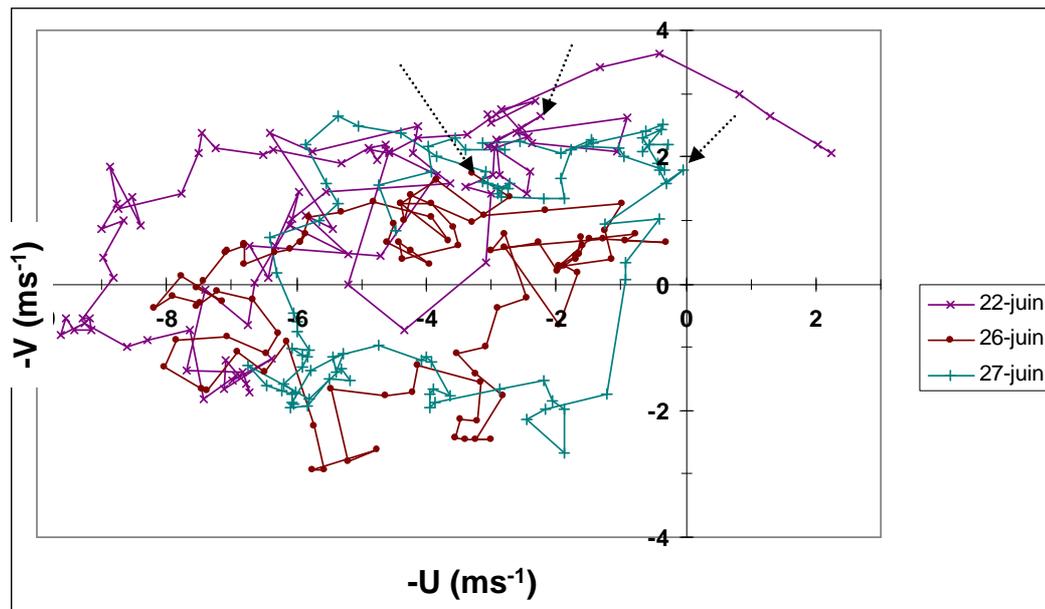


Figure 71 Polygones de brise tracés à partir des mesures à 10m sur le site STP pour les 3 dernières journées de quadrant 3. Le début de chaque cycle journalier (00UTC) est repéré par une flèche

III.2.5 Analyse par journée

La comparaison des journées entre-elles en s'appuyant sur une décomposition selon le quadrant du vent synoptique s'est révélée instructive, cependant cette approche a ses limites. En effet, d'une part le classement des journées est une tâche délicate à réaliser, et d'ailleurs certaines journées sont inclassables, d'autre part, cette approche ne permet pas

d'examiner en détail tous les phénomènes rencontrés lors de la campagne de mesure. Comme nous l'avons évoqué en introduction, les phénomènes météorologiques les plus à même d'être exploités lors des régates côtières ont des échelles de temps trop petites pour être analysés par des approches globales. Dans cette section nous allons donc analyser certaines journées individuellement de manière plus fine. Nous ferons évidemment référence à la méthode des quadrants lorsqu'il y aura lieu, mais nous soulignerons aussi certaines différences entre des journées pourtant classées dans le même quadrant. Nous chercherons à comprendre ces comportements singuliers grâce à une analyse de la situation météorologique à l'échelle synoptique, mais aussi en nous servant des mesures réalisées en différents points de la baie de Quiberon. Cette analyse ayant une double vocation (validation/initialisation des simulations numériques et compréhension de la micro-météorologie locale), nous avons choisi d'analyser de manière approfondie un nombre restreint de journées. Nous avons privilégié les journées qui présentent des phénomènes de brise thermique les plus marqués. Compte tenu de la situation météorologique lors de la campagne de mesure, nous ne disposons que de peu d'épisodes de brise thermique à étudier. Nous avons également choisi d'étudier certaines journées marquées par l'influence du vent synoptique. Dans ce type de situation, les effets de sites de type « sortie de rivière » ou « effet Venturi » sont alors plus faciles à analyser.

III.2.5.1 Analyse du 16 juin.

L'acquisition des mesures n'a pas commencé dès le 16 juin sur tous les sites (cf. Annexe § A.1.5, Tableau 25), cette journée n'est donc renseignée que sur les sites STP et PEN.

Le 16 juin, on mesure à PEN et à STP (Figure 72) une rotation à droite d'environ 60° (jusqu'à 105°) dans la première partie de journée. A STP on mesure une augmentation de la vitesse moyenne du vent (Figure 73) jusqu'à 1345 UTC (maximum de $6,5 \text{ m s}^{-1}$), tandis que la tendance générale est à la baisse sur le site de PEN (de $8,5 \text{ m s}^{-1}$ à 0730 UTC à $3,4 \text{ m s}^{-1}$ à 1445 UTC) avec cependant deux maxima locaux observés à 1130 UTC et 1345 UTC.

L'hypothèse d'un début d'établissement d'une brise marine est probable, et s'appuie notamment sur deux éléments :

- La comparaison des pressions mesurées à ENV et STP (Figure 74) fait apparaître un gradient dont le signe est caractéristique d'une composante « thermique ».
- La carte des analyses horaires de Météo-France pour le 16 juin 2006 à 12 UTC (Figure 75) montre bien que la rotation est localisée sur les côtes mais n'affecte pas les mesures dans les terres.

La quasi-simultanéité des observations faites à 1345 UTC (une inversion du sens de rotation du vent et un maximum de la vitesse) laisse supposer que le passage du front visible sur la Figure 76 a perturbé l'établissement de la brise marine.

La fin de journée est suivie d'un retour du vent jusqu'au 35° avec une stabilisation de la vitesse moyenne vers des valeurs de 3 à 6 m s^{-1} .

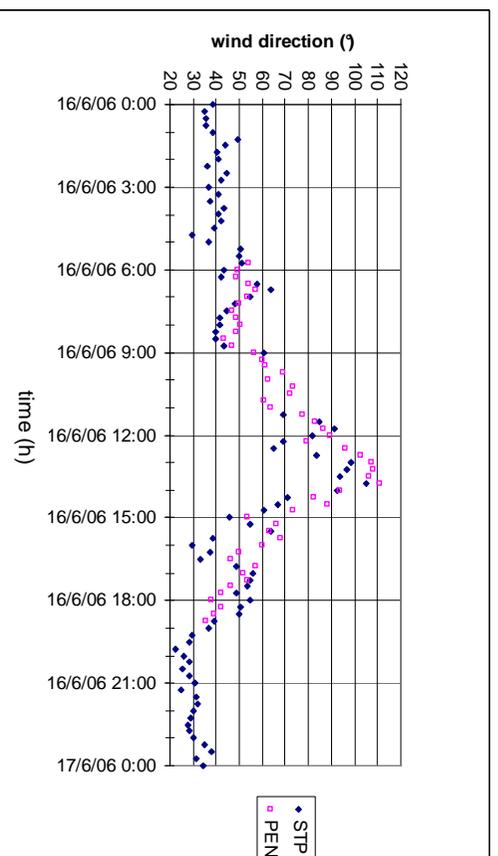


Figure 72 Direction du vent mesuré à 10m sur le site STP et à 16 m sur le site PEN, le 16 juin 2006.

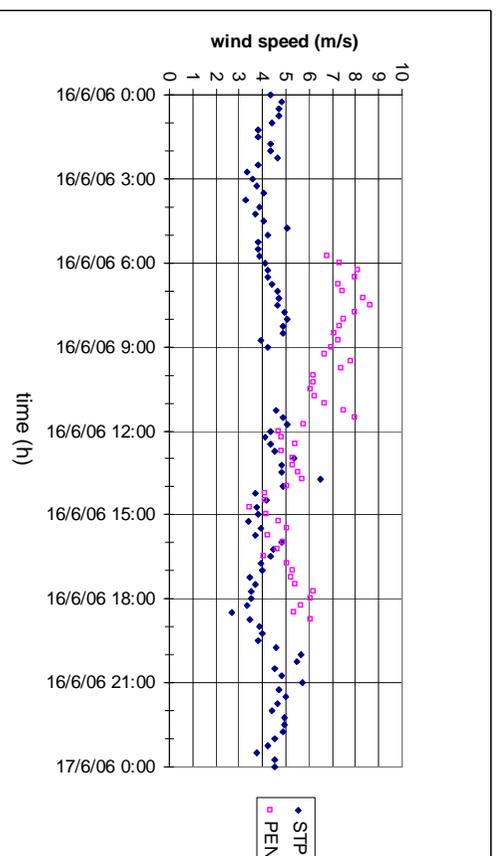


Figure 73 Vitesse du vent mesuré à 10m sur le site STP et à 16 m sur le site PEN, le 16 juin 2006.

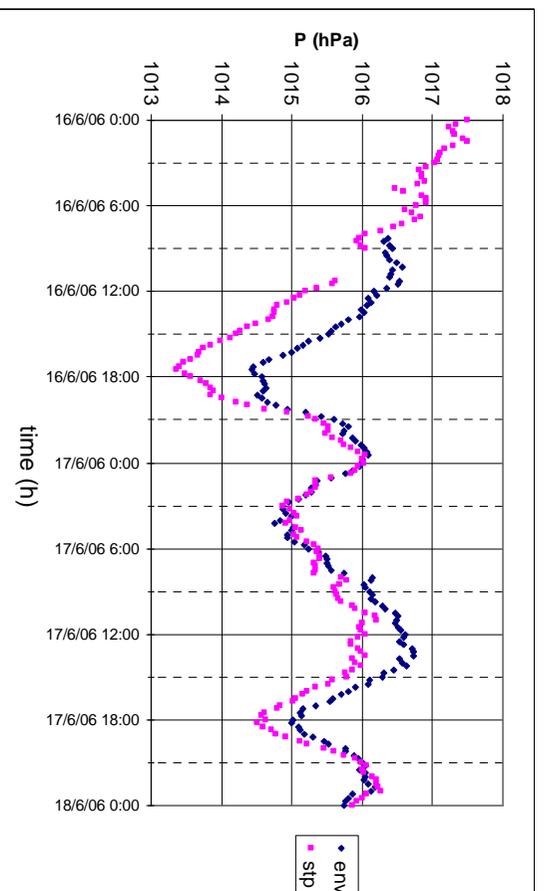


Figure 74 Pression atmosphérique mesurée à 2m sur les sites ENV et STP du 16 au 17 juin 2006.

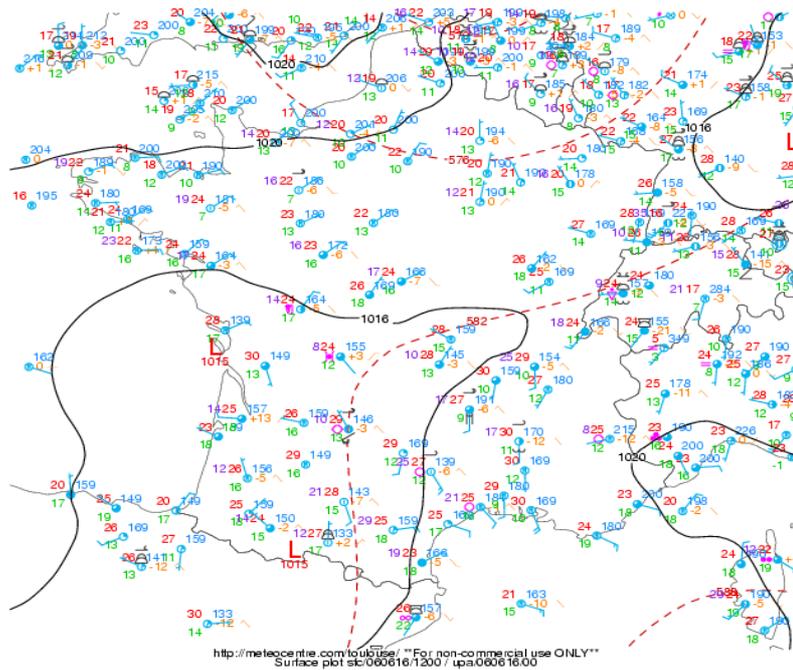


Figure 75 Analyse horaire de la France¹², le 16 juin 2006 à 12 UTC.

copyright 2006 EUMETSAT

METB 16 JUN 2006 1300 BNV IR_108 2

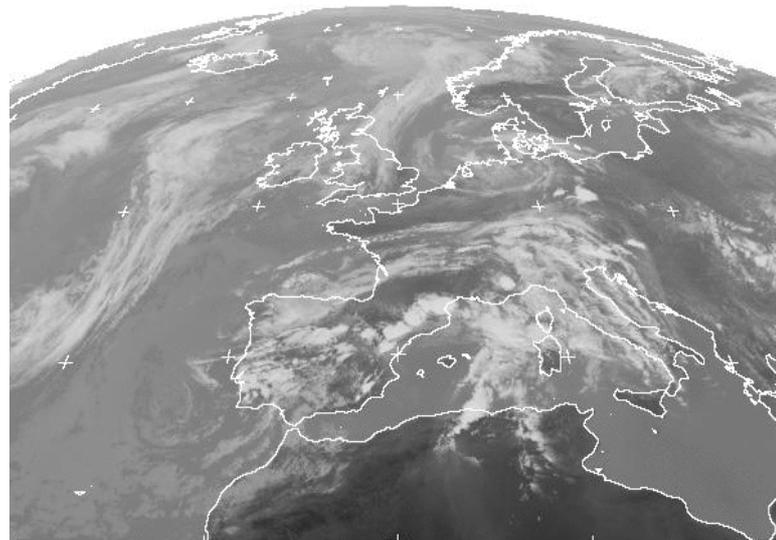


Figure 76 Photo satellite IR de l'Europe le 16/06/2006 à 14 UTC (copyright Eumetsat 2006).

La couverture nuageuse présente cette journée n'a pas vraiment limité le réchauffement du sol (Figure 56). Le forçage synoptique se trouve le matin dans un secteur favorable à la brise de mer, l'atmosphère semble plutôt instable comme l'indique le radiosondage de Brest à 12 UTC (Figure 77). Pourtant les polygones observés (Figure 78 et Figure 79) ne correspondent pas au développement complet d'une brise marine. L'explication se trouve donc plutôt au niveau de l'évolution de la direction du forçage synoptique en cours de journée. En effet le vent synoptique

¹² Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

mesuré à l'altitude de 1km (altitude déterminante pour l'influence sur la brise marine) par radiosondage (Figure 77) à Brest semble tourner à droite jusqu'à la direction 110° en cours de journée (pour 45° à 00 UTC). Même si cette mesure est effectuée à près de 150 km de la baie de Quiberon, la situation synoptique laisse supposer une certaine homogénéité du forçage synoptique sur la Bretagne sud. On atteint là des valeurs très proches du quadrant 4 alors que le début de journée correspondait au quadrant 2. Or selon la théorie, ce quadrant 4 défavorise très fortement l'apparition de la brise marine. En outre, dans une situation de quadrant 2 le développement de la brise se fait théoriquement d'abord par le large, avec une bande de vent faible près de la côte et un vent proche du vent synoptique dans les terres. Si le forçage synoptique de quadrant 2 du début de journée, jusqu'à environ 10 UTC, avait permis le début du développement d'une brise, il serait alors normal de ne pas l'avoir mesuré à STP car ce site de mesure est à terre. L'évolution du vent observée le 16 juin est donc probablement principalement d'origine synoptique. Mais nous ne disposons cependant que de trop peu de données sur cette journée pour confirmer cette hypothèse.

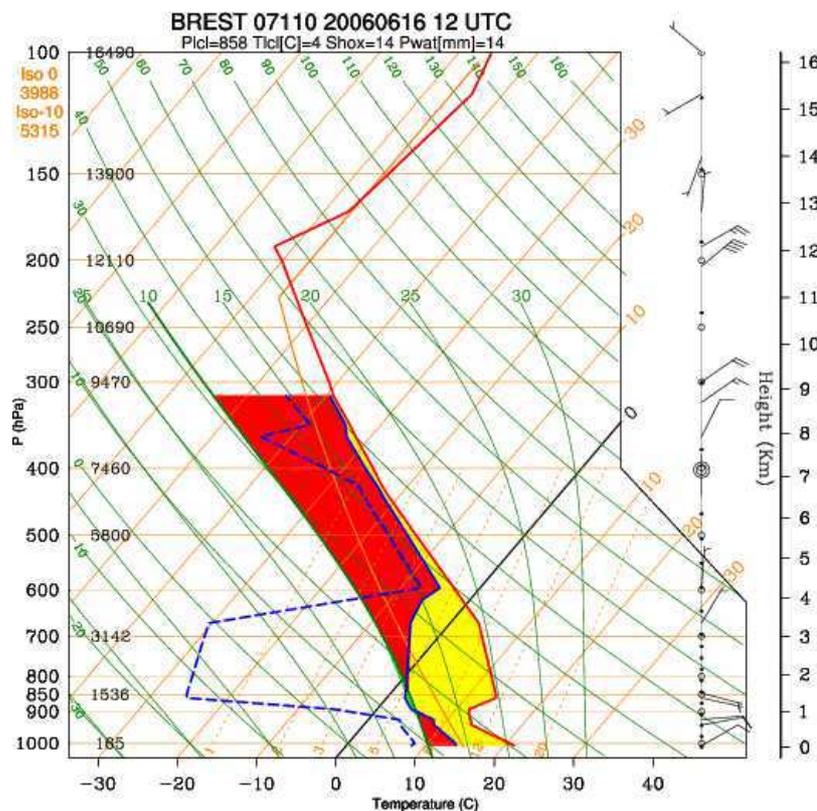


Figure 77 Radiosondage¹³ station de Brest, 16/06/2006 à 12 UTC.

¹³ Ce document provient du site Internet Infoclimat : <http://www.infoclimat.fr> . Les droits de reproduction sont réservés.

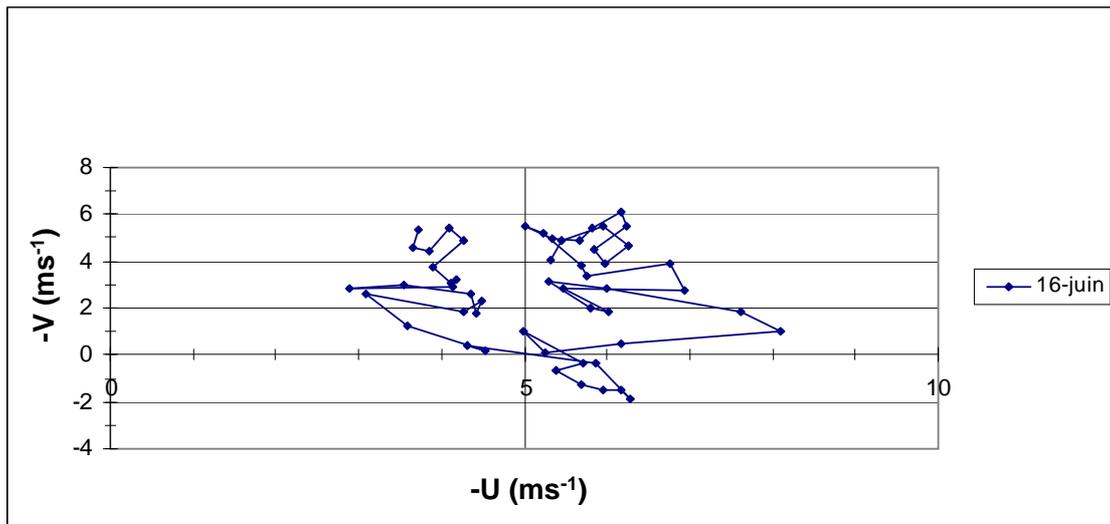


Figure 78 Polygone de brise tracé à partir des mesures de vent à 28 m sur le site PEN, le 16 juin 2006.

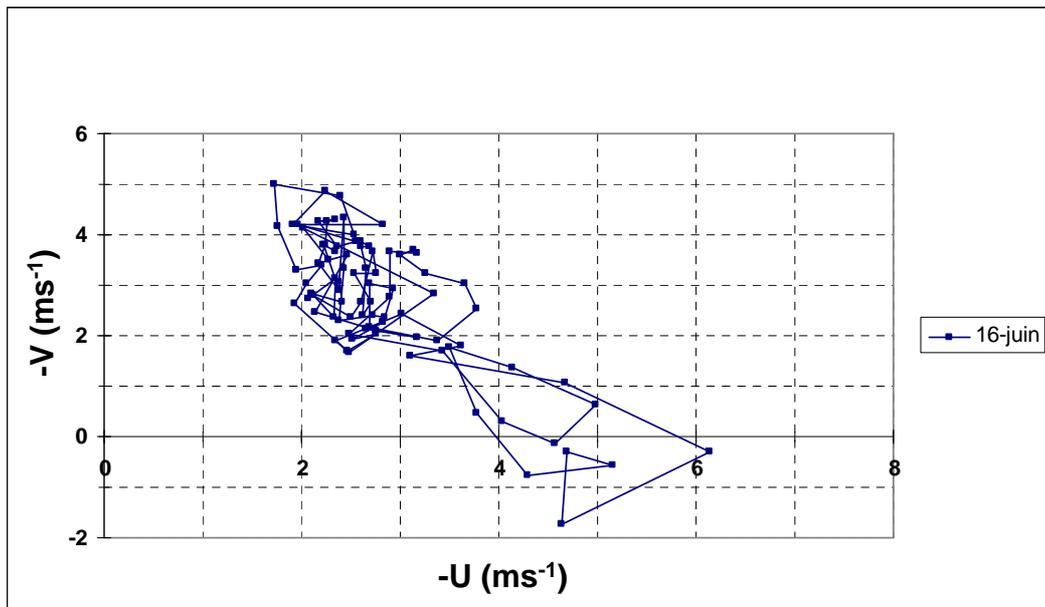


Figure 79 Polygone de brise tracé à partir des mesures de vent à 10m sur le site STP, le 16 juin 2006.

III.2.5.2 Analyse du 18 juin.

Le 18 juin, une dépression est positionnée au nord-ouest de l'Irlande et l'anticyclone des Açores couvre bien l'Atlantique nord. Le vent généré à l'échelle synoptique est globalement de secteur ouest. En début de journée la zone est située sur un col barométrique (Figure 80) ce qui explique les faibles vitesses du vent. En cours de journée, la dépression située au sud de l'Islande se fait de plus en plus influente sur la zone d'étude, les isobares se resserrent ce qui explique l'augmentation du vent synoptique.

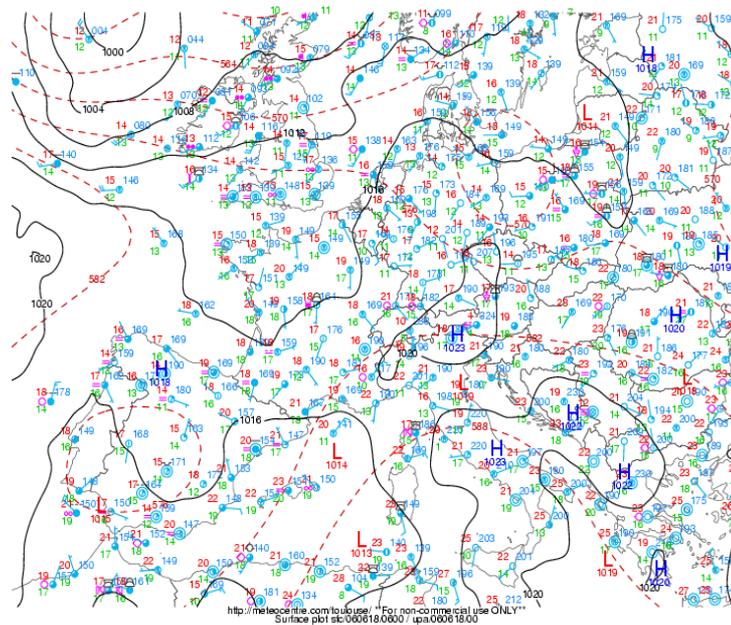


Figure 80 Analyse de surface¹⁴ sur l'Europe, le 18/06/2006 à 06 UTC.

Les fronts froids sont généralement repérés sur les champs de pression par un talweg, c'est-à-dire une déformation des isobares qui forment une « vallée » par analogie entre la pression atmosphérique et l'altitude d'un relief. La Figure 80 ne montre pas clairement le passage d'un ou plusieurs fronts sur la zone d'étude pendant la journée du 18 juin.

Cependant les images satellites de la fin d'après-midi (Figure 81 et Figure 82) révèlent le passage d'une masse nuageuse sur la Bretagne. Nous allons étudier et essayer de caractériser le passage de cette masse nuageuse grâce à l'instrumentation mise en place sur la zone de Quiberon.

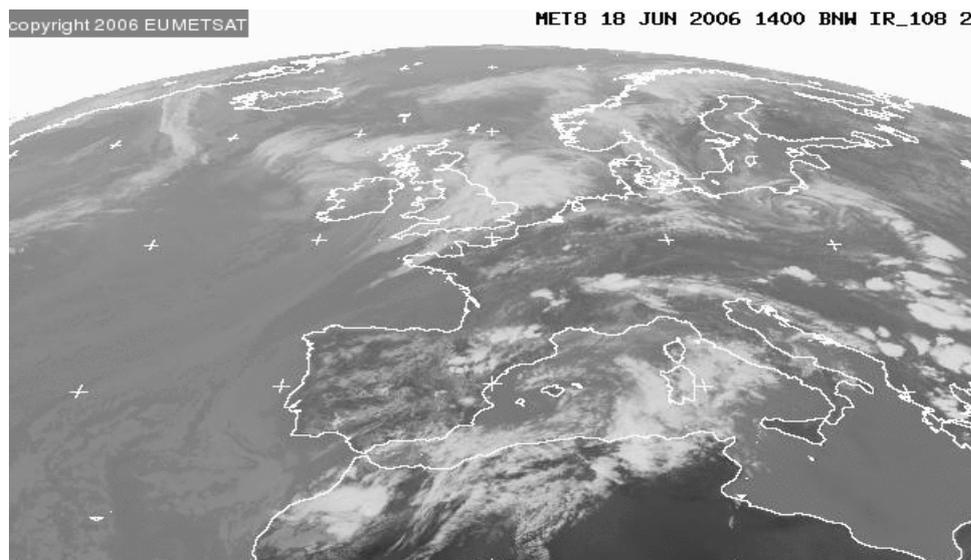


Figure 81 Photo satellite IR de l'Europe, le 18/06/2006 à 15 UTC (copyright Eumetsat 2006).

¹⁴ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

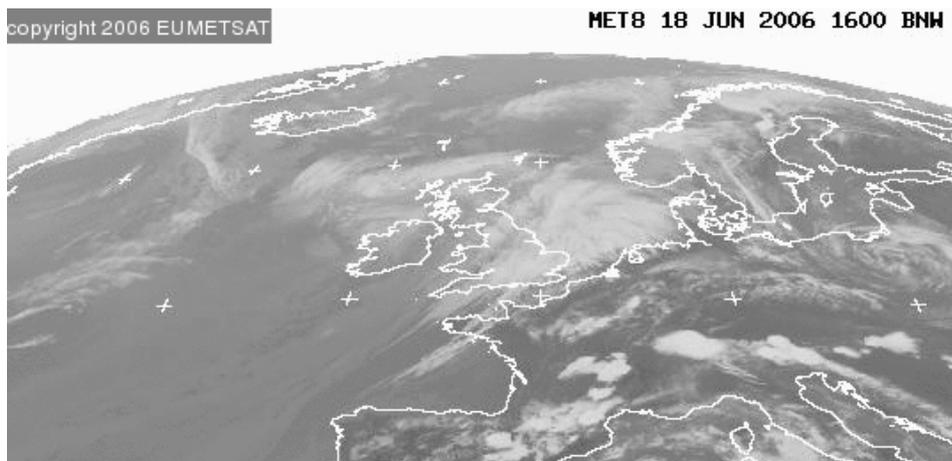


Figure 82 Photo satellite IR de l'Europe, le 18/06/2006 à 17 UTC (copyright Eumetsat 2006).

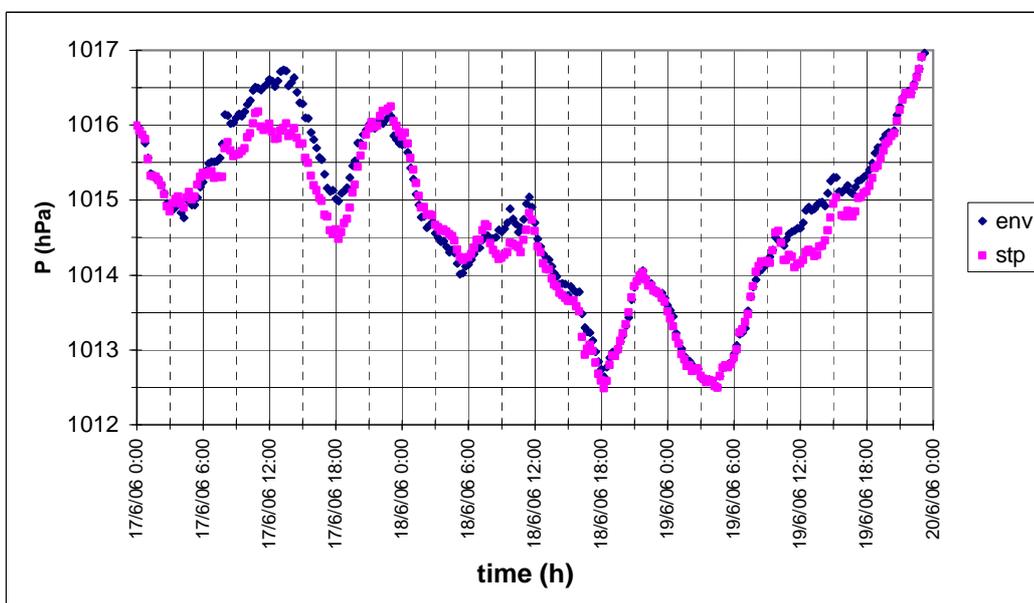


Figure 83 Pression atmosphérique mesurée à 2m sur les sites ENV et STP, du 17 au 19 juin 2006.

La journée du 18 juin présente les plus faibles écarts de pressions entre STP et ENV (Figure 83) mesurés en milieu d'après-midi. En effet, la différence de pression entre les sites ENV et STP ($\Delta p = p_{ENV} - p_{STP}$) est supérieure à 0,5 hPa pour toutes les autres journées, alors que ce différentiel ne dépasse pas 0,3 hPa le 18 juin 2006. La différence de pression entre terre et mer d'origine thermique est particulièrement faible le 18 juin pour trois raisons principales :

- Les précipitations des 12 dernières heures empêchent le réchauffement diurne habituel du sol (Figure 56).
- Les relevés au thermoradiomètre des températures effectués en mer au niveau des sites KTA font apparaître une moyenne de 17,8°C qui est le maximum observé lors de la campagne de mesure.
- La nébulosité (Figure 55) limite également le réchauffement des surfaces attendu après le lever du soleil.

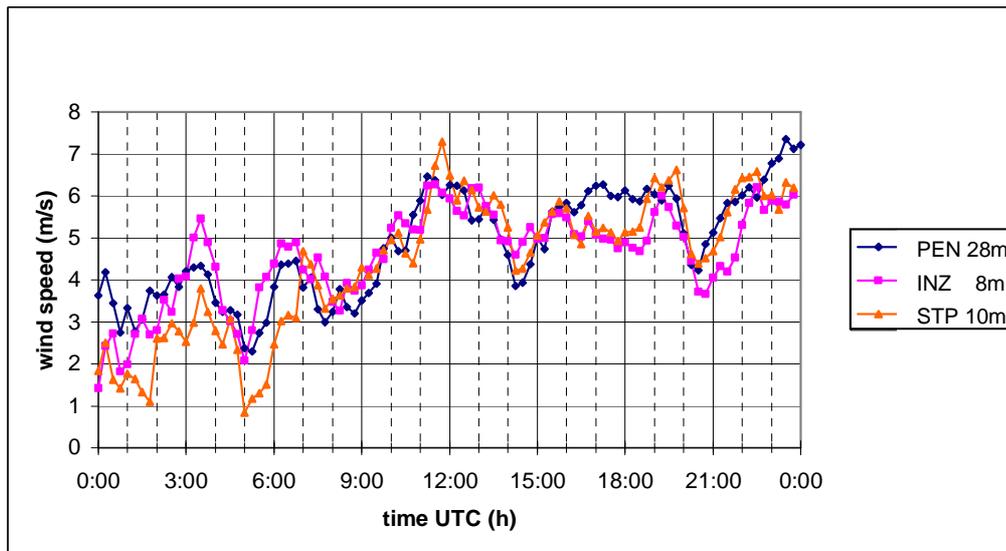


Figure 84 Vitesse du vent sur les sites PEN, INZ et STP, le 18/06/2006.

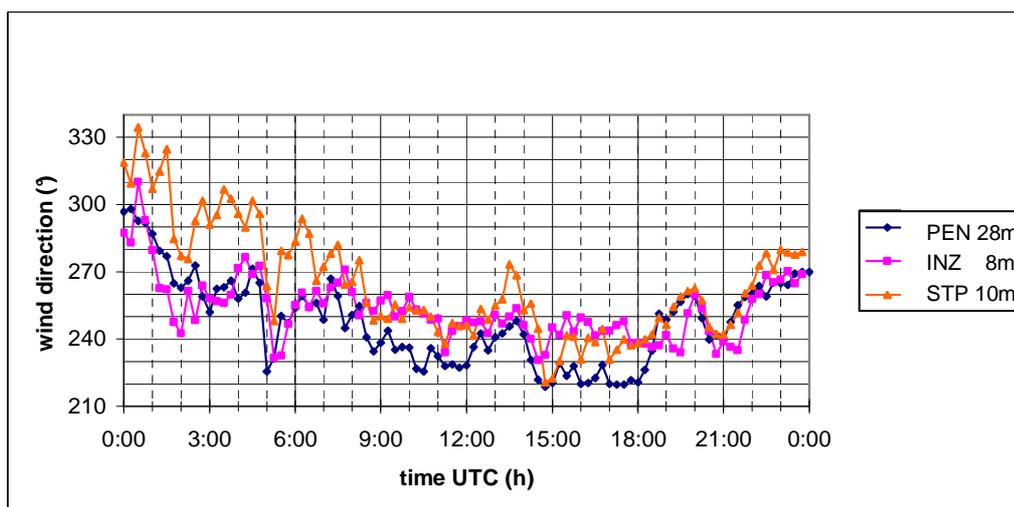


Figure 85 Direction du vent sur les sites PEN, INZ et STP, le 18/06/2006.

Le faible gradient de température terre/mer rend donc négligeable la composante thermique par comparaison avec la composante synoptique. On mesure néanmoins des variations du vent significatives sur l'ensemble des sites de mesure, à terre comme en mer. Notamment on observe sur les Figure 85 et Figure 86 une rotation globale du vent vers la gauche (avec présence de pseudo oscillations), du début de la nuit jusqu'à 1445 UTC (de 320° à 220° à STP). La vitesse du vent (Figure 84) diminue progressivement de 1130 UTC à 1415 UTC (de 6 à 3,5 m s⁻¹ au KTA R Figure 87).

Entre 1530 UTC et 16 UTC on mesure une brusque chute de pression qui correspond au talweg du front observé (Figure 83). Les températures de surface chutent de manière quasi-instantanée, ce qui marque l'arrivée de la masse nuageuse (Figure 56). La hausse rapide d'humidité mesurée à 1630 UTC (Figure 88) semble être la signature de possibles précipitations, ce qui expliquerait également la rapidité de la chute de température observée à la même heure. La baisse de pression dure jusqu'à 18 UTC. Cependant la moyenne du vent (force et direction) sur une heure reste stable avec des oscillations des

directions mesurées sur les sites à terre de l'ordre de 10° . Lors de la fin du passage du front (de 18 à 21 UTC) on note une remontée régulière de la pression atmosphérique de 1012,5 hPa à 1014 hPa, qui est la pression moyenne sur la Bretagne (Figure 89). Sur cette figure l'isobare 1012 hPa est situé au nord de la Bretagne, ce qui confirme bien l'hypothèse d'un front (repéré par un petit talweg de 1,5 hPa) non signalé sur les cartes de champs de pression.

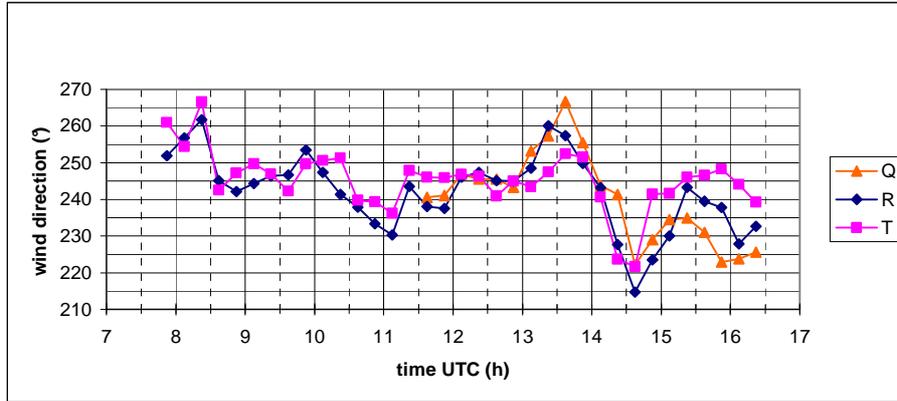


Figure 86 Direction du vent sur les KTA R, T et Q le 18/06/2006.

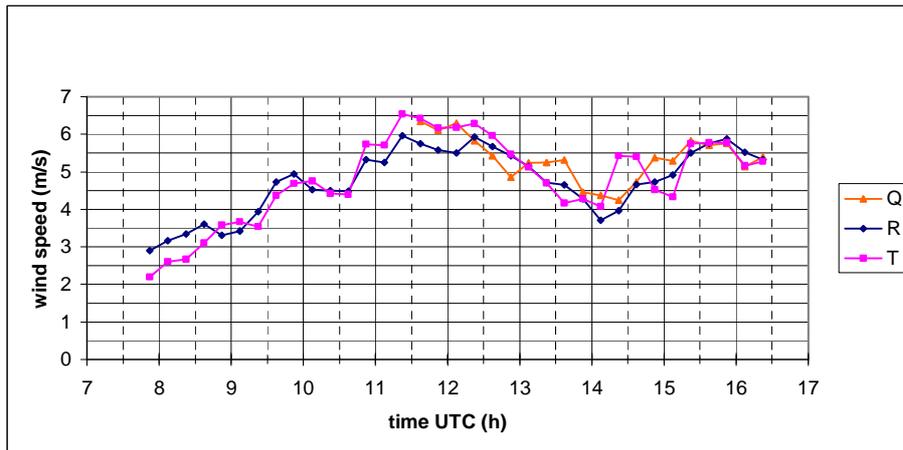


Figure 87 Vitesse du vent sur les KTA R, T et Q le 18/06/2006.

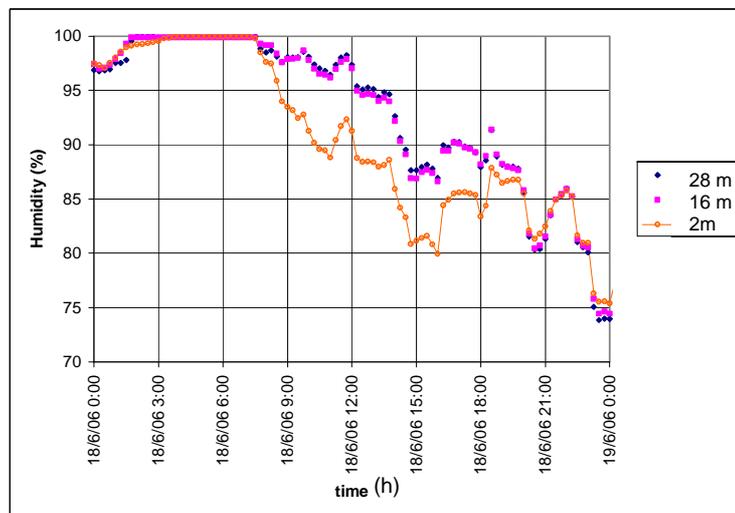


Figure 88 Humidité relative mesurée à PEN le 18/06/2006.

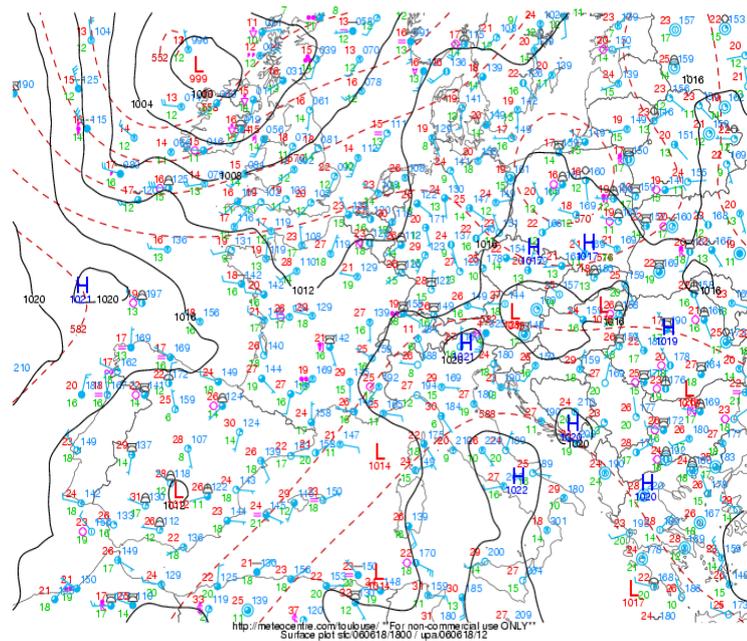


Figure 89 Analyse de surface ¹⁵ sur l'Europe, le 18/06/2006 à 18 UTC.

III.2.5.3 Analyse du 22 juin

Pour l'analyse de la journée du 22 juin 2006 nous nous intéressons plus particulièrement à l'événement de renforcement thermique diurne observé durant l'après-midi et le début de soirée. La première partie de journée (Figure 90 à Figure 93), de 10 à 1230 UTC, correspond au vent d'origine synoptique. La direction autour de 280°-290° est en accord avec les observations du champ de pression sur l'Europe. Les mesures à terre (Figure 90 et Figure 91) présentent des oscillations du vent en force et en direction. En mer (Figure 93 et Figure 92) on retrouve les oscillations en direction, mais les évolutions de la vitesse se font plus lentement (légère baisse de 1 à 2 m s⁻¹ entre 10 UTC et 1230 UTC).

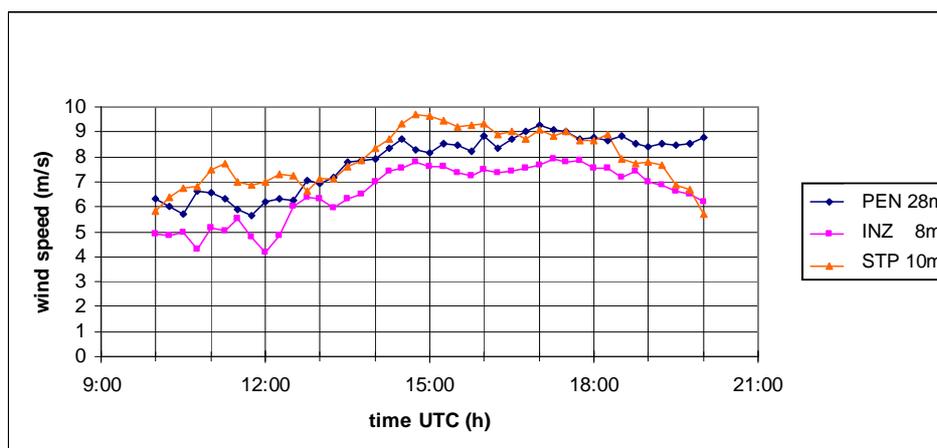


Figure 90 Vitesse du vent sur les sites PEN, INZ et STP, le 22/06/2006.

¹⁵ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

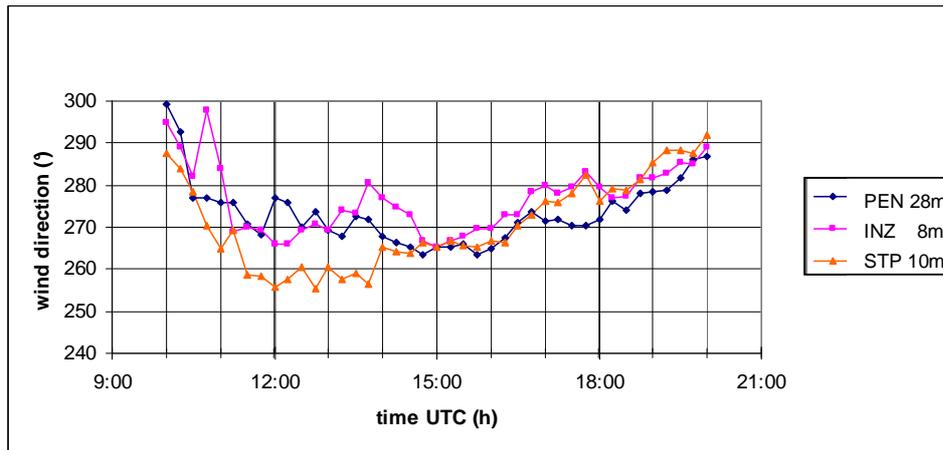


Figure 91 Direction du vent sur les sites PEN, INZ et STP, le 22/06/2006.

Au niveau des directions, on observe en mer comme à terre que les capteurs du sud-ouest de la baie (J et INZ) mesurent jusqu'à 1130 UTC des vents une dizaine de degrés plus à droite que les capteurs placés au nord. Cette différence s'explique par l'effet d'éventail sur la masse d'air qui passe au-dessus de l'isthme de Penthièvre. Cet effet sera analysé grâce aux résultats des simulations numériques à haute résolution.

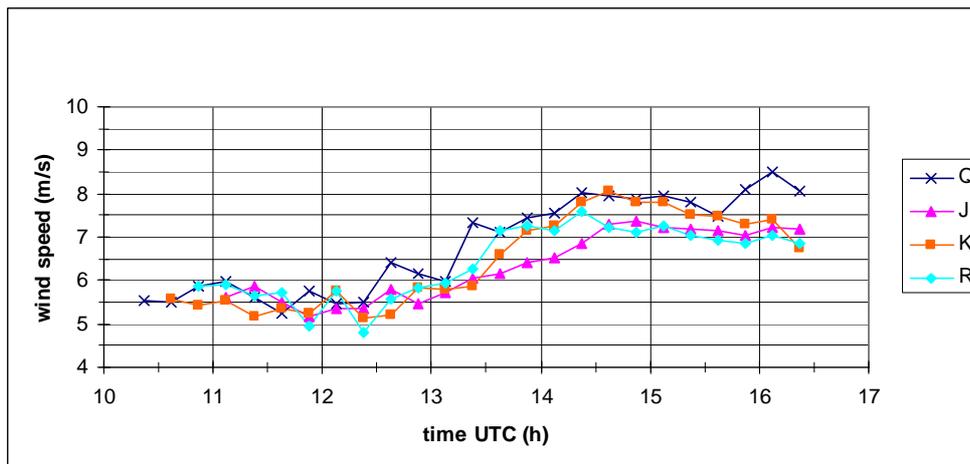


Figure 92 Vitesse du vent sur les sites KTA Q, KTA J, KTA K et KTA R, le 22/06/2006.

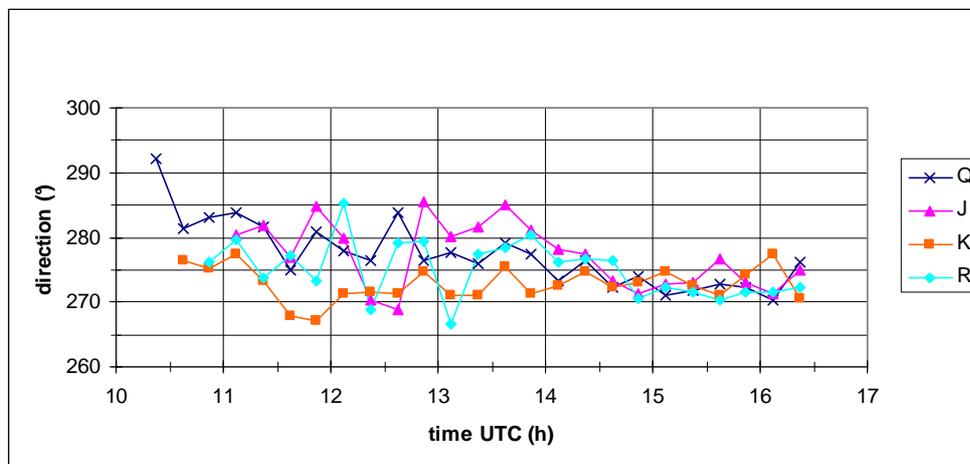


Figure 93 Direction du vent sur les sites KTA Q, KTA J, KTA K et KTA R, le 22/06/2006.

Entre 1130 et 1230 UTC, on peut remarquer des variations du vent particulières : pour les catamarans les plus au sud de la baie, la phase durant laquelle le vent est à gauche du vent moyen est associée à une vitesse du vent plus faible. Cette corrélation s'explique probablement par des oscillations du vent synoptique qui, lorsqu'il va plus à gauche qu'un certain angle (lié à la position du catamaran dans la baie), ne passe plus par l'isthme de Penhièvre mais au-dessus de la presqu'île. Les frottements occasionnés par une rugosité plus importante et par le relief entraînent un ralentissement du vent relativement au vent qui est passé au-dessus de l'isthme. Cet effet affecte principalement les KTA R et J qui se situent en aval de la presqu'île pour un vent de 270°, alors que pour cette direction les KTA Q et K sont sous le vent de l'isthme.

A partir de 13 UTC, sur les sites à terre les oscillations du vent décrites précédemment semblent disparaître. Jusqu'à 1445 UTC, la vitesse du vent augmente progressivement et les directions du vent sur les différents sites convergent vers deux valeurs : 272° pour les KTA et 265° pour les sites à terre.

Les mesures du sodar indiquent une diminution de la vitesse (Figure 94) et une rotation de la direction du vent (Figure 95) dans les basses couches en dessous de 100 m à partir de 1230 UTC. Cette modification est vraisemblablement d'origine thermique car les mesures au-delà de 100 m montrent un léger renforcement du vent. Il peut s'agir ici d'une composante thermique locale, perpendiculaire à la côte est de Quiberon, qui tend à diminuer le vent d'ouest déjà existant. La rotation à gauche du vent dans les basses couches laisse supposer que cet effet thermique a également une composante sud.

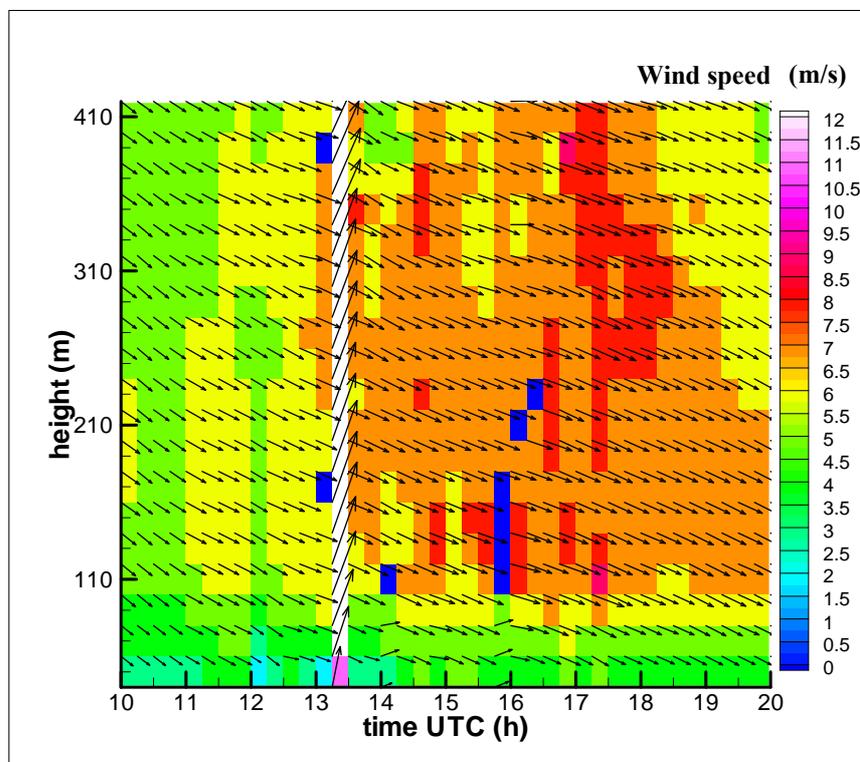


Figure 94 Sodar ENV le 22/06/2006 : vecteurs vent horizontal et niveaux de couleurs correspondant à la vitesse du vent.

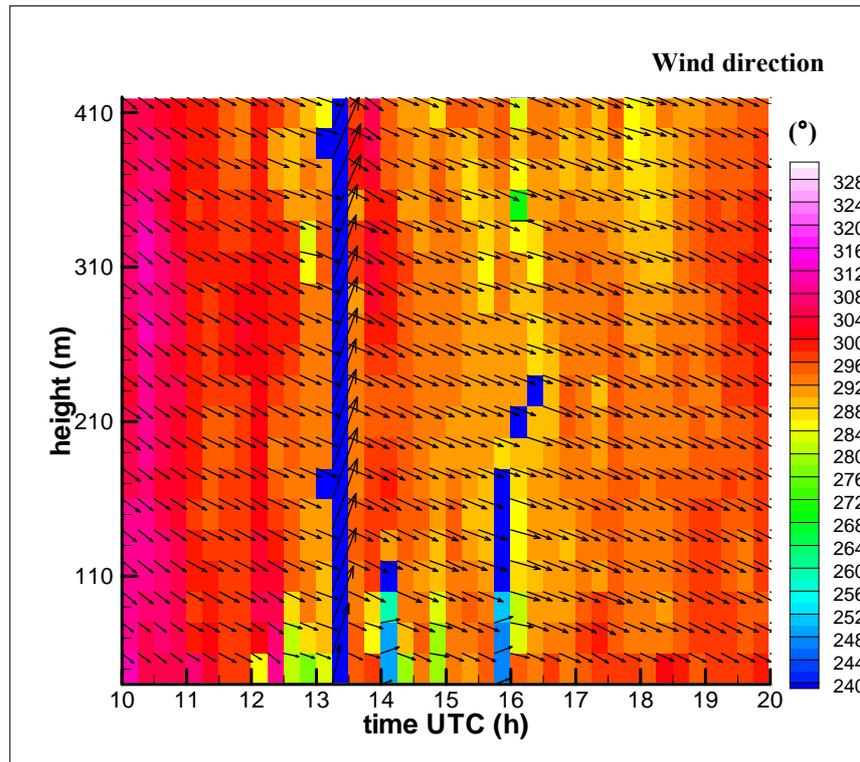


Figure 95 Sodar ENV le 22/06/2006 : vecteurs vent horizontal et niveaux de couleurs correspondant à la direction du vent.

On assiste donc, selon le site, soit à un léger renforcement, soit à une légère diminution du vent. Cette différence de comportement est liée à l'orientation de la côte près du site de mesures par rapport au vent synoptique. On retrouve ainsi un renforcement du vent à 1245 UTC car la direction du vent thermique est proche de celle du vent synoptique. L'effet inverse est observé à INZ.

De 1330 UTC et jusqu'à 15 UTC, nous assistons à la deuxième phase du renforcement thermique où la composante thermique ne s'établit plus sur la perpendiculaire à la côte à l'échelle de la centaine de mètres, mais à l'échelle du kilomètre puis de la dizaine de kilomètres. Malgré ce passage à une plus grande échelle, on observe des décalages entre les sites : ceux dont la côte n'est pas orientée parallèlement à la ligne de côte à grande échelle ont une composante thermique plus faible, ce qui influe sur la vitesse du vent mesurée (plus faible à INZ qu'à STP). Pour les directions il faut également ajouter l'effet d'éventail [Bernot, 1994] que l'on retrouve toujours pour les vents de secteurs ouest. Le KTA J, situé le plus au sud et proche de INZ, bénéficie toujours d'un vent plus à droite que le KTA K qui est proche de STP.

A partir de 15 h UTC on observe la fin de la phase d'établissement du renforcement thermique, qui atteint un maximum. Le vent reste assez constant en vitesse jusqu'à 17 – 18 UTC, on observe une légère rotation à droite du vent mesuré sur les sites à terre. La direction du vent est quasiment la même à terre et en mer, avec des valeurs qui ne varient presque pas (270° à 275°) durant la fin d'après-midi.

III.2.5.4 Analyse du 23 juin

Les données de la journée du 23 juin ont été analysées par Barré et al. [2007]. Nous proposons ci-dessous un résumé des principaux résultats qui nous serviront plus loin à mener à bien les comparaisons avec les simulations numériques.

III.2.5.4.1 Analyse de la brise de terre

Durant la nuit du 22 au 23 juin le vent synoptique est très faible et une brise de terre est observée le long des côtes de Bretagne. La nuit suivante, les mesures montrent un vent d'un secteur proche. Cependant, l'analyse des cartes météorologiques montre que ce flux est d'origine principalement synoptique. Ces résultats sont confirmés par les mesures de pression (Figure 96) et de températures de surface (Figure 97) réalisées sur le terrain. La présence d'un gradient de pression associé à une température du sol supérieure à la température de la mer (16 à 17 °C) permet de caractériser l'existence d'un phénomène de brise de terre dans la nuit du 22 au 23 juin.

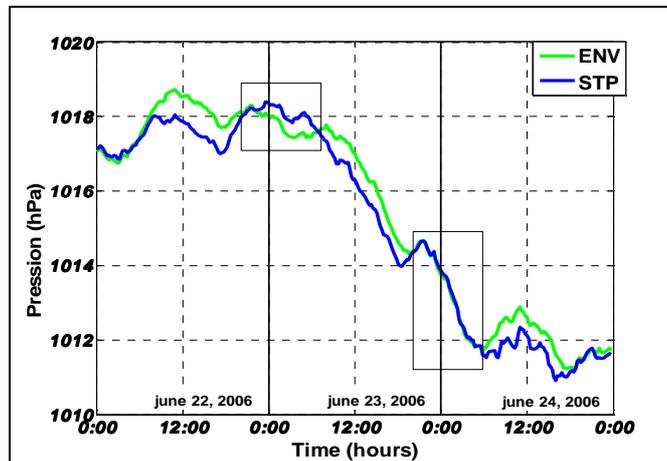


Figure 96 Pressions mesurées à ENV et STP, du 22 au 24 juin 2006. Les deux rectangles noirs correspondent aux épisodes de brise de terre (nuit du 22 au 23 juin) et de vent synoptique (nuit du 23 au 24 juin), d'après Barré et al. [2007].

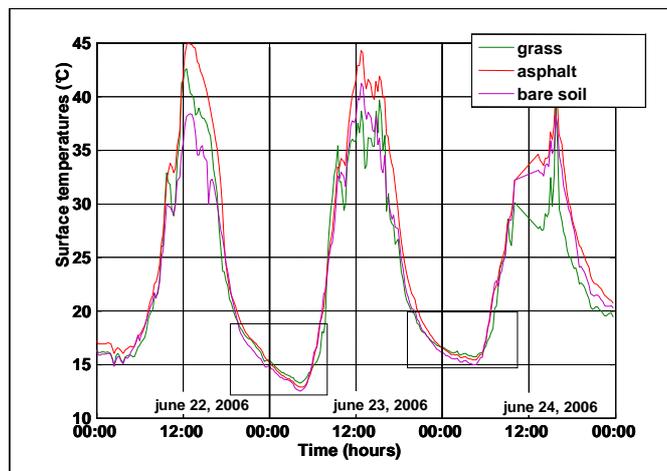


Figure 97 Températures de surfaces mesurées à PEN dans les herbes (en vert), sur l'asphalte (en rouge) et sur le sol nu (en violet), du 22 au 24 juin 2006. Les deux rectangles noirs correspondent aux épisodes de brise de terre (nuit du 22 au 23 juin) et de vent synoptique (nuit du 23 au 24 juin), d'après Barré et al. [2007].

III.2.5.4.2 Analyse de la brise de mer.

Lors de la journée du 23 juin, à l'exception du passage d'un front, le vent synoptique est resté constant et faible (de 1 à 3 m s⁻¹ du nord-est).

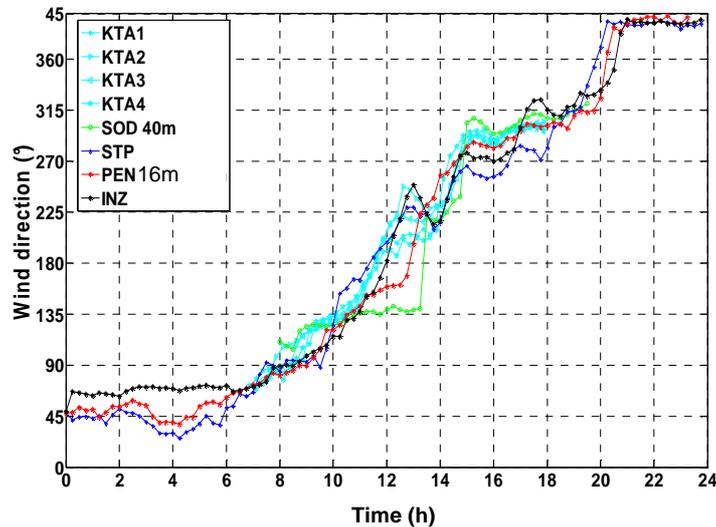


Figure 98 Direction du vent mesurée sur les différents sites à terre et en mer, le 23 juin 2006.

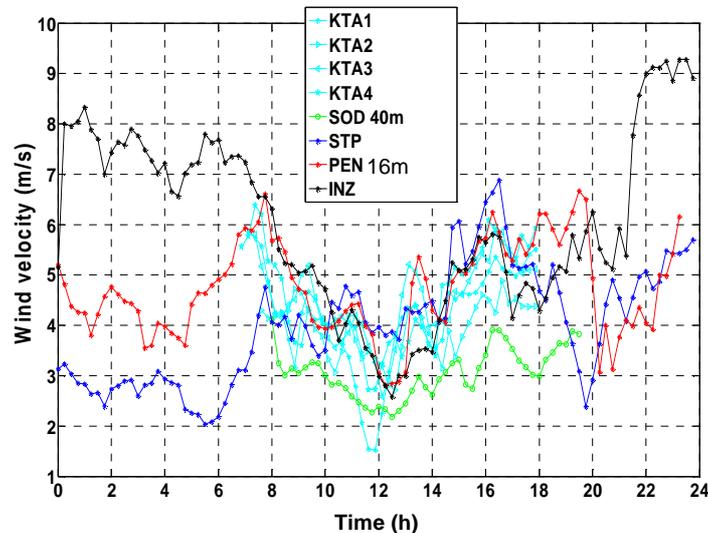


Figure 99 Vitesse du vent mesurée sur les différents sites à terre et en mer, le 23 juin 2006.

Les mesures des Figure 98 et Figure 99 montrent que la période de transition entre le phénomène nocturne et le phénomène diurne dure 4 heures (de 08 à 12 UTC). La transition se fait par une rotation vers la droite.

A partir de 12 UTC, le vent se renforce de manière significative sur l'ensemble des sites. On observe cependant des différences de direction entre les différents sites, qui sont liées au développement des brises locales ayant une composante proche de la normale au trait de côte. Le passage d'un front de brise de mer à l'échelle continentale est identifié sur les différents sites, notamment vers 1320 UTC à ENV (Figure 100).

La rotation à gauche d'une trentaine de degrés observée vers 13 UTC (Figure 98) est probablement liée au passage de ce front. Cette hypothèse est vérifiée par la présence de nuages caractéristiques d'un front synoptique sur les photos prises à cette heure. Les effets d'interaction entre le phénomène thermique et le plan d'eau de la baie de Quiberon sont détaillés dans Barré et al. [2007], notamment les sauts de direction du vent causés par la presqu'île de Quiberon ainsi qu'un phénomène d'éventail du vent en aval de l'isthme de Penthhièvre. La fin de journée est marquée par une rotation du vent vers la droite (effet de Coriolis), puis par la transition vers un vent synoptique de direction nord-est.

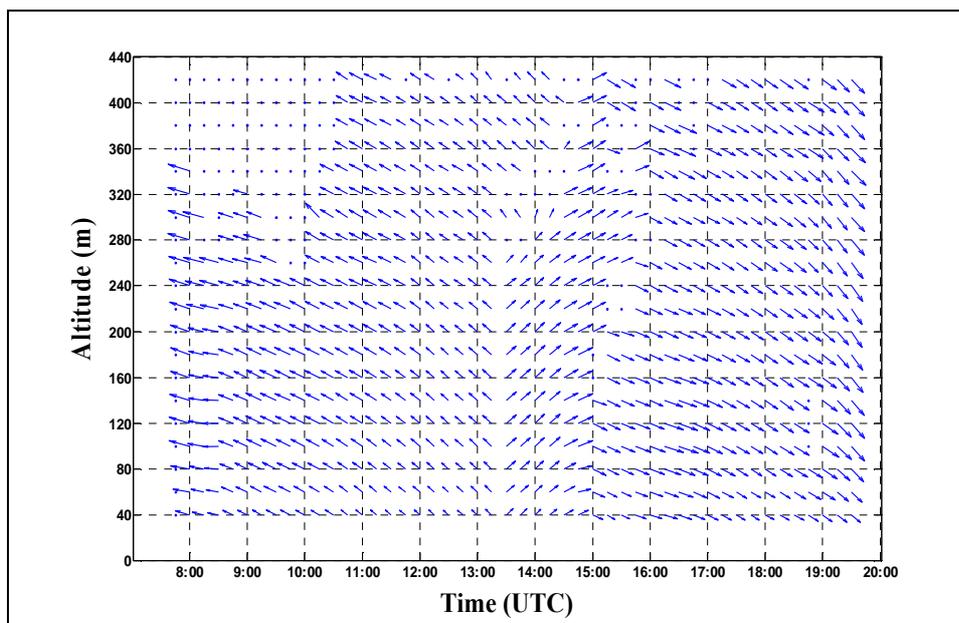


Figure 100 Sodar, site de l'ENV, 23 juin 2006.

III.2.5.5 Analyse du 27 juin.

III.2.5.5.1 *Présence d'une brise de terre dans la nuit du 26 au 27 juin 2006*

La situation synoptique pour la nuit du 26 au 27 juin fait apparaître un marais barométrique sur la France (Figure 101). Le faible gradient induit un très léger forçage synoptique de secteur sud-ouest alors que l'on observe sur l'ensemble de nos sites de mesures un vent de secteur nord nord-ouest (Figure 102). Cette direction est donc probablement le fruit d'une brise de terre. Ceci est corroboré par les mesures locales de pression près du sol (Figure 104) qui montrent entre 01 et 06 UTC un gradient de pression relatif entre STP et ENV dont le signe est caractéristique d'une brise de terre. Par contre la valeur absolue du différentiel de pression reste faible, ce qui est normal car les températures de surfaces des sols (Figure 56) ne sont que très légèrement inférieures à celles de la mer (aux alentours de 16-17°C).

La différence des vitesses mesurées à INZ et à STP (Figure 103) pendant cette nuit est explicable par la localisation des sites. Par vent de nord, la zone en amont de INZ est une

surface quasi-plane sur plusieurs kilomètres (baie de Quiberon), en revanche pour ce même secteur, le vent mesuré à STP vient de passer sur des surfaces terrestres. La différence de rugosité entre terre et mer explique donc au moins partiellement l'écart observé (0,5 à 1 m s⁻¹).

On peut également remarquer un écart constant de la direction du vent entre INZ et STP (Figure 102) : celle de STP est de 10 à 30° plus à droite que celle de INZ. L'hypothèse de la présence d'une brise de nuit explique cet écart car le site INZ bénéficie d'une composante de brise de terre de secteur nord-ouest induite par la presqu'île.

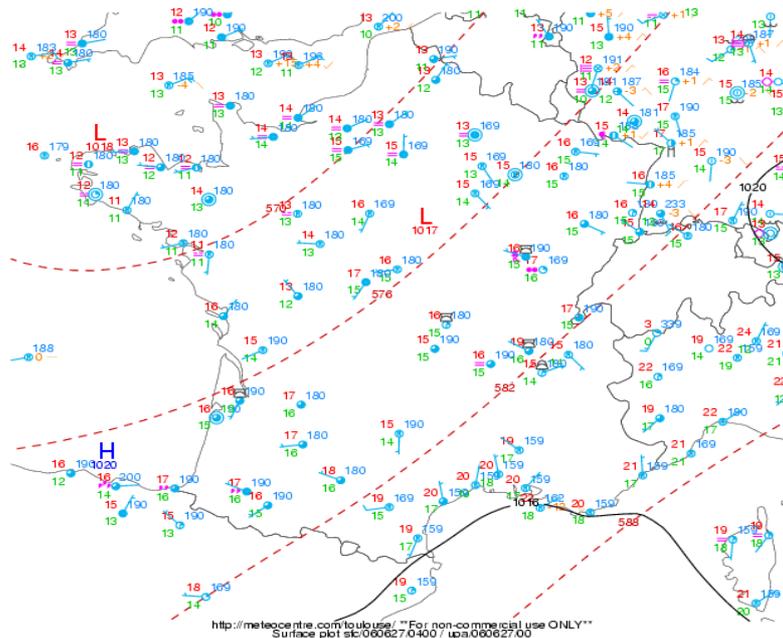


Figure 101 Analyse de surface ¹⁶ sur la France, le 27 juin 2006, 04 UTC.

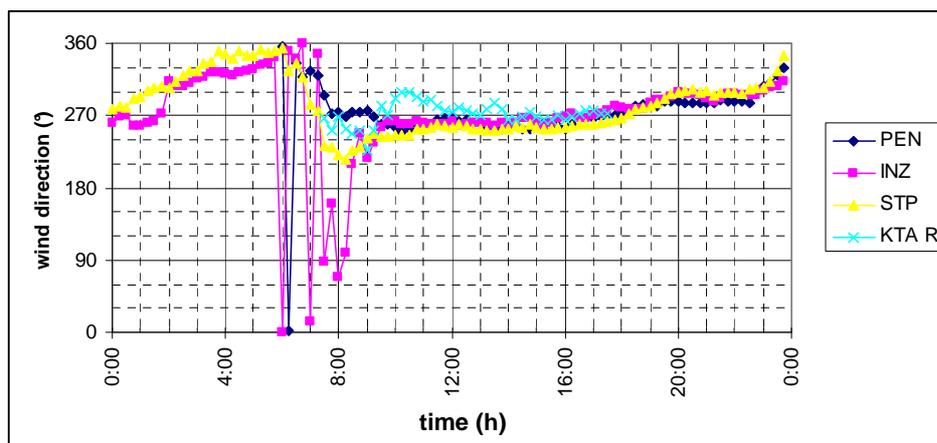


Figure 102 Direction du vent mesuré sur les sites PEN (28m), INZ et STP, le 27/06/2006.

¹⁶ Ce document provient du site internet « Centre Météo UQAM-Montréal : <http://meteocentre.com/> ». Les droits de reproduction sont réservés.

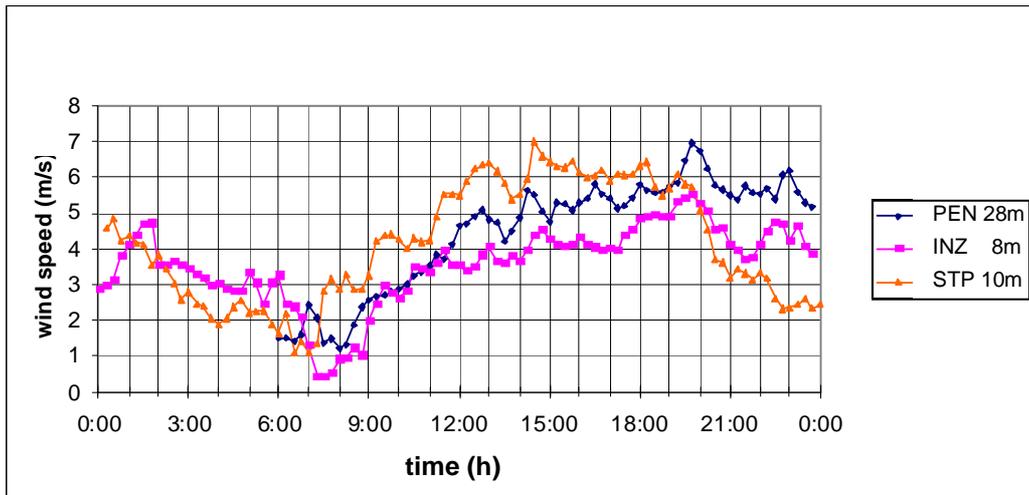


Figure 103 Vitesse du vent mesuré sur les sites PEN, INZ et STP, le 27/06/2006.

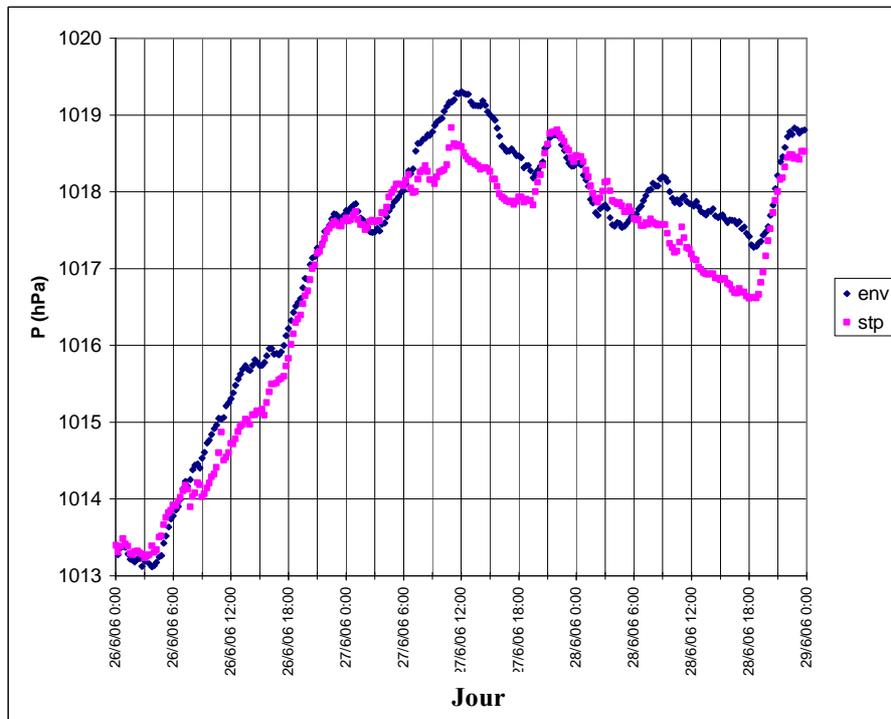


Figure 104 Pression atmosphérique mesurée à 2 m sur les sites ENV et STP pour la période du 26 au 28 juin.

III.2.5.5.2 Transition vers la brise de mer

Dès le lever du soleil, la température du sol augmente (vers 0430 UTC, Figure 56) et la brise de nuit commence à diminuer d'intensité pour prendre fin aux alentours de 06 UTC.

Le vent géostrophique étant quasi inexistant, on n'observe pas de phase de vent établi dans la direction du vent synoptique. La phase qui suit la brise de terre est donc une transition continue vers la brise marine. Cette transition débute par une rotation vers la direction de

la brise à échelle locale. Cette direction dépend de l'orientation de la côte au niveau du capteur (100° à INZ, 230° à STP et 315° à PEN dans un premier temps puis 270°) et on retrouve donc des évolutions différentes selon les sites de 07 à 08 UTC. On peut remarquer que pour le site de PEN la rotation n'était pas déterminée d'avance (ouest ou est) compte tenu de la symétrie de l'isthme. Cependant c'est une valeur dans le secteur ouest qui a été mesurée et on peut en voir deux explications possibles :

- L'influence du forçage synoptique, bien que faible, contient une composante ouest ;
- L'orientation est favorisée par la direction de la brise à grande échelle (proche de 270°).

Entre 06 et 09 UTC, les vitesses de vent associées aux directions précédemment décrites sont très faibles (Figure 103). Les heures auxquelles le vent se renforce par effet thermique sont différentes selon les sites :

- 0645-07 UTC à PEN.
- 0715 UTC à STP.
- 0745 UTC à INZ.
- 0820 UTC sur le KTA R.

Cet ordre chronologique entre les quatre sites correspond aussi à une certaine notion de « distance par rapport à la côte ». On retrouve ici les prévisions théoriques pour l'établissement d'une brise sans forçage synoptique : établissement au niveau de la transition terre/mer qui s'étend ensuite vers le large et dans les terres.

III.2.5.5.3 Passage du front de brise de mer (FBM).

Après cette première phase d'établissement avec une direction propre à chaque site, on observe une deuxième augmentation de la vitesse du vent peu de temps après. Ce pic correspond au passage du FBM associé à la brise continentale et intervient entre 0830 et 0915 UTC à INZ pour un vent de 225-280°. A PEN l'augmentation de la vitesse a lieu de 08 à 09 UTC (vent de 270°-280°). A STP le passage du FBM est plus discret car la direction de la brise à l'échelle locale est proche de celle de la brise à l'échelle synoptique. On note cependant un renforcement associé à une rotation à droite vers 0845 UTC. Enfin on relève le passage du FBM sur le KTA R à 0830-0845 UTC (Figure 105) avec un vent de 250°, avant de mesurer un autre pic à 0945 UTC à 280°.

La durée du passage et l'heure d'arrivée du FBM sur les quatre sites retenus pour l'étude de la journée du 27 juin donnent une bonne idée de la trajectoire du FBM. Dans un premier temps on relève celui-ci à PEN où il reste durant une heure. Une demi-heure après son apparition à PEN, on l'observe à INZ pendant moins de 45 minutes. Ensuite il faut attendre 10 minutes pour l'observer au milieu de la baie (KTA R) et enfin encore 5 minutes avant de le mesurer à STP. Cette évolution correspond bien à celle décrite par Bernot [1998] pour une journée sans forçage synoptique (Figure 106).

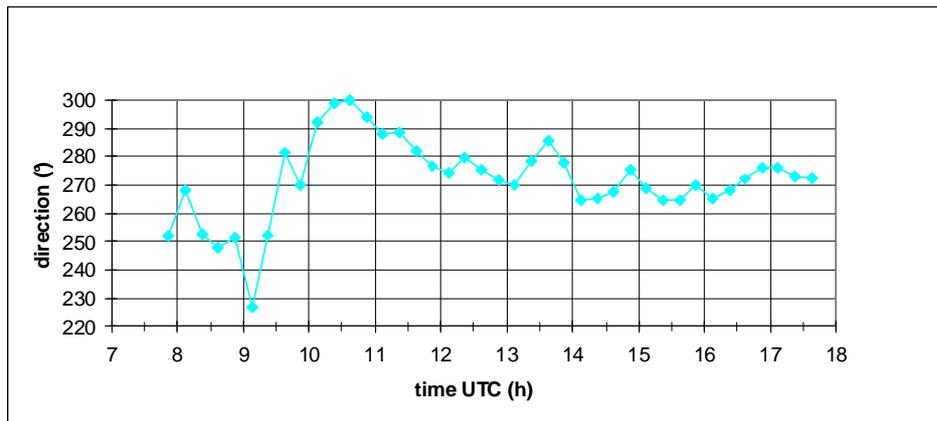


Figure 105 Direction du vent mesuré sur le site KTA R le 27/06/2006.



Figure 106 Position du FBM lors de l'établissement de la brise marine avec un vent synoptique nul [Bernot, 1998].

Après le passage du FBM sur l'ensemble des sites de mesures, les directions du vent sont plus stables dans le temps. De 10 à 19 UTC on peut observer (Figure 102 et Figure 105), des oscillations de faible amplitude ($5-10^\circ$) ayant des périodes variant de 45 minutes à une heure. Ces oscillations sont couplées à une rotation vers la droite principalement marquée à partir de 15 UTC (environ $8^\circ/\text{heure}$). De 09 à 1430 UTC le vent a tendance à se renforcer avec un maximum de $4,5$ à 7 m s^{-1} selon le site, atteint à 1430 UTC.

La Figure 107 montre un déphasage entre les oscillations de la direction observées sur les trois sites terrestres. A partir de 11 UTC, les sites de PEN et INZ sont quasiment en opposition de phase. Les oscillations mesurées sur le KTA R (Figure 105) sont d'une période assez constante de 1h15 mais ne semblent ni en phase, ni en déphasage constant avec PEN et INZ. Par contre on semble reconnaître une certaine corrélation entre les mesures à STP et au milieu de la baie (KTA R), notamment en ce qui concerne les horaires des maxima relatifs :

- 1130, 1215, 1415, 1445, 1545 et 1630 UTC à STP.
- 1115, 1220, 1345, 1450, 1550 et 1645 UTC à KTA R.

On relève une certaine simultanéité des maxima pour ces deux sites, avec un léger décalage temporel, la mesure du maximum de vitesse survenant le plus souvent en retard en milieu de baie par rapport à la mesure à STP.

Jusqu'à 19 UTC la direction est plus à gauche à STP ce qui est un résultat classique pour les brises marines en baie de Quiberon.

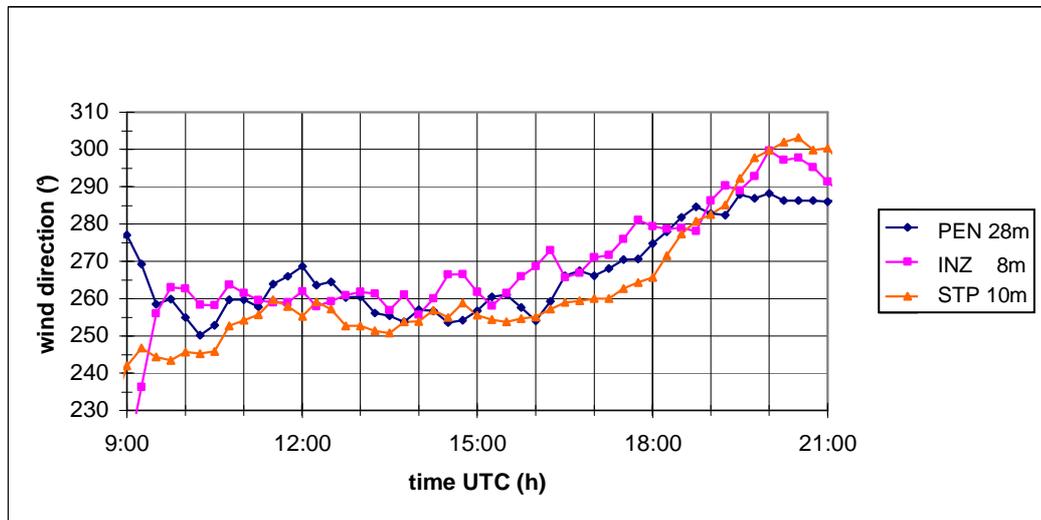


Figure 107 Direction du vent sur les sites PEN, INZ et STP, le 27/06/2006 de 09 UTC à 21 UTC.

III.2.5.6 Analyse du 28 juin

L'analyse de la journée du 28 juin 2006 est focalisée plus particulièrement sur deux aspects : la brise de terre dans la nuit du 27 au 28 juin puis la phase de transition vers la brise marine.

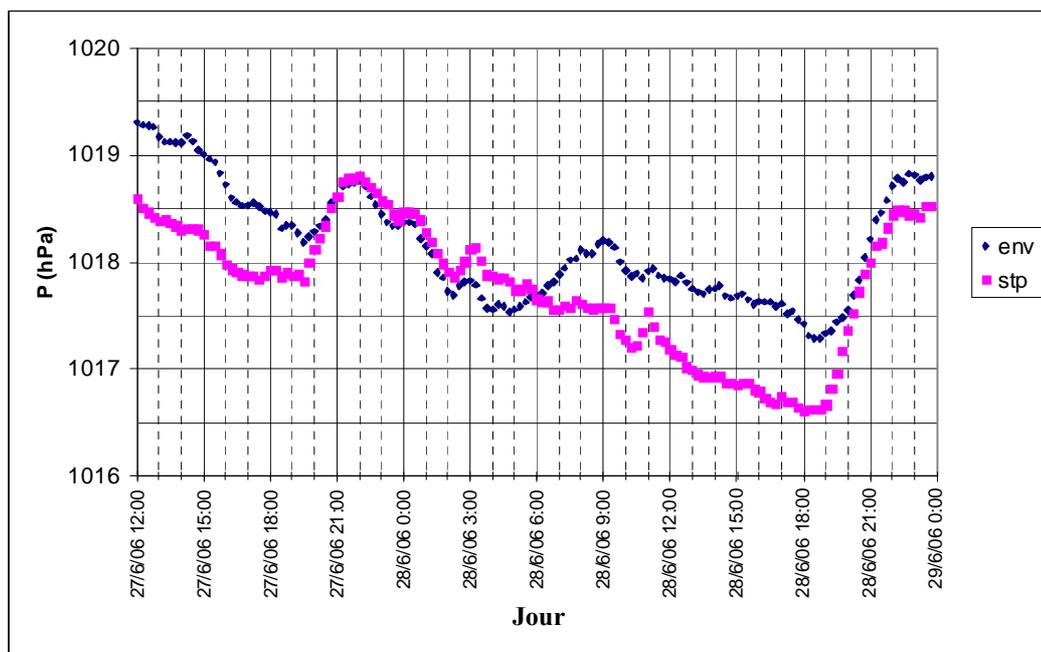


Figure 108 Pression atmosphérique mesurée à 2 m sur les sites ENV et STP pour la période du 27/06/2006 à 12 UTC au 29 juin à 00 UTC.

III.2.5.6.1 Etude de la brise de nuit

Dès le 27 juin à 21 UTC, on observe un gradient de pression entre STP et ENV dont le signe est caractéristique d'une brise de terre (Figure 108). Cependant, jusqu'à 03 UTC le 28 juin, ce gradient reste inférieur à 0,2 hPa. De 03 à 05 UTC le gradient dépasse 0,3 hPa, pour à nouveau s'annuler à 06 UTC.

Durant la nuit du 27 au 28 juin, le vent synoptique est de secteur allant d'ouest nord-ouest à nord-est. La détermination précise du secteur est difficile car les isobares ne sont pas bien définies et se déforment à chaque heure (faible gradient sur la France).

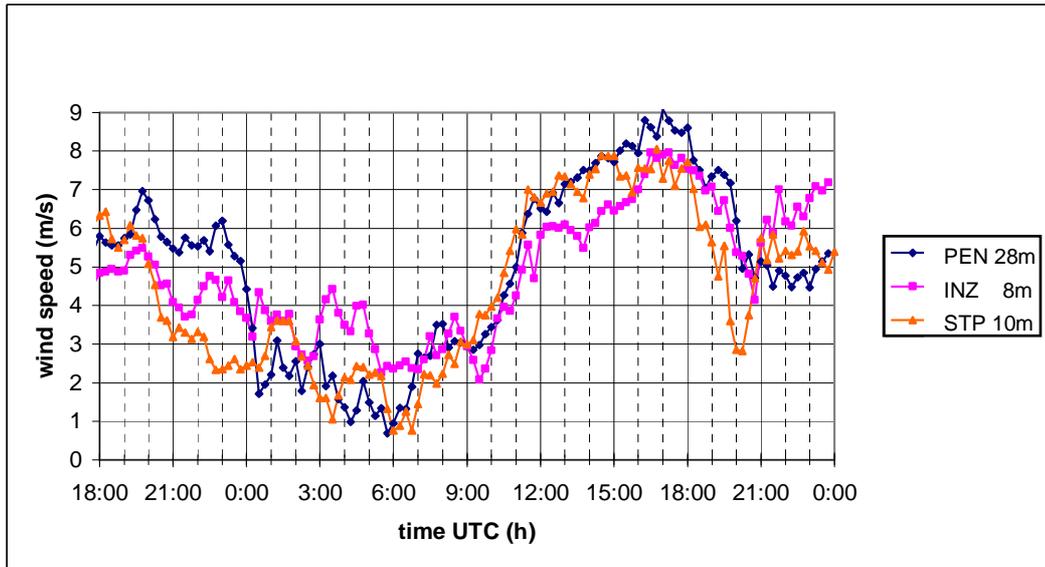


Figure 109 Vitesse du vent mesuré sur les sites PEN, INZ et STP, du 27/06/2006 à 18 UTC jusqu'au 28/06/2006 à 24 UTC.

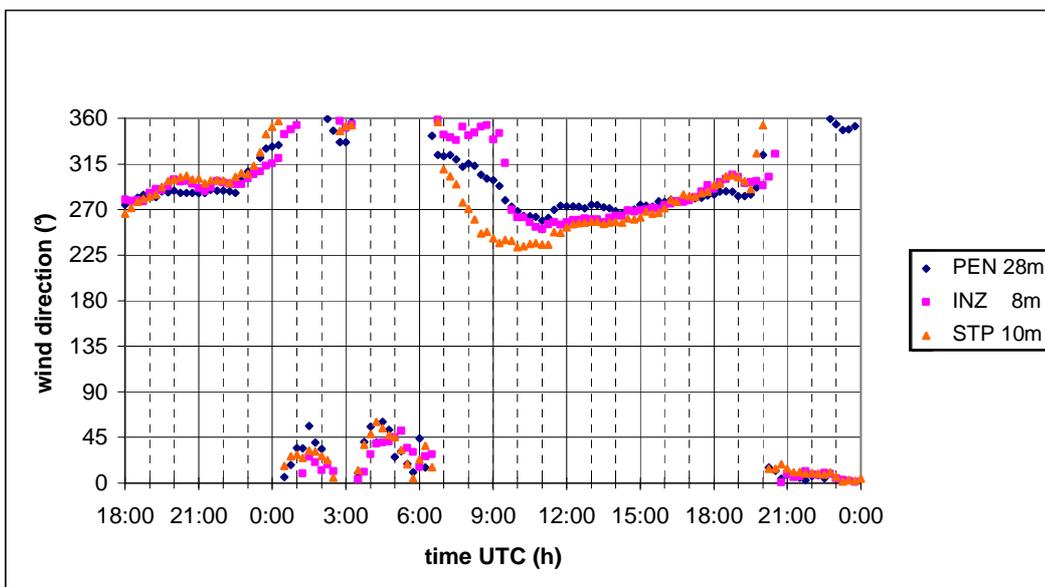


Figure 110 Direction du vent sur les sites PEN, INZ et STP, du 27/06/2006 à 18 UTC jusqu'au 28/06/2006 à 24 UTC.

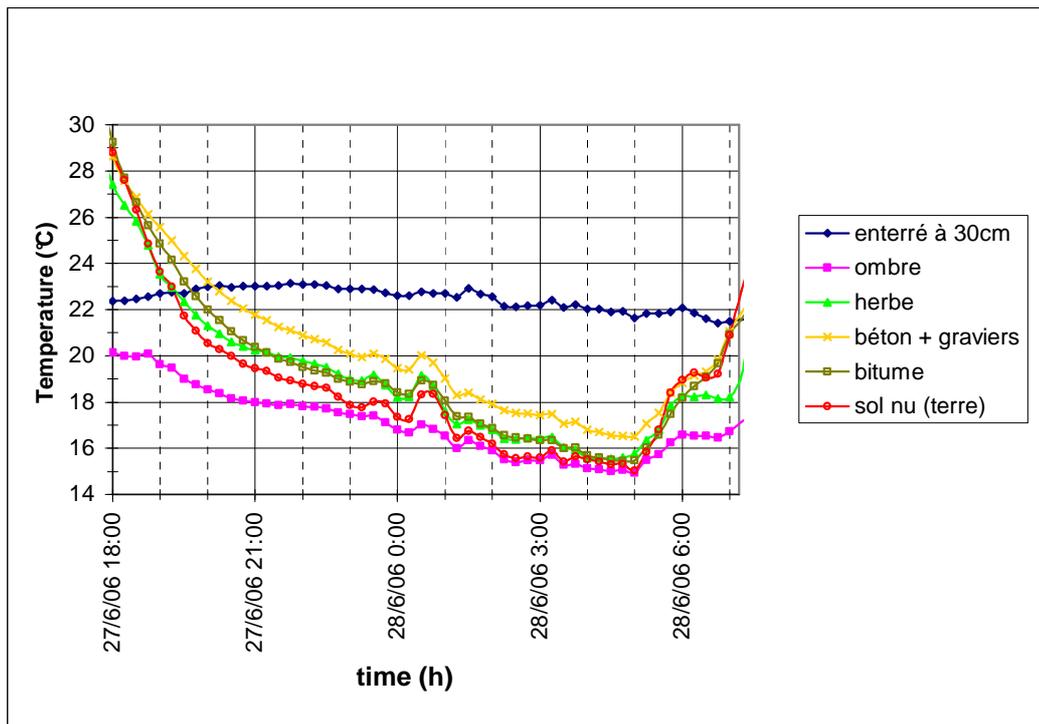


Figure 111 Températures mesurées avec les thermocouples absolus sur le site de PEN, du 27 au 28 juin 2006.

De 20 à 23 UTC le 27 juin, le vent est relativement stable en force (de 3 à 6 m s⁻¹ selon le site) et en direction (290°) (Figure 109 et Figure 110). Cette direction est proche de la direction caractéristique de la fin de brise marine. Cependant la courbe des pressions à ENV et STP (Figure 108) semble indiquer qu'il ne s'agit plus d'une brise marine. Malgré le signe du gradient de pression entre ENV et STP, il ne s'agit probablement pas encore de la brise de terre, car les températures de surface mesurées (Figure 111) sont supérieures de plusieurs degrés à la température de surface de la mer (proche de 17°C). Ce pallier correspond donc soit à une phase de transition entre la brise de mer et la brise de terre comme cela est prévu dans le cas d'un forçage synoptique nul, soit au fait que le vent est principalement d'origine synoptique avec un éventuel renforcement thermique.

La phase suivante, de 23 à 0230 UTC, présente une rotation du vent vers la droite (de 300° à 30°-45°) associée à une décroissance de la vitesse du vent. On peut interpréter cette période comme l'établissement de la brise de terre, la direction atteinte à 02 UTC est la même que pour les autres nuits présentant des situations de brise de terre. Cependant les gradients de température et de pression sont encore trop faibles pour générer une forte brise et la principale signature de cette brise de terre naissante est la rotation du vent plus qu'un renforcement du vent.

Une légère remontée de la pression est observée entre 0215 et 03 UTC. Cette hausse de la pression va à l'inverse de la tendance générale de la nuit. Un pic de même nature mais légèrement moins marqué avait déjà été mesuré à 0030 UTC. Chacun de ces pics est associé à une légère hausse des températures de surface (de 0,5 à 1°C). Le pic de 03 UTC est également associé à une forte rotation à gauche avec un retour du vent à 330°, les variations de la vitesse du vent associées à ce pic n'étant pas les mêmes d'un site à l'autre. Il semblerait qu'elles soient plus liées à des effets de site locaux (par exemple une

variation du fetch pour INZ) qu'à une variation du vent à l'échelle synoptique que nos moyens de mesure durant cette nuit ne permettent pas de déceler.

De 0345 à 06 UTC la situation redevient quasiment identique à ce qu'elle était vers 02 UTC, la principale différence est le gradient de pression entre ENV et STP, qui a dépassé 0,2 hPa depuis 0245 UTC. La possible origine thermique de ce gradient est confirmée par les courbes des températures (Figure 111 et Figure 112) qui indiquent des valeurs clairement inférieures à la température de la mer à partir de 03 UTC.

La hausse des températures à partir de 05 UTC liée au lever du soleil entraîne la réduction du gradient thermique à l'origine de la brise de nuit. L'inversion du gradient de pression entre ENV et STP à 06 UTC marque la fin de la brise de nuit de grande échelle.

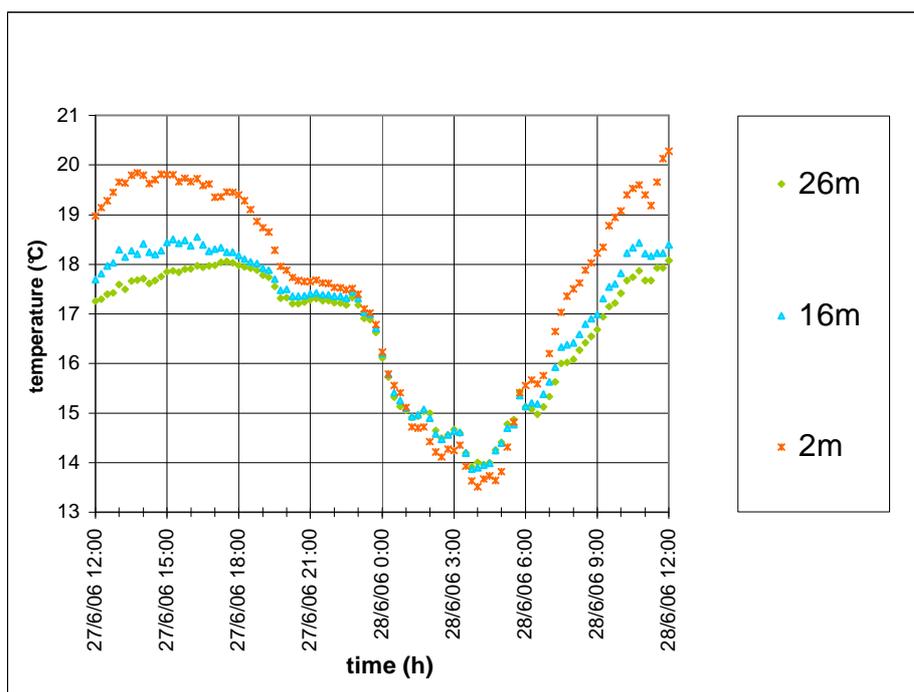


Figure 112 Températures de l'air mesurées sur le site de PEN, du 27 au 28 juin 2006.

III.2.5.6.2 Etude de la transition vers la brise marine avec une rotation à gauche

A partir de 06 UTC on entre dans une phase de transition entre une brise de terre clairement identifiée et une brise marine qui semble s'installer à une grande échelle aux environ de 12 UTC. Durant ces 6 heures on peut distinguer deux phases.

De 06 à 09 UTC, les vents mesurés sur les différents sites évoluent de manières différentes. La direction du vent sur le site de STP tend vers la direction 230° de la brise marine à l'échelle locale. A PEN on observe une légère rotation à gauche jusqu'à 300°-310° durant laquelle la force augmente d'abord puis se stabilise vers 3m s^{-1} (Figure 109). La direction de la brise marine à l'échelle locale est difficile à déterminer car ce site de mesure, situé au milieu d'un isthme, subit l'influence de la presqu'île, du continent et de l'isthme lui-même. Cependant, la direction 310° est trop à droite pour un effet d'origine thermique diurne lié à l'isthme ou au continent. Les trois hypothèses pour expliquer cette

direction du vent sont donc un retour du vent synoptique, une influence thermique générée par la presqu'île ou l'existence d'une phase de transition entre brise de terre et brise de mer telle que décrite dans la bibliographie dans le cas d'un vent synoptique nul. Pour les deux sites PEN et STP, la rotation se fait par la gauche selon la règle du plus court chemin si on exclut l'hypothèse d'un retour au vent synoptique. A INZ en revanche, la direction du vent ne semble pas être sous l'influence d'une composante d'origine thermique : la direction reste stable jusqu'à 09 UTC aux alentours du 350°, la vitesse du vent varie également peu. La direction de la brise de mer à l'échelle locale se situe vers le sud-ouest à cause de l'influence de la presqu'île qui est très proche. Il semble peu probable qu'il se forme une brise propre à l'îlot lui-même, et si tel était le cas cette brise ne pourrait pas durer plusieurs heures de manière constante à cause des petites dimensions de l'île (II.4.1.3). Le vent mesuré à 350° correspond donc soit à un résidu de la brise de terre, soit à un retour du vent synoptique.

A 09 UTC on observe à PEN une chute temporaire de la vitesse du vent qui est aussitôt suivie d'une augmentation quasi continue jusqu'à environ 12 UTC. Ce phénomène apparaît également à INZ environ 20 minutes plus tard. Ces variations de vitesse sont associées à une rotation du vent vers des directions comprises entre 240° et 270°. Ces variations rapides de la force et la direction du vent peuvent être interprétées comme le passage à un régime de brise de mer. On peut identifier à PEN entre 1045 et 1115 UTC un phénomène qui pourrait être le passage du front de brise. En effet, dans cette plage horaire restreinte, on observe une inversion de la rotation du vent (Figure 110), une chute temporaire des températures, le début de l'augmentation diurne de l'humidité relative liée à la brise marine (Figure 113).

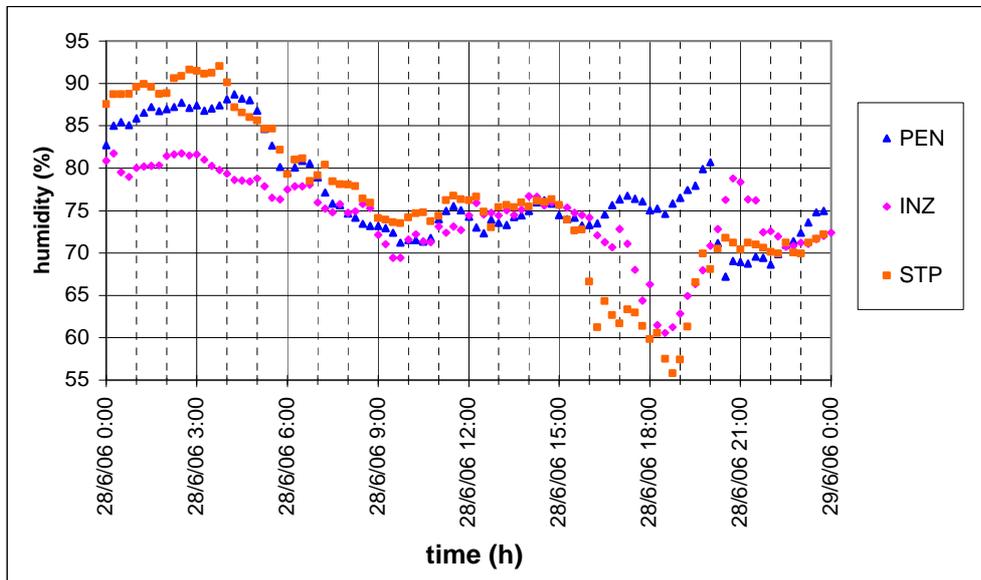


Figure 113 Humidité relative mesurée à 2m du sol, le 28/06/2006.

Le même front de brise passe à INZ à 0930 UTC. On observe en effet un minimum local de l'humidité relative et une forte rotation de la direction du vent ainsi qu'une chute de la température de l'air peu après 0930 (Figure 114). Certains éléments de la bibliographie affirment que le passage du front de brise de mer est associé à une élévation de l'humidité relative de l'air. Les observations de la journée du 28 juin 2006 semblent laisser penser que cette hausse de l'humidité est également précédée d'une légère chute de l'humidité (probablement une conséquence de la baisse du vent associée à une augmentation de

l'ensoleillement). En outre la hausse de l'humidité est accompagnée d'une baisse des températures, alors qu'à cette heure de la journée la température a tendance à augmenter.

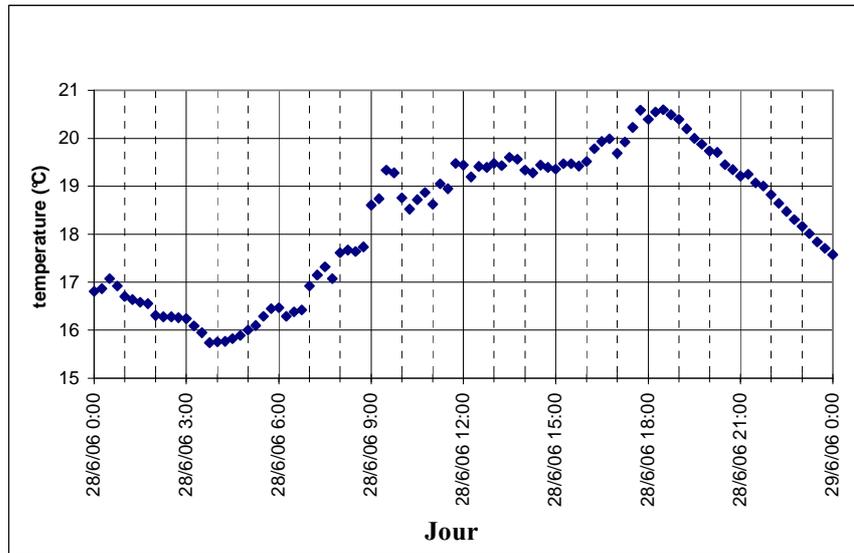


Figure 114 Température de l'air mesurée à 2m du sol sur le site INZ, le 28/06/2006.

III.2.5.7 Comparaison de la transition brise de terre/brise de mer pour les journées du 23, 27 et 28 juin

Nous comparons ici la phase de transition qui amène le vent d'un régime de brise de nuit établie à une brise de mer établie pour les journées des 23, 27 et 28 juin. Nous avons choisi ces journées car elles présentent les épisodes de brises thermiques les plus marqués. Cette transition commence après le lever du jour, lorsque le gradient de température entre la terre et la mer s'inverse. Sur la période d'étude le soleil se lève vers 04 UTC et se couche à 20 UTC, soit 16 heures d'ensoleillement par jour. Il existe un délai entre le lever du soleil et la hausse significative de la température de surface du sol. Un bon repère pour identifier la transition est l'heure d'annulation du gradient de pression entre ENV et STP (Figure 115). Le 23 juin cette inversion apparaît entre 0645 et 07 UTC, le 27 juin entre 0615 et 0630 UTC, et le 28 juin entre 0545 et 06 UTC. Sur les trois nuits prises comme exemple, pour une même heure du lever du soleil, l'heure d'inversion de pression varie selon les conditions.

Pour caractériser une transition il faut identifier trois paramètres :

- L'heure de début de la transition.
- L'état du vent en début de transition.
- Les conditions météorologiques synoptiques pendant la transition.

En ce qui concerne l'heure, nous avons déjà noté des écarts entre les trois journées choisies. Le départ tardif du 23 juin est probablement explicable grâce à la courbe d'évolution des températures de surface (Figure 56) qui fait apparaître que la nuit du 22 au 23 juin est la plus froide de la campagne de mesure (2°C plus froide que la moyenne des jours précédents). Nous rencontrons donc des conditions particulièrement favorables au

maintien de la brise de terre. Ces basses températures se traduisent en effet par un gradient de pression océan-continent particulièrement important durant cette nuit (0,5 hPa) (Figure 115). Ce gradient de pression est du même ordre de grandeur que les gradients océan-continent observés l'après-midi lors des journées de quadrant 3 avec effet de renforcement thermique.

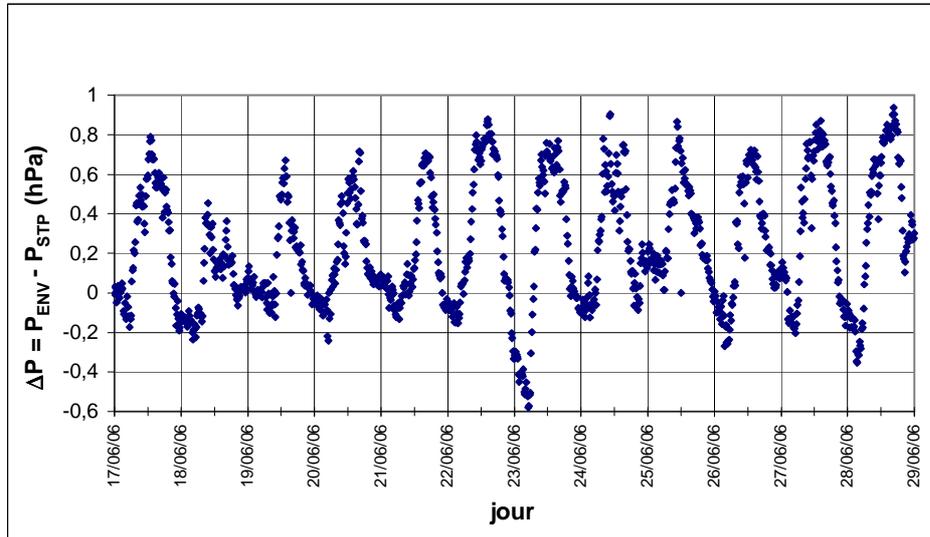


Figure 115 Différences de pression entre ENV et STP.

Pour l'état du vent au début de la transition nous disposons de trois situations différentes :

- Le 23 juin, le vent se situe vers 70° à 07 UTC.
- Le 27 juin, le vent se situe entre 320° et 360° à 0630 UTC.
- Le 28 juin, le vent se situe entre 20° et 40° à 06 UTC.

Le forçage synoptique est très faible pour les trois nuits étudiées (1 à 2 m.s^{-1}), il se situe plutôt entre les quadrants 1 et 2 le 23 juin, dans le quadrant 1 le 27 juin, et dans le quadrant 3 le 28 juin (proche du quadrant 1 toutefois).

Pour chacun des trois sites dont les directions de vent sont reportées sur les Figure 116, Figure 117 et Figure 118, il faut d'abord déterminer la direction de la brise marine à l'échelle locale afin d'analyser les phénomènes d'origine thermique, ce qui nécessite au préalable de se poser la question de la distance sur laquelle on considère le trait de côte. Compte tenu du découpage de la côte sur notre zone d'étude, il semble raisonnable de prendre en compte la moyenne du trait de côte sur quelques centaines de mètres.

En pratique il est assez délicat de déterminer la direction théorique de la brise locale pour les sites INZ et PEN, ces deux sites se trouvant sur des côtes dont le découpage est particulièrement complexe. Le site de STP est complexe également, entre deux embouchures de rivières, mais il n'y a pas d'ambiguïté possible à propos de l'orientation générale de la côte : la perpendiculaire est proche du relèvement 190° . Nous choisissons donc ce site pour comparer les trois journées.

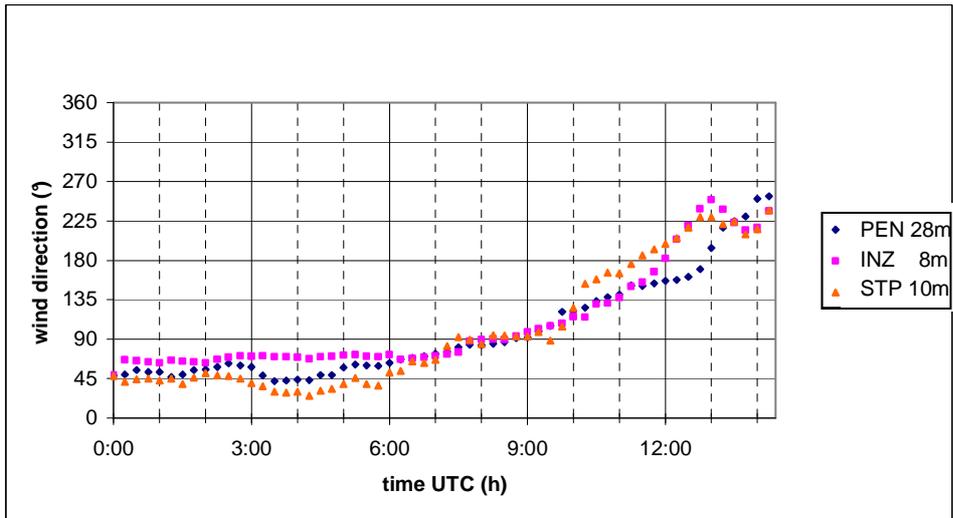


Figure 116 Direction du vent mesuré sur les sites PEN, INZ et STP le 23 juin 2006.

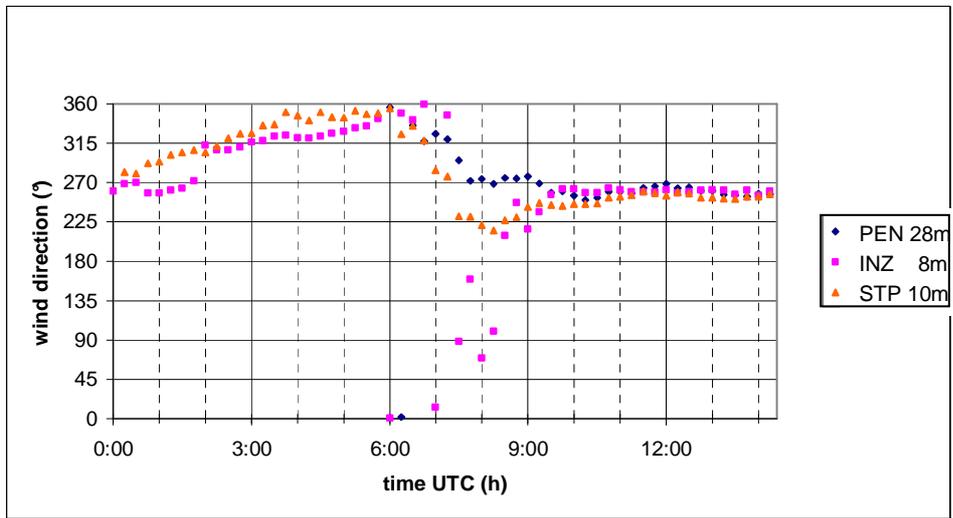


Figure 117 Direction du vent mesuré sur les sites PEN, INZ et STP le 27 juin 2006.

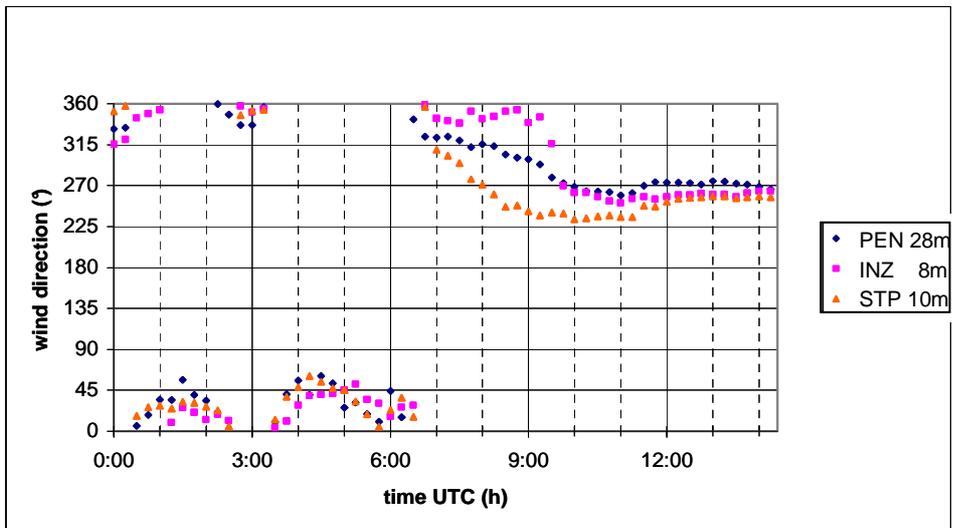


Figure 118 Directions du vent mesuré sur les sites PEN, INZ et STP le 28 juin 2006.

Les relevés de la direction du vent à STP durant la phase de transition montrent bien que le vent passe toujours par le secteur 210° - 230° . Cet angle est bien légèrement décalé à droite par rapport à la direction 190° . L'évolution du vent entre la brise de terre et le début de la brise marine à STP (repérée par des directions comprises entre 210° et 230°) est différente le 23 juin par rapport aux deux autres journées. Le 23 juin on observe une rotation à droite, tandis que le 27 et le 28 juin on mesure une rotation à gauche. L'application de la loi du « plus court chemin » à la direction du vent permet d'expliquer les différences de sens de rotation. En effet le 23 juin, la transition débute à 07 UTC avec un vent de 70° . Le plus court chemin pour atteindre la direction 220° est donc une rotation par la droite (150° à lieu de 210° par la gauche). Inversement pour les journées du 27 et du 28 juin où la direction du vent en début de transition est respectivement de 355° et de 20° , on observe des rotations vers la gauche. Il semblerait que la direction critique se situe autour de 40° , à l'opposé de la direction 220° . Lorsque le vent est situé en début de transition dans la zone proche de 40° , le paramètre « conditions météorologiques synoptiques pendant la transition » devient alors déterminant pour initier la rotation dans un sens ou dans l'autre.

Dans les trois exemples choisis, il semblerait que le critère prépondérant ait été la direction du vent en début de transition. La faible vitesse du vent synoptique explique probablement la prépondérance du facteur « direction initiale du vent ». On peut alors se poser deux questions :

- Quelle est la limite de vitesse du vent synoptique au-delà de laquelle le paramètre « conditions météorologiques synoptiques pendant la transition » devient prédominant ?
- Quels facteurs déterminent la direction du vent en fin d'épisode de brise de terre ?

Une campagne de mesure telle que nous l'avons menée se révèle insuffisante pour répondre de manière précise à ces questions. Une campagne de mesure plus longue, en multipliant le nombre de journées étudiées, pourrait peut-être apporter une réponse. Il faudrait peut-être également envisager de déployer plus d'instrumentation (dans l'idéal il faudrait par exemple plusieurs sodars, plus puissants fonctionnant en continu). Mais la complexité du problème limite fortement l'automatisation de l'analyse des journées de mesures, la somme de travail nécessaire devient alors rédhibitoire. C'est à ce niveau que les simulations numériques peuvent prendre tout leur intérêt car, sous condition de vérifier la validité des résultats, elles permettent de disposer de champs de vent sur l'ensemble du domaine d'étude.

III.3 Conclusion

La conception et la mise en place de la campagne de mesure à Quiberon du 14 au 29 juin 2006 s'est appuyée sur nos premières simulations numériques de la zone de Quiberon [Herlédant, 2004] ainsi que sur la bibliographie disponible. L'instrumentation du site s'est basée sur des critères scientifiques mais a également nécessité d'intégrer au mieux les diverses contraintes logistiques et administratives.

Une première analyse des données issues des différents capteurs avec une vue d'ensemble sur l'ensemble de la période de mesure nous a permis de mettre en évidence certains effets de site locaux liés à la topographie. Les analyses de la longueur de rugosité et de la composante verticale du vent selon la direction nous ont permis de retrouver les caractéristiques topographiques des sites comme la pente du terrain à INZ, la présence

d'un marécage et d'une forêt à proximité de STP ou l'existence d'un sillage causé par des bâtiments à PEN.

La première partie de la campagne de mesure a été marquée par une situation météorologique synoptique peu favorable à l'établissement des brises thermiques même si on a mesuré des maxima de la température élevés le 16 et le 17 juin. Du 18 au 22 juin les passages successifs de systèmes dépressionnaires ont perturbé l'établissement des brises thermiques (moins de 2.5°C entre les minima et maxima journaliers). La situation synoptique a évolué progressivement à partir du 23 juin jusqu'à ce qu'on puisse observer différents épisodes de brises thermiques lors de la deuxième partie de la période, notamment le 27 et le 28 juin. Cette première analyse a été confirmée par nos mesures de températures et de flux radiatifs.

En dehors des conditions d'ensoleillement, la force et la direction du vent synoptique se sont montrés déterminant pour la compréhension des brises thermiques. L'analyse par regroupement des journées présentant un même quadrant du vent synoptique a d'ailleurs montré certaines caractéristiques propres à chacun des quadrants.

Les journées des 17, 23, 24 et 28 juin ont été classées comme quadrant 1. Si le 28 juin est proche du quadrant 3, les autres journées sont quant à elles plutôt orientées vers le quadrant 2. Cette distinction parmi les journées de quadrant 1 se traduit pour le 28 juin par un sens de rotation du vent différent lors de la transition vers la brise de mer.

Les journées du 18 au 21 juin ont présenté un vent synoptique de quadrant 3, mais, à part un léger renforcement thermique observé (et confirmé par l'analyse du gradient de pression), la météorologie locale a été largement dominée par l'évolution de la situation à l'échelle synoptique. En revanche les journées des 22, 26 et 27 juin, elles aussi classée dans le quadrant 3, présentent des polygones de brises bien plus caractéristiques de ce quadrant grâce au vent synoptique plus faible et au ciel dégagé.

Cependant notre échantillon réduit et la difficulté de déterminer le quadrant pour certaines journées limitent les résultats obtenus. Si certaines caractéristiques communes à chacun des quadrants se dégagent, nous avons également observé des différences significatives entre les différents sites qui sont pourtant peu éloignés, ce qui justifie une approche plus détaillée sur certaines journées. Nous avons retenu en priorité les journées présentant des phénomènes de brise thermique, mais nous avons aussi étudié des situations où le vent synoptique domine (comme par exemple la journée du 18 juin où la nébulosité limite fortement le gradient de température entre la terre et la mer) car elles permettent de mieux comprendre les effets de sites locaux liés à la topographie. Les journées du 16 et du 22 sont des journées mixtes où la brise thermique est aussi influente que le vent synoptique. Les journées des 23, 27 et 28 juin sont les trois journées les plus marquées par les brises thermiques durant l'ensemble de la campagne de mesure. On a notamment pu observer lors de ces journées des transitions brise de terre/ brise de mer très différentes d'une journée à l'autre, mais aussi d'un site à l'autre. Le passage du FBM a pu être mesuré à plusieurs reprises mais le nombre restreint de points de mesures limite nos conclusions à propos de ses déplacements.

Notre analyse des mesures journée par journée nous a permis de comprendre en partie les différences entre sites, de mettre en évidence l'intérêt potentiel de réaliser des simulations numériques les plus réalistes possibles des différentes situations météorologiques rencontrées. La base de donnée constituée à partir des résultats de la campagne de mesures

peut alors servir à la fois à l'initialisation des simulations numériques et à leurs validations. Dans le chapitre suivant, nous allons présenter le dispositif numérique mis en place. L'ensemble de l'étude numérique a été guidé par les contraintes liées à notre domaine d'étude, au sol et en altitude. Comme nous l'avons vu, la micro-météorologie est particulièrement complexe en baie de Quiberon. On observe parfois des vents complètement différents d'un point à l'autre du plan d'eau : ces observations sur le terrain nous ont imposé de réaliser des simulations à haute résolution.

IV Simulations numériques

La complexité du trait de côte sur notre zone d'étude a été le principal critère pour déterminer notre dispositif expérimental, mais nous allons voir dans cette partie que le choix du modèle atmosphérique numérique est également étroitement lié à la configuration topographique du domaine d'étude. Le modèle ARPS décrit ci-dessous a en effet été développé afin de simuler des phénomènes météorologiques de mêmes dimensions caractéristiques que les phénomènes que nous désirons analyser.

IV.1 Simulations ARPS

L'approche bibliographique et expérimentale nous a conduits à réaliser des simulations numériques à très haute résolution afin de mener à bien notre étude. Nous devons donc trouver un modèle atmosphérique performant pour des maillages horizontaux dont les dimensions varient de 100 mètres à 1 km.

Le premier critère de choix du modèle est le type de modélisation de la turbulence, le créneau 100m-1km mentionné ci-dessus nous oriente vers l'approche de simulation des grandes échelles de la turbulence (Large Eddy Simulation – LES) qui est plus adaptée à ces échelles que les modélisations statistiques RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes equations). Plusieurs modèles atmosphériques « LES » existent, parmi lesquels on peut noter les codes RAMS [Cotton et al., 2003], NCAR's LES [Moeng, 1984], Meso-NH [Lafore et al., 1998] et ARPS [Xue et al., 2000 ; Xue et al., 2001]. Le code NCAR's LES a été développé principalement afin de réaliser des simulations de cas théoriques ce qui ne nous convient pas. Parmi les modèles cités seuls RAMS, Meso-NH et ARPS semblent appropriés pour la simulation de conditions réelles avec prise en compte du terrain, des conditions initiales et des conditions aux limites. Nous avons choisi d'utiliser ARPS car il est développé de manière active par une importante communauté scientifique, a été utilisé avec succès à haute-résolution spatiale dans des configurations orographiques complexes [Chow et al., 2006] et dispose d'une documentation exhaustive et d'une interface ergonomique. Notons que la version 3.0 du code ARPS a déjà été utilisée dans l'équipe pour l'étude de l'atmosphère des villes côtières [Leroyer, 2006] ou pour caractériser l'influence d'une vallée de faible amplitude sur la micro-météorologie [Pénelon, 2002].

IV.1.1 Description du modèle

ARPS (« Advanced Regional Prediction System »¹⁷) est un modèle tridimensionnel, non-hydrostatique, compressible, qui résout les équations de quantité de mouvement, de chaleur (température potentielle), de masse (pression), des hydrométéores (vapeur, eau nuageuse, pluie, cristaux de glace, neige et grêle) et de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille. ARPS résout aussi les équations pronostiques de cinq autres variables au travers du modèle de sol à deux couches. Chaque variable instantanée est définie par

¹⁷ <http://www.caps.ou.edu/ARPS/>

rapport à un état de référence de l'atmosphère (aussi appelé état de base) homogène horizontalement sur tout le domaine de calcul, et par son écart (aussi appelé perturbation) par rapport à cet état. Les états de base de la pression atmosphérique et de la masse volumique de l'air correspondent à l'état hydrostatique. Pour les autres variables (vitesse, température potentielle, humidité, scalaire) elles correspondent le plus souvent à l'état initial ; l'état de base de la vitesse verticale est considéré comme nul. La turbulence est modélisée à partir de l'approche LES (§ IV.1.1.3), c'est-à-dire que les structures turbulentes ayant une taille caractéristique supérieure à la taille de la maille sont résolues explicitement, et les flux de sous-maille sont modélisés. Plusieurs documents ou articles [Xue et al., 1995 ; Xue et al., 2000 ; Xue et al., 2001] décrivent plus précisément les caractéristiques du modèle ARPS, les tests de validation, ainsi que certains exemples d'applications opérationnelles. Nous avons utilisé ARPS Version 5.1.5 pendant les premières années. Avant de réaliser les simulations sur trois cycles de 48h nous avons intégré nos développements dans la dernière version disponible qui était ARPS 5.2.9.

IV.1.1.1 Discrétisation spatiale – grille de calcul

Les équations du modèle sont écrites sous forme advective et sont résolues par la méthode des différences finies d'ordre 2, sur un maillage physique suivant le terrain de type « Gal-Chen », c'est-à-dire étiré sur la verticale et homogène dans les directions horizontales (§ IV.1.1.4). Les termes d'advection peuvent être résolus par une méthode aux différences finies d'ordre 4. La grille de calcul est cartésienne homogène de type « Arakawa C-grid » : les variables scalaires sont calculées au centre de la maille et les composantes cartésiennes de la vitesse sont calculées au centre des faces dont la normale est alignée avec le vecteur unitaire portant la composante de vitesse. Le passage dans l'espace physique se fait par une transformation de Jacobi.

IV.1.1.2 Discrétisation temporelle

Le pas de discrétisation temporelle est divisé en un nombre entier de petits pas de temps dont le coût de calcul est faible. Les termes dits « acoustiques » (i.e. les termes affectés par les ondes acoustiques susceptibles de se développer dans le domaine du fait de la compressibilité de l'écoulement) sont calculés à chaque petit pas de temps (*dt_{small}*), les autres termes (non acoustiques) étant calculés au grand pas de temps (*dt_{big}*). Pour le grand pas de temps, le schéma numérique est du type « leapfrog » du second ordre ; pour le petit pas de temps le schéma est du type 1^{er} ordre explicite décentré avec une option pour l'utilisation d'un schéma du second ordre implicite centré. Les oscillations numériques produites par le schéma de discrétisation sont filtrées par la méthode d'Asselin. Une diffusion numérique d'ordre 2 ou d'ordre 4 est aussi incluse afin de dissiper les bruits de petite échelle sans pour autant détruire des ondes d'origine physique comme les ondes de gravité. Ce terme n'est pas toujours nécessaire [Pénelon, 2002], cependant son usage est fortement recommandé dans le cas d'un site complexe [Leroy, 2006].

IV.1.1.3 Modélisation de la turbulence de sous-maille

Les structures turbulentes d'échelle supérieure à la taille des mailles sont résolues explicitement. L'approche LES consiste à séparer dans les équations de Navier-Stokes la

partie résolue (contribuant aux structures de grande échelle) de la partie non-résolue (dite de sous-maille). Plusieurs options de modélisation des flux de sous-maille sont proposées dans ARPS. Lors de nos simulations nous avons choisi de résoudre une équation pour l'énergie cinétique turbulente selon la méthode « 1.5 order TKE closure scheme » [Sun & Chang, 1986].

IV.1.1.4 Emboîtements.

Dans notre cas, les dimensions horizontales et verticales du domaine de calcul ont été fixées afin de permettre la simulation de certains phénomènes météorologiques. Nous désirons en particulier pouvoir simuler la cellule de brise dans son intégralité. L'étude bibliographique nous a ainsi amené à choisir un domaine de calcul dont les dimensions horizontales sont de l'ordre de grandeur de 100 km. Pour fixer la hauteur du domaine de calcul nous nous sommes basés sur la hauteur des cellules de brise (ordre de grandeur : 1 km). Une couche de Rayleigh située au-dessus de la couche limite atmosphérique permet d'éviter des problèmes de réflexion avec la frontière supérieure : ceci nous amène à des dimensions verticales d'environ 5 km.

En outre, nous désirons également atteindre une certaine résolution liée à nos objectifs :

- Horizontalement, nous voulons étudier les effets liés au découpage de la côte sur notre zone d'étude. Chow et al. [2006] affirment que pour un modèle LES comme ARPS, les plus petites structures turbulentes résolues ont des dimensions de l'ordre de grandeur de $4\Delta x$. Or les plus petites structures topographiques que nous voulons prendre en compte ont des dimensions de l'ordre de grandeur de 500 mètres (embouchures de rivières, isthme de Penhièvre, relief de la presqu'île de Quiberon, îles, etc.). Nous avons donc déterminé qu'une résolution horizontale d'environ 100 mètres permettrait d'appréhender la quasi-totalité des phénomènes météorologiques locaux susceptibles d'intéresser les régatiers. D'après Chow et al. [2006], un raffinement du maillage de 1km à 300m tend à améliorer les résultats des simulations numériques d'un écoulement dans une vallée très encaissée, alors que l'apport du passage à une résolution de 100m est moins net car la solution dépend fortement du forçage aux frontières résultant de la simulation à 300m. L'amélioration « automatique » des résultats liée au raffinement de maillage est un point toujours discuté dans la littérature scientifique [Cairns & Corey, 2003 ; Hart et al., 2004 ; Roebber et al., 2004]. Michioka & Chow [2008] ont étudié l'influence du raffinement du maillage pour les très hautes résolutions (200 m à 25 m) avec le modèle ARPS utilisé sur un terrain complexe (Mont Tsukuba au Japon) avec une stratification neutre à légèrement instable selon la journée étudiée. Si le calcul des fluctuations turbulentes semble amélioré, les valeurs moyennes de la vitesse et de la direction du vent ne sont pas réellement meilleures avec les maillages les plus fins. Compte tenu des contraintes liées à un raffinement trop poussé du maillage, nous nous sommes arrêtés à une résolution horizontale de 100 mètres.
- Verticalement, la zone la plus sensible du fait de la présence de forts gradients se situe près du sol. Afin de simuler les basses couches de l'atmosphère de manière satisfaisante, il faut un maillage vertical de l'ordre de grandeur de la dizaine de mètres. Le maillage complet du domaine 100km x 100km x 5km comporterait environ $10^3 \times 10^3 \times 5 \cdot 10^2$ soit $5 \cdot 10^8$ mailles.

Comme pour toutes les simulations numériques, il existe en outre certains critères à respecter afin de garantir la stabilité numérique, la consistance et la convergence des

simulations. De manière simplifiée il existe des ratios à respecter entre les dimensions du maillage et le pas de temps numérique d'une simulation utilisant un schéma explicite : plus le maillage est fin, plus il faut choisir un pas de temps petit. La contrainte de stabilité linéaire impose notamment de satisfaire l'inéquation sur le « grand pas de temps » (*dtbig*) :

$$dtbig \leq \text{Min} \left[\frac{2}{N}, \frac{1}{V_{\max}} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2} \right)^{-1/2} \right]$$

où V_{\max} est la vitesse maximale du vent, N est la fréquence de Brunt-Väisälä et Δ_x , Δ_y et Δ_z sont les dimensions des mailles.

Si le flux est principalement horizontal, c'est-à-dire si $V_h \gg w$, alors la contrainte sur *dtbig* devient :

$$dtbig \leq \text{Min} \left[\frac{2}{N}, \frac{1}{V_{h\max}} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}, \frac{\Delta z}{w_{\max}} \right]$$

où $V_{h\max}$ est le maximum de la composante horizontale de la vitesse du vent et w_{\max} est le maximum de la vitesse verticale du vent.

Le modèle ARPS propose de résoudre les équations pour la température potentielle au sein de la boucle liée au petit pas de temps « *dtsmall* » ; « *dtbig* » devient alors indépendant de N et le terme en $2/N$ disparaît des inéquations ci-dessus.

Pour le petit pas de temps les contraintes sur les dimensions du maillage sont :

$$dtsmall \leq \frac{1}{C_s} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z_{\min}^2} \right)^{-1/2}$$

où C_s est la vitesse du son et $\Delta_{z\min}$ est la hauteur de la plus petite maille verticale (la plus proche du sol en général).

Si, comme nous l'avons vu pour l'ensemble des simulations ARPS, on choisit l'option de résolution des équations en implicite selon la verticale, l'inéquation à respecter est moins restrictive et permet d'augmenter légèrement « *dtsmall* » :

$$dtsmall \leq \frac{1}{C_s} \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2}$$

Pour le pas de temps, les périodes caractéristiques des variations du vent exploitables par les régatiers sont supérieures à la dizaine de seconde. Les pas de temps requis pour satisfaire les conditions de stabilité des simulations avec des mailles de 100m sont bien moins élevés (inférieurs à la seconde). C'est donc ce dernier critère numérique qui sera déterminant pour fixer les pas de temps et non pas des considérations d'ordre purement météorologique.

Sachant que nous désirons faire des simulations sur des cycles diurnes complets et que le pas de temps, pour les raisons de stabilité et de consistance évoquées précédemment est de l'ordre de grandeur de quelques dixièmes de seconde, le nombre d'opérations à effectuer

pour mener à bien les simulations sur l'ensemble du domaine de calcul serait excessif. Pour atteindre nos objectifs de simulations à haute résolution, nous avons dû associer différentes techniques de raffinement du maillage.

Une des solutions consiste à utiliser un maillage vertical non homogène, les mailles proches du sol étant plus fines que les mailles de la partie supérieure. ARPS propose de créer un maillage étiré (§IV.1.1.1) qui s'adapte au fichier de relief du terrain que nous fournissons et permet de réduire à 28 le nombre de mailles verticales pour un domaine de 5400 mètres d'épaisseur tout en conservant une maille proche du sol de seulement 10 mètres.

La principale méthode pour réduire le nombre d'opérations consiste à effectuer des simulations par « emboîtements » (« nesting » en anglais) successifs : on effectue d'abord une première simulation sur l'ensemble du domaine de calcul avec une résolution de 1km, puis on se sert des résultats de cette simulation comme conditions aux frontières d'une simulation sur un domaine plus petit mais avec une résolution plus élevée. Le ratio entre les mailles horizontales de la première simulation (ARPS 1km) et celles de la nouvelle simulation (ARPS 300m) est proche de trois. Ce rapport classique a déjà été testé et est conseillé dans les guides d'utilisation du modèle. Ceci qui nous amène à des mailles de 300 mètres. On recommence la même opération avec un nouveau domaine encore plus petit, cette dernière simulation (ARPS 100m) a une résolution de 100m et couvre l'ensemble de la baie de Quiberon ce qui satisfait donc nos exigences. Cette méthode d'emboîtement (ou imbrication) est couramment utilisée en mécanique des fluides. Lorsque les échelles spatio-temporelles à étudier l'exigent, il est possible d'imbriquer des simulations avec des modèles différents. La simulation des grandes échelles utilisée par ARPS permet de couvrir des maillages horizontaux allant de 1 km à quelques dizaines de mètres. Il est ainsi possible d'emboîter le modèle ARPS sur lui-même en plusieurs étapes successives.

Lors des emboîtements nous choisissons une zone de 5 mailles le long des frontières latérales dans le nouveau domaine qui permet de faire la transition entre le forçage externe et la nouvelle simulation. Pour des raisons de simplicité et de temps de calcul nous avons choisi de faire un emboîtement unidirectionnel (« one way nesting »), c'est-à-dire sans retour d'information du petit domaine vers le grand domaine.

La méthode des simulations avec emboîtement des domaines de calcul permet en outre d'effectuer une transition progressive entre la résolution grossière du forçage extérieur (de l'ordre de grandeur de la dizaine de kilomètre, § IV.1.2.3) et le maillage final qui est particulièrement fin (100 mètres en horizontal).

IV.1.1.5 Modèle de sol.

Les caractéristiques du sol ont une forte influence sur les flux de chaleur latente et sensible. Or ces flux de surface ont un rôle prépondérant dans la genèse des phénomènes de type brise thermique. Les différences de caractéristiques du sol entre plusieurs sites sont également la source de la plupart des effets de site. Le modèle de sol intégré dans ARPS résout en particulier les équations pour la température et l'humidité du sol. Le modèle reconnaît 13 types de sols (« soil types », Tableau 7) dont l'eau et la glace ainsi que 14 types de végétation (Tableau 8). A chaque maille du modèle de sol on ne peut assigner

qu'un seul type de sol et un seul type de végétation. Lors de l'initialisation, il faut fournir au modèle des valeurs de la température et de l'humidité du sol. Plusieurs études ont montré l'influence de l'humidité du sol sur les résultats des simulations numériques [Eastman et al., 1998 ; Chow et al., 2006]. Il est possible de choisir entre plusieurs variantes du modèle de sol et de faire varier notamment le nombre et l'épaisseur des couches de sol modélisées. Dans notre étude, nous avons choisi d'utiliser 5 couches de sol dont la plus fine, près de la surface, a une épaisseur de 20 cm.

IV.1.2 Pre-processing

Pour pouvoir réaliser les simulations de certaines journées de la campagne expérimentale, il est nécessaire de traiter deux aspects importants : d'un côté la prise en compte de l'environnement de la zone d'étude de la manière la plus réaliste possible, et d'un autre côté, l'initialisation des variables sur l'ensemble du domaine de calcul (sol compris), en association avec la gestion du forçage externe sur les frontières latérales et supérieures durant toute la durée de la simulation.

IV.1.2.1 Mode d'occupation des sols.

L'étude réalisée par Herlédant [2004] avait confirmé l'influence du mode d'occupation des sols sur les différents phénomènes météorologiques à petite et moyenne échelle. Chow et al. [2006] ont par ailleurs montré qu'il est nécessaire d'améliorer la résolution des informations sur le mode d'occupation des sols en même temps que l'on augmente la résolution horizontale des simulations numériques. Afin d'être cohérent avec notre objectif d'effectuer des simulations ARPS à des résolutions horizontales de l'ordre de grandeur de la centaine de mètre, il faut disposer d'une base de données du mode d'occupation des sols dont la résolution est égale ou inférieure à la centaine de mètres. La base de données européenne libre d'accès CORINE Land Cover (CLC, visualisée sur la Figure 119) correspond parfaitement à ce critère. CLC est basée sur une nomenclature hiérarchisée en 3 niveaux. Elle comprend 5 modes d'occupation des sols au niveau 1, 15 au niveau 2 et 44 au niveau 3. Le premier niveau correspond aux grandes catégories d'occupation du sol repérables à l'échelle de la planète, le second niveau (15 postes) est utilisable pour les échelles de 1/500 000 et 1/1 000 000 et le troisième niveau (44 postes) est utilisé au 1/100 000.

Parmi les 44 modes d'occupations possibles 22 ont été recensés dans le domaine de calcul centré sur Quiberon. A partir de ces 22 modes d'occupation, 10 catégories ont été créées par regroupement thématique afin de simplifier l'analyse des résultats. Ces regroupements (urbain, industriel, rural, forêt, pâturage, lande, plage et dunes, marais, estran, mer et estuaire) ont été effectués dans l'optique d'une utilisation de ces modes d'occupation par le modèle de sol de ARPS. Les critères de regroupements prennent donc en compte des paramètres comme l'albédo, la rugosité (par l'intermédiaire de l'élévation moyenne de la végétation ou des bâtiments), le type de sol (sable, terre agricole, humide, etc.). Ainsi on a été amené à regrouper les forêts de conifères avec les forêts de feuillus car elles présentent des comportements approximativement similaires du point de vue du modèle de sol. En revanche les prairies cultivées n'ont pas pu intégrer ce groupe car elles présentent notamment une rugosité bien plus faible. De la même manière les sols de type « landes »

n'ont pas rejoint le groupe des sols de type « prairie » car les natures du sol (sableuses et terreuses) induisent des comportements bien différents.

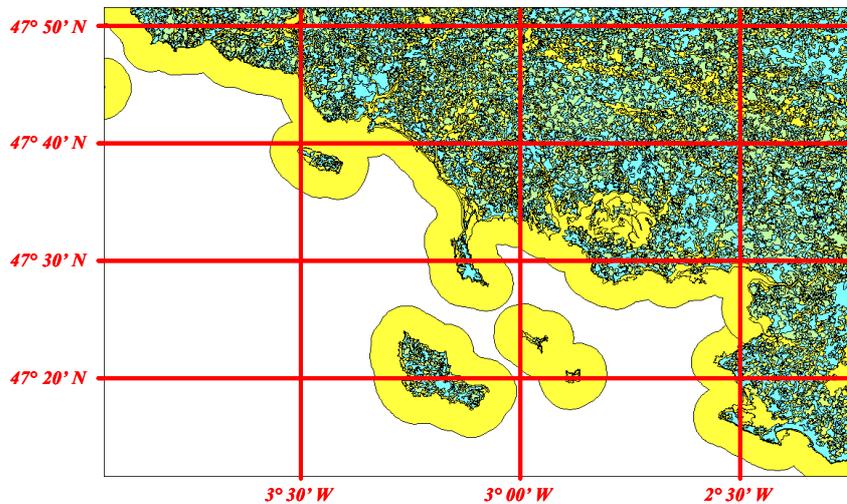


Figure 119 Visualisation sur Mapinfo des modes d'occupation des sols issus des bases de données CLC de la Bretagne et de la région Pays de la Loire. Les zones en blanc ne sont pas couvertes pas CLC et sont considérées par défaut comme de la mer.

La première étape du traitement des données CLC a consisté à utiliser le logiciel Mapinfo afin de déterminer précisément les coordonnées des rectangles correspondants à nos domaines de calculs à 1km, 300m (Figure 120) et 100m (Figure 121). La seconde étape du traitement des données a été effectuée avec le logiciel « OrbisGis »¹⁸ (Figure 122). Orbisgis est un logiciel de SIG (système d'informations géographiques) développé par l'Institut de Recherche en Sciences et Techniques de la Ville (IRSTV, FR CNRS 2488). OrbisGis nous a permis de calculer le pourcentage de chacun des modes d'occupation du sol dans les mailles des différents domaines (1 km, 300 m et 100 m). Plusieurs requêtes dans le langage « SQL » ont été écrites dans ce but. Celle destinée au domaine de calcul à 100m pour calculer la densité urbaine avec la version *beta 3* d'OrbisGis est présentée en Annexe (§A.2.1).

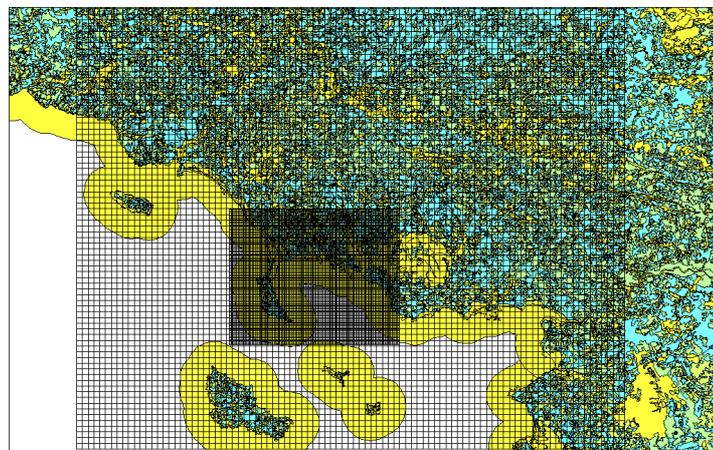


Figure 120 Maillage horizontal du domaine de calcul à 1km et 300m, en couleur le mode d'occupation des sols sur la zone d'étude.

¹⁸ <http://brehat.ec-nantes.fr/orbisgis/doku.php>

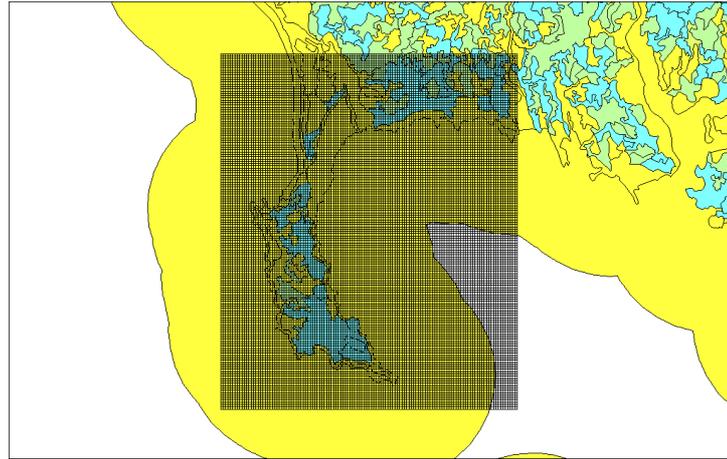


Figure 121 Maillage horizontal du domaine de calcul à 100m et mode d'occupation des sols sur la zone d'étude.

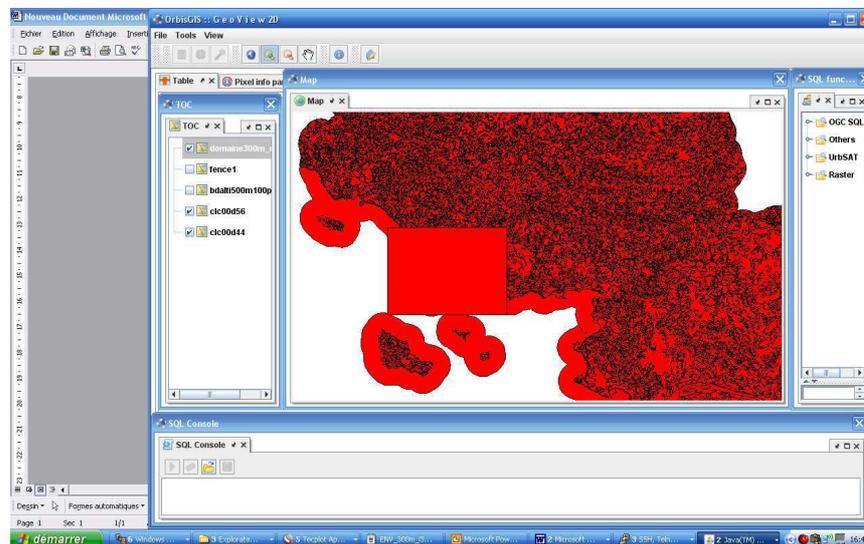


Figure 122 Capture d'écran lors de l'utilisation d'OrbisGis pour le traitement des données issues de CLC.

En sortie d'OrbisGis, nous obtenons, pour chaque code de la nomenclature CLC, un fichier qui indique le pourcentage du mode de sol considéré dans chacune des mailles. Ensuite, un post-traitement de ce résultat détermine, pour chaque maille, la catégorie de sol majoritaire. C'est cette catégorie qui sera retenue pour renseigner le modèle atmosphérique sur le mode d'occupation de chaque maille de sol. En effet le modèle de sol de ARPS ne supporte qu'une seule catégorie par maille. Il aurait également été possible d'utiliser le modèle de sol SM2U qui est plus complet que le modèle de sol de ARPS, mais la zone d'étude n'est que faiblement urbanisée, et les zones urbaines ne sont pas réellement denses. Nous avons donc choisi de nous contenter du modèle de sol intégré à ARPS.

mode d'occupation des sols	code (de 1 à 10)	nomenclature CLC concernés	codes CLC	Longueur de rugosité (m)	type de sol(ARPS)	type de végétation (ARPS)
urbain	1	Tissu urbain discontinu	112	1.5	6	5
zone industrielle	2	Zones industrielles et commerciales	121	1	6	3
		Zones portuaires	123			
		Aéroports	124			
rural	3	Equipements sportifs et de loisirs	142	0.15	6	10
		Terres arables hors périmètres d'irrigation	211			
		Prairies	231			
		Systèmes culturaux et parcellaires complexes	242			
		Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants	243			
forêt	4	Forêts de feuillus	311	0.8	6	6
		Forêts de conifères	312			
		Forêts mélangées	313			
pâturage	5	Pelouses et pâturages naturels	321	0.1	6	3
landes	6	Landes et broussailles	322	0.05	9	4
		Forêt et végétation arbustive en mutation	324			
plages-dunes	7	Plages, dunes et sable	331	0.5	1	12
		Végétation clairsemée	333			
marais	8	Marais maritimes	421	0.01	13	11
		Marais salants	422			
estran	9	Zones intertidales	423	0.05	1	11
mer et estuaire	10	Estuaires	522	0.0005	13	14
		Mers et océans	523			

Tableau 6 Récapitulatif des correspondances entre la nomenclature CLC et le mode d'occupations des sols pour les simulations ARPS.

USDA Soil Type Classes used by ARPS	Definition	W&H Soil cases
01	Sand	
02	Loamy sand	11 17 23
03	Sandy loam	14 20 26 27
04	Silt loam	
05	Loam	12 18 24
06	Sandy clay loam	15 21 28
07	Silty clay loam	
08	Clay loam	13
09	Sandy clay	19 25
10	Silty clay	16 22
11	Clay	29 30 31
12	Ice	34
13	Water	00

Tableau 7 Définitions des types de sol utilisés dans ARPS et conversions avec la classification de sol de Wilson & Henderson-Sellers [1985].

Vegetation Type	Definition	Olson World Ecosystem Classes	Grass/tree	Roughness (m)
01	Desert	01 08 50 69 71	grass	0.002
02	Tundra	42 53	grass	0.020
03	Grassland	16 30 37 40 52	grass	0.010
04	Grassland with shrub cover	02 41 43 49	tree	0.100
05	Grassland with tree cover	58	tree	0.150
06	Deciduous forest	24 25 26 27 29 56 61	tree	0.750
07	Evergreen forest	06 20 21 22 23 46 47 48 57 60 62	tree	1.000
08	Rain forest	32 33 54	tree	2.000
09	Ice	17 70	grass	0.005
10	Cultivation	28 31 36 38 39 55	grass	0.020
11	Bog or marsh	44 45	grass	0.020
12	Dwarf shrub	59 63 64	grass	0.060
13	Semidesert	51	grass	0.040
14	Water	00 65 66 67 68 72 73	grass	0.001

Tableau 8 Définitions des types de végétation utilisés dans ARPS et conversions avec la classification « Olson World Ecosystem Classes ».

L'étape suivante consiste à affecter à chacun des 10 modes d'occupation des valeurs pour les principales caractéristiques du sol (pourcentage de végétation, nature du sol et type de la végétation, indice de densité foliaire, rugosité). Une partie des caractéristiques du sol choisies pour chacun des types de sol recensés est présentée dans le Tableau 6. Dans la deuxième colonne de ce tableau nous retrouvons les dix catégories que nous avons créées, chacune d'entre elles regroupant plusieurs catégories de la classification CLC (présentées dans la 4^{ème} colonne). Les trois dernières colonnes présentent les valeurs choisies pour trois paramètres déterminants pour caractériser la nature d'une catégorie de sol : la longueur de rugosité, le type de sol (Tableau 7), et le type de végétation (Tableau 8).

Notre méthode de choix du type de sol majoritaire dans chaque maille (sur la base des données issues de CLC) pourrait être affinée. En effet une maille de 1km² déterminée comme étant majoritairement urbaine peut en fait ne contenir que 30% de sol de type urbain, mais aussi 25% de sol rural, 25% de forêts et 20% de landes. Dans ce cas notre maille serait simulée comme une ville, alors qu'en réalité un type de sol fortement végétalisé aurait été bien plus représentatif de la réalité. Afin d'estimer l'erreur commise en procédant de cette manière, nous avons calculé les pourcentages moyens de chacun des types de sols dans les mailles classées comme urbaines (ce travail a également été fait pour les autres catégories). Les principaux résultats pour le maillage à 1km sont présentés dans le Tableau 9.

Type de maille retenue pour ARPS	% de sol « urbain » dans la maille (code CLC : 112)	% de sol « industriel » dans la maille (code CLC : 120)	% de sol « rural » dans la maille (code CLC : 200)	% de sol « forêt » dans la maille (code CLC : 310)
1 (urbain)	57.2	37.6	20.9	
3 (rural)	3.6	0.5	79.0	
4 (forêt)			27.8	60.8

Tableau 9 Constitution des mailles de sol de la simulation ARPS 1km.

Type de maille retenue pour ARPS	% de sol « urbain » dans la maille (code CLC : 112)	% de sol «industrie 1 » dans la maille (code CLC : 120)	% de sol « rural » dans la maille (code CLC : 200)	% de sol « forêt » dans la maille (code CLC : 310)
1 (urbain)	77.2	0.7	11.9	
3 (rural)	3.9	0.2	85.6	
4 (forêt)			18.7	71.0

Tableau 10 Constitution des mailles de sol de la simulation ARPS 300m.

Type de maille retenue pour ARPS	% de sol « urbain » dans la maille (code CLC : 112)	% de sol «industrie 1 » dans la maille (code CLC : 120)	% de sol « rural » dans la maille (code CLC : 200)	% de sol « forêt » dans la maille (code CLC : 310)
1 (urbain)	92.8	0.3	2.7	
3 (rural)	3.6	0.4	89.9	
4 (forêt)			3.4	87.4

Tableau 11 Constitution des mailles de sol de la simulation ARPS 100m.

Les mailles de 1km déclarées comme étant majoritairement urbaines contiennent 57% de sol de type urbain (code 112 dans la nomenclature CLC), 21% de type rural (codes 142, 211, 231, 242 et 243 de la nomenclature CLC), les autres modes d'occupations étant plus minoritaires. L'erreur commise en sélectionnant le mode d'occupation majoritaire est donc acceptable puisque plus de 50% de la maille est effectivement occupé par le type de sol sélectionné. Nous pouvons donc conclure que notre méthode de détermination du mode d'occupation du sol est adapté et satisfaisant. Pour les maillages plus fins l'erreur commise est plus faible car on se rapproche de la résolution de la base de données CLC (25m). Les résultats pour les maillages à 300m et 100m sont présentés dans les Tableau 10 et Tableau 11. Les Figure 123 à Figure 125 montrent les trois maillages obtenus pour le mode d'occupation des sols des trois domaines de calcul ARPS.

Sur le maillage à 1km, la partie terrestre est très majoritairement de type rural. Cependant les principales villes, certaines forêts, ainsi qu'une partie de l'estran sont bien représentées. Lorsque la résolution augmente, les modes d'occupations des sols minoritaires sont de plus en plus représentés par comparaison avec le mode de type rural omniprésent sur la résolution à 1 km. La résolution à 100 mètres est particulièrement fine. Elle permet de prendre en compte avec précision la complexité du trait de côte (sorties de rivières, baies et caps de petites dimensions) mais aussi la diversité du mode d'occupation des sols. Par exemple, on peut observer sur l'isthme de Penhièvre l'alternance de l'estran avec les zones de dunes et de forêt.

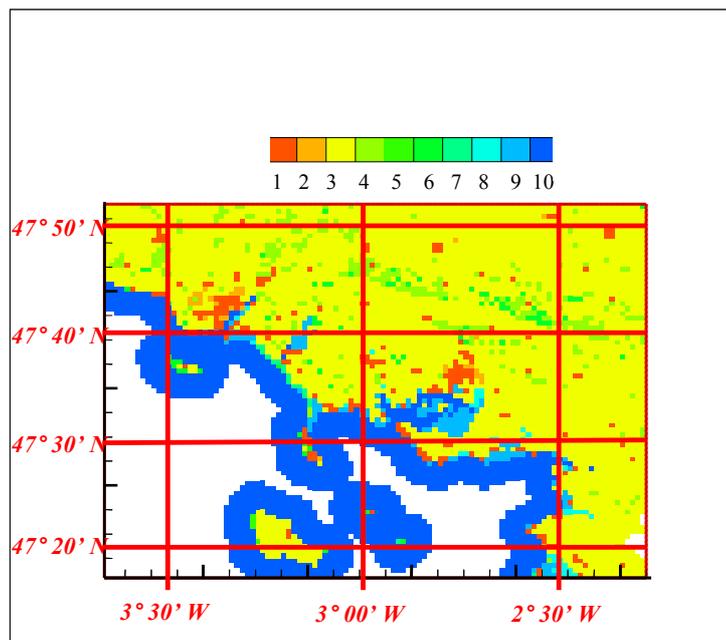


Figure 123 Répartition du mode d'occupation des sols déterminée à partir de la base de données CLC pour le domaine de calcul ARPS 1km. Les couleurs correspondent aux types de sol numérotés de 1 à 10 décrits dans le Tableau 6.

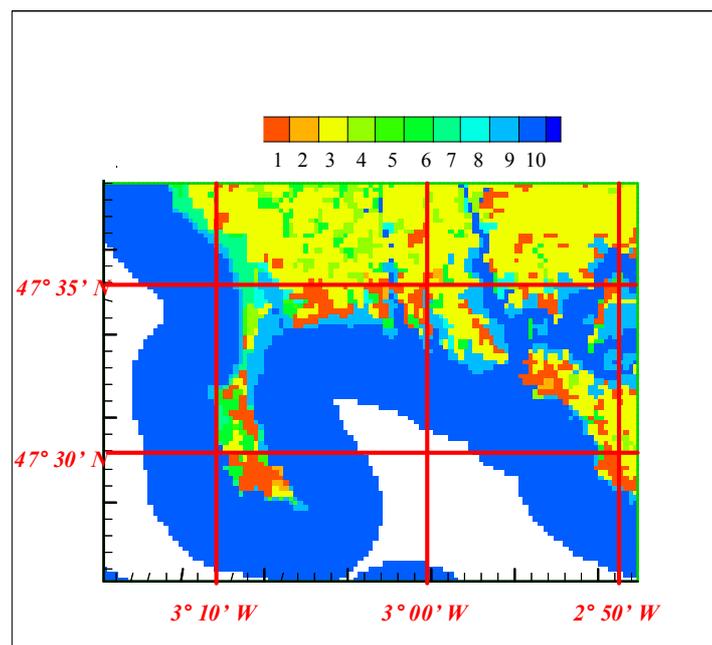


Figure 124 Répartition du mode d'occupation des sols déterminée à partir de la base de donnée CLC pour le domaine de calcul ARPS 300m, les couleurs correspondent aux types de sol numérotés de 1 à 10 décrits dans le Tableau 6.

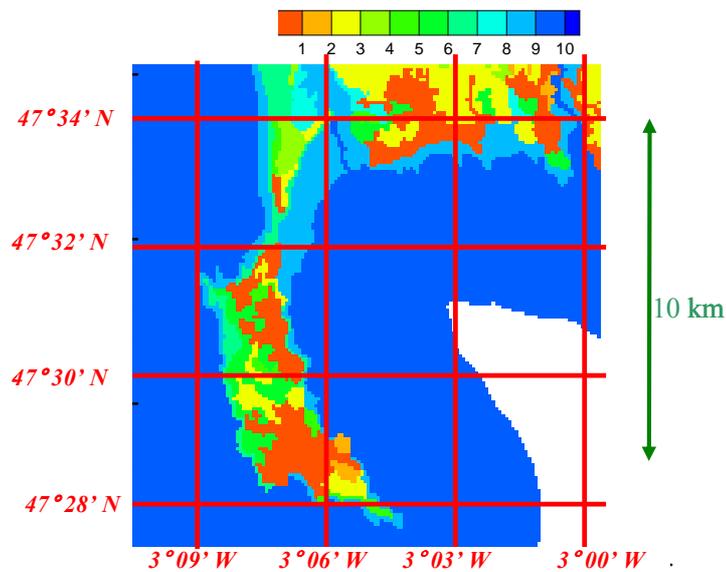


Figure 125 Répartition du mode d'occupation des sols déterminée à partir de la base de données CLC pour le domaine de calcul ARPS 100m, les couleurs correspondent aux types de sol numérotés de 1 à 10 décrits dans le Tableau 6.

IV.1.2.2 Définition de la topographie du site

La méthode utilisée pour créer un fichier de terrain (altitude du sol dans chaque maille du domaine de calcul) est proche de la méthode utilisée pour le mode d'occupation des sols. La base de données initiale est BD ALTI 500m, téléchargeable librement sur le site de l'I.G.N.¹⁹.

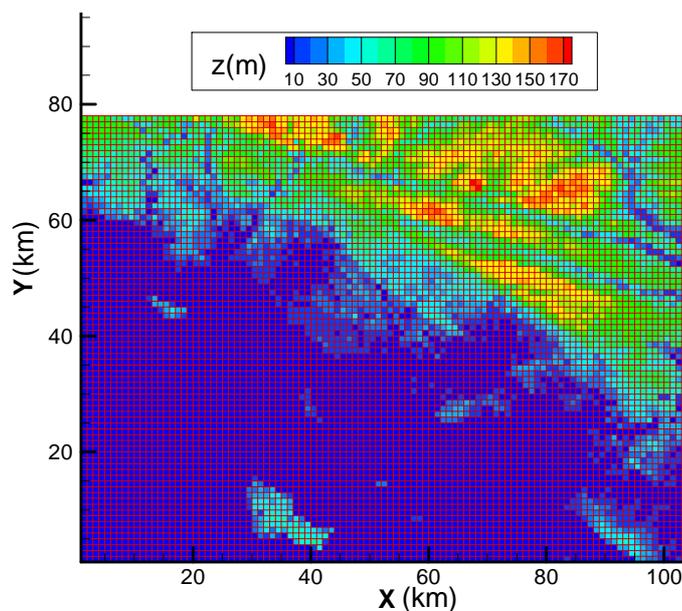


Figure 126 Altitude du sol pour le domaine de calcul ARPS 1km. Le point (x=0 ; y=0) a pour coordonnées géographiques (47°15'14''N ; 3°27'57''W).

¹⁹ www.ign.fr

Le script SQL utilisé pour moyenner l'altitude dans chaque maille des différents domaines de calcul des différentes simulations ARPS est présenté en Annexe (§A.2.2). La résolution orographique à 500 m est légèrement trop grossière pour les maillages les plus fins à 300 m et 100 m. Cependant la zone côtière de la région de Quiberon est relativement plate (Figure 126). A titre d'exemple le point culminant de la presqu'île se situe à 26m. La zone correspondant au domaine de calcul avec une résolution de 100 m est particulièrement peu escarpée. On peut donc considérer que les gradients de rugosité ont sans doute plus d'importance que l'orographie sur cette zone. En outre la base de données BD ALTI 500m fait quand même apparaître les vallées de rivières et le relief principal de la presqu'île de Quiberon. On peut donc considérer que cette base de données est satisfaisante pour l'étude que nous menons.

IV.1.2.3 Utilisation de données de forçage météorologiques issues d'un autre modèle

Le paramétrage du sol est essentiel pour le succès des simulations, mais il ne faut pas non plus négliger le forçage imposé sur les frontières latérales et supérieures du domaine de calcul. Si cet aspect est évident lors de l'étude de l'impact d'un vent à échelle synoptique sur une interface terre/mer, l'étude bibliographique réalisée dans le premier chapitre ainsi que l'analyse des données de la campagne expérimentale ont également montré l'importance du forçage à échelle synoptique lors des épisodes de brises thermiques.

Dans un premier temps nous avons choisi de représenter le forçage synoptique par un vent constant dans le temps, en imposant des conditions aux limites latérales et supérieures du domaine de type « gradient nul ». Dans ce cas, c'est l'état initial du vent dans le domaine qui fixe le forçage synoptique pour toute la durée de la simulation. Lorsque nous avons voulu comparer les résultats numériques ainsi obtenus avec certaines journées de la campagne de mesure, nous nous sommes rendu compte que les erreurs induites par cette approximation étaient trop élevées pour permettre de reproduire les évolutions du vent mesurées sur les différents sites.

Il s'est alors révélé indispensable d'intégrer à nos simulations ARPS les évolutions du vent à une échelle synoptique de manière plus réaliste. La modélisation de la turbulence par la méthode LES n'est a priori pas adaptée à des maillages horizontaux supérieurs à 1 km, même si l'utilisation d'un modèle de sous-maille 1.5 TKE (§ IV.1.1.3) permet de mener des simulations avec des résolutions plus basses que le kilomètre : on parle alors de Very Large Eddy Simulation [Pope, 2000, chap. 13]. Nous avons pris l'option d'utiliser un autre modèle atmosphérique, réellement adapté à l'échelle régionale, afin de pouvoir prendre en compte l'influence des phénomènes à échelle synoptique sur la météorologie locale.

Nous avons choisi d'utiliser le code atmosphérique WRF (« Weather Research and Forecasting model » [Skamarock et al., 2008]) comme étape intermédiaire entre les fichiers de données météorologiques au format GRIB et les simulations ARPS 1km.

WRF est particulièrement bien adapté pour réaliser cette tâche pour plusieurs raisons :

- Ce modèle atmosphérique a été conçu pour modéliser des phénomènes météorologiques à méso échelle. Il utilise une approche classique par résolution des équations de Navier-Stokes en moyenne de Reynolds (« RANS » en anglais) adaptée à des maillages horizontaux de l'ordre de grandeur de plusieurs kilomètres.

- Le modèle WRF est soutenu par une importante communauté scientifique internationale qui propose de nombreux supports d'aide aux utilisateurs.
- WRF permet d'utiliser facilement en entrée des fichiers de données météorologiques au format standard GRIB.
- Il existe dans le « package » de ARPS une procédure qui transforme les sorties du modèle WRF dans un format compatible avec ARPS. Nous pouvons ainsi réaliser de manière efficace et robuste l'imbrication du modèle WRF avec le modèle ARPS dans le cadre de notre étude numérique.

Une description plus complète de WRF ainsi que des simulations réalisées avec ce modèle est proposée au § IV.2.

IV.1.3 Déroulement des simulations numériques

IV.1.3.1 Initialisation du modèle

L'initialisation consiste à donner des valeurs aux variables d'état du sol et de l'atmosphère. Dans la mesure du possible nous avons donné des valeurs qui correspondent à nos mesures. Pour le sol, la principale difficulté est le manque de données à propos de certaines variables. Nous avons en effet des enregistrements de la température (en surface et à certaines profondeurs du sol grâce aux thermocouples absolus), mais d'autres variables comme l'humidité du sol ne sont pas bien renseignées malgré l'importance qu'elles peuvent avoir dans le déroulement des simulations [Lyons, 1995].

IV.1.3.1.1 ARPS 1km

Pour l'initialisation de l'atmosphère nous utilisons le fichier de sortie de WRF. La simulation WRF a débuté à la même heure que la simulation ARPS. Le premier fichier de sortie de WRF n'est donc qu'une simple interpolation spatiale du fichier GRIB utilisé en entrée de WRF. Compte tenu de la résolution grossière (par comparaison avec le reste de notre étude numérique) de ce fichier, il en résulte un champ de vent qui varie très peu d'un point à l'autre du domaine de calcul de ARPS 1km lors de l'initialisation.

Pour les variables propres au modèle de sol telles que l'humidité ou la température du sol, nous avons fixé des valeurs après traitement de la base de donnée CLC. Chaque catégorie du mode d'occupation des sols s'est vue affectée des valeurs inspirées des mesures faites sur les différents sites de la baie de Quiberon. Un aperçu du programme en fortran qui effectue ce traitement est donné en Annexe (§A.2.3).

IV.1.3.1.2 ARPS 300m et ARPS 100m

Pour l'atmosphère, nous avons utilisé respectivement les résultats de ARPS 1km et ARPS 300m pour initialiser les simulations ARPS 300m et ARPS 100m. Au passage d'une résolution à l'autre nous utilisons la routine ARPSINTRPL.f90 fournie dans le package ARPS afin d'effectuer l'interpolation spatiale d'un maillage grossier au maillage plus fin.

Pour l'initialisation du sol, la démarche est la même que pour ARPS 1km : nous utilisons un fichier dans lequel nous avons enregistré manuellement l'état des variables du sol pour chaque mode d'occupation des sols.

Pour chacun des emboîtements (de WRF5km à ARPS1km, mais aussi pour ARPS 1km à ARPS300m et ARPS300m à ARPS100m), nous avons choisi d'utiliser un fichier de forçage pour les conditions aux frontières latérales renouvelé toutes les heures. L'augmentation de la fréquence de renouvellement du fichier de forçage n'est pas synonyme d'améliorations : Michioka & Chow [2008] ont montré que les valeurs moyennes de la vitesse et la direction du vent dans le domaine n'étaient que peu modifiées. En revanche, des fréquences beaucoup plus élevées que celles que nous utilisons pourraient permettre une légère amélioration du calcul des fluctuations turbulente. Mais il faudrait effectuer un renouvellement environ toutes les 10 secondes au lieu de toutes les heures dans notre cas. Cette fréquence de renouvellement pose des problèmes liés au stockage de fichiers volumineux et ne nous semble pas réalisable sur un cycle de 48 heures.

IV.1.4 Paramétrage des simulations

Les trois simulations ARPS imbriquées (1km, 300m et 100m) partagent certains paramètres en commun (Tableau 12), en revanche d'autres caractéristiques sont adaptées à chacun des domaines de calcul (Tableau 13).

vimplct	1	Vertically implicit option for the w and p equations.
ptsm1stp	0	solve potential temperature eq. outside small time steps.
tbc	3	Top boundary condition option =Zero gradient.
bbc	1	Bottom boundary condition option = Rigid w all.
ngbrz	5	Number of grid zones in the boundary relaxation zone.
coriopt	1	Only coriolis terms involving horizontal wind is included, and the Coriolis parameters are functions of central lat only.
coriotrm	2	An approximate geostrophic balance imposed initially. u-ubar and v-vbar are used in the place of u and v in the coriolis formulation.
tmixopt	4	1.5 TKE turbulent mixing.
cmix2nd	0	2nd order computational mixing option.
cmix4th	1	4th order computational mixing option.
cfc4h	0.001	4th order horizontal computational mixing coefficient
cfc4v	0.001	4th order vertical computational mixing coefficient
raydmp	2	Upper level Rayleigh damping parameters. Damping difference between total and external fields .
zbrdmp	4000	Height of the bottom of Rayleigh damping (sponge) layer (m).

Tableau 12 Options du fichier d'entrée communes aux trois niveaux d'emboîtement des simulations ARPS.

1km			300m			100m		
nx	105		nx	108		nx	146	
ny	78		ny	80		ny	153	
nz	30		nz	30		nz	30	
dx	1000		dx	300		dx	100	
dy	1000		dy	300		dy	100	
dzmoy	200		dzmoy	200		dzmoy	200	
dzmin	10		dzmin	10		dzmin	10	
dtssl	1		dtssl	0,5		dtssl	0,2	
dtbig	2		dtbig	1		dtbig	0,5	

Tableau 13 Description des maillages et des pas de temps des différentes simulations ARPS.

L'option *cmix4th* présentée dans le Tableau 12 permet d'activer un amortissement numérique qui limite le développement d'oscillations à haute fréquence, oscillations qui n'ont pas de réalité physique. Cette option permet donc de suppléer le modèle de turbulence en évitant la création de solutions divergentes. Cependant, si les différents coefficients de diffusion proposés (du 2nd et 4^{ème} ordre, horizontal et vertical) sont trop élevés, les vitesses instantanées tendent alors vers l'état de base, et la solution numérique ne présente alors plus d'intérêt. Les différentes études numériques réalisées avec ARPS indiquent rarement les valeurs choisies pour ces coefficients. En outre la documentation de ARPS est assez peu directive à ce sujet. Nous avons choisi d'utiliser l'option d'amortissement au 4^{ème} ordre car celle-ci amortit plus sélectivement le bruit à haute fréquence. Le choix des valeurs à attribuer est plus délicat. Si les simulations à moyenne résolution sont peu sensibles à ce coefficient qui ne modifie que les plus petites structures, en revanche à très haute résolution une partie des fluctuations éliminées peut correspondre aux fluctuations turbulentes résolues. Michioka & Chow [2008] ont effectué des études de sensibilité sur les valeurs de *cfcm4h* et *cfcm4v* pour le modèle ARPS. Les simulations numériques à la résolution horizontale de 190m ont été réalisées avec des valeurs des coefficients d'amortissement allant de 10^{-4} à 10^{-3} . Les résultats montrent que les fluctuations turbulentes sont mieux simulées avec les plus faibles valeurs de *cfcm4h* et *cfcm4v*. En revanche, les moyennes (sur 10 minutes) de la vitesse et de la direction du vent semblent peu sensibles à ce paramètre. Dans le cadre de notre étude nous avons procédé à plusieurs tests avant de sélectionner la plus petite valeur qui permet d'avoir une solution numérique stable sans compromettre la réalité physique de la solution : nous avons ainsi retenu une valeur de 10^{-3} .

IV.1.5 Post-processing.

Les différentes sorties des modèles atmosphériques numériques ont été traitées afin de pouvoir être comparées avec les mesures et/ou analysées. Les différentes méthodes utilisées sont décrites en Annexe (§ A.2.4).

IV.2 Simulations WRF

IV.2.1 Description du modèle

Le modèle WRF (“Weather Research and Forecasting”) est un système de simulations numériques de prévisions météorologiques [Skamarock et al., 2008]. WRF a été conçu pour être utilisé à la fois de manière opérationnelle et dans le cadre de projets de recherche. Il est le fruit d’un travail coopératif afin d’aboutir à une nouvelle génération de modèles de prédiction à méso échelle incorporant un module d’assimilation de données destiné à mieux appréhender les phénomènes météorologiques à méso échelle et d’intégrer ces connaissances dans un modèle opérationnel. Parmi les collaborateurs à l’avancement du projet WRF on peut compter le département MMM (Mesoscale and Microscale Meteorology) du NCAR (National Center for Atmospheric Research), les divisions NCEP (National Centers for Environmental Prediction) et ESRL (Earth System Research Laboratory) du NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), les départements AFWA («Air Force Weather Agency») et NRL (Naval Research Laboratory) de la défense américaine, le CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) de l’université de l’Oklahoma et enfin la FAA («Federal Aviation Administration»). WRF est un code qui peut-être utilisé de manière efficace, selon l’usage défini, sur un ordinateur portable comme sur des machines de calcul avec des architectures en parallèle. WRF est proposé sous la forme d’un modèle communautaire afin de faciliter son développement international à des fins de recherche, de prévision, et d’enseignement.

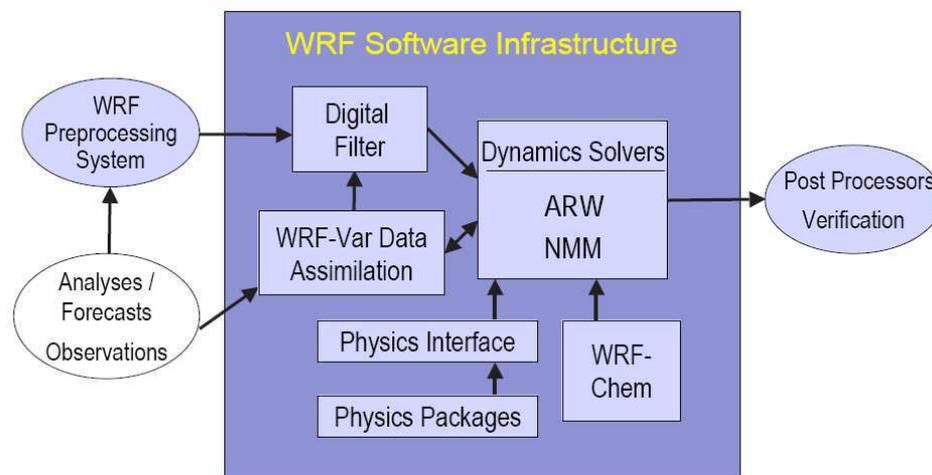


Figure 127 Schéma de fonctionnement des divers composants de WRF.

Lors de notre étude nous avons utilisé la version WRF 2.1. Les principales caractéristiques de WRF sont décrites dans le Tableau 14. WRF dispose également d’un ensemble de logiciel de pre-processing appelé WPS (décrit Figure 128). Nous verrons plus loin comment nous avons utilisé cet outil.

<i>Equations</i>	Fully compressible, Euler nonhydrostatic with a run-time hydrostatic option available. Conservative for scalar variables.
<i>Prognostic Variables</i>	Velocity components u and v in Cartesian coordinate, vertical velocity w , perturbation potential temperature, perturbation geopotential, and perturbation surface pressure of dry air. Optionally, turbulent kinetic energy and any number of scalars such as water vapor mixing ratio, rain/snow mixing ratio, cloud water/ice mixing ratio, and chemical species and tracers.
<i>Vertical Coordinate</i>	Terrain-following, dry hydrostatic-pressure, with vertical grid stretching permitted. Top of the model is a constant pressure surface.
<i>Horizontal Grid</i>	Arakawa C-grid staggering.
<i>Time Integration</i>	Time-split integration using a 2nd- or 3rd-order Runge-Kutta scheme with smaller time step for acoustic and gravity-wave modes. Variable time step capability.
<i>Spatial Discretization</i>	2nd- to 6th-order advection options in horizontal and vertical.
<i>Turbulent Mixing and Model Filters</i>	Sub-grid scale turbulence formulation in both coordinate and physical space. Divergence damping, external-mode filtering, vertically implicit acoustic step off-centering. Explicit filter option.
<i>Initial Conditions</i>	Three dimensional for real-data, and one-, two- and three-dimensional for idealized data. Digital filtering initialization (DFI) capability available (real-data cases).
<i>Lateral Boundary Conditions</i>	Periodic, open, symmetric, and specified options available.
<i>Top Boundary Conditions</i>	Gravity wave absorbing (diffusion, Rayleigh damping, or implicit Rayleigh damping for vertical velocity). Constant pressure level at top boundary along a material surface. Rigid lid option.
<i>Bottom Boundary Conditions</i>	Physical or free-slip.
<i>Earth's Rotation</i>	Full Coriolis terms included.
<i>Nesting</i>	One-way interactive, two-way interactive, and moving nests. Multiple levels and integer ratios.
<i>Nudging</i>	Grid (analysis) and observation nudging capabilities available.
<i>Global Grid</i>	Global simulation capability using polar Fourier filter and periodic east-west conditions.
<i>Microphysics</i>	Schemes ranging from simplified physics suitable for idealized studies to sophisticated mixed-phase physics suitable for process studies and NWP.
<i>Cumulus parameterizations</i>	Adjustment and mass-flux schemes for mesoscale modeling.
<i>Surface physics</i>	Multi-layer land surface models ranging from a simple thermal model to full vegetation and soil moisture models, including snow cover and sea ice.
<i>Planetary boundary layer physics</i>	Turbulent kinetic energy prediction or non-local K schemes.
<i>Atmospheric radiation physics</i>	Longwave and shortwave schemes with multiple spectral bands and a simple shortwave scheme suitable for climate and weather applications. Cloud effects and surface fluxes are included.

Tableau 14 Caractéristiques du modèle WRF (tableau extrait de la documentation de WRF).

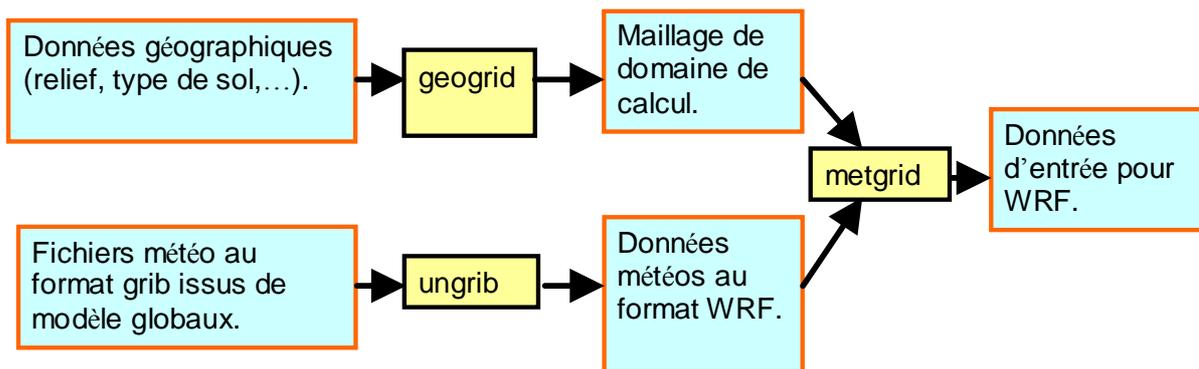


Figure 128 Principaux éléments utilisés du module WPS.

IV.2.2 Déroulement des simulations

IV.2.2.1 Utilisation de WPS

WPS (Figure 128) est une suite de logiciels pour le pre-processing de WRF. Elle est composée des trois sous-programmes « geogrid », « ungrib » et « metgrid ». A partir d'une base de données topographiques à échelle mondiale, le programme « geogrid » extrait une grille aux dimensions souhaitée ($N_x=50$, $N_y=40$, $\Delta x=\Delta y=5\text{km}$ dans notre cas) et aux coordonnées géographiques spécifiées (le centre est le même que celui du domaine de calcul utilisé dans ARPS). En plus de la grille de calcul, le fichier de sortie de geogrid contient aussi des informations sur le mode d'occupation des sols et sur le relief (base de données disponible sur le site ftp du NCAR²⁰). Le programme « ungrib » lit en entrée un fichier météorologique dans un format standard (GRIB1, GRIB2) puis extrait les données concernant le domaine de sortie. Dans notre cas nous avons utilisé en entrée des fichiers au format « GRIB1 » d'analyse à 1 degré de résolution issus du modèle GFS (base de données « ds 083.2 »²¹ *NCEP Final Operational Global Analysis data*). Le programme « Ungrib » lit un fichier GRIB toutes les 6 heures. Enfin le programme « metgrid » interpole horizontalement les données météo issues de « ungrib » sur la grille issue de « geogrid ». Les fichiers de sorties obtenus sont prêts à être utilisés comme fichiers d'entrée de WRF.

IV.2.2.2 Initialisation de WRF

A partir des fichiers d'entrée préparés grâce à WPS, nous effectuons des simulations WRF sur des cycles de 48 heures. Le pas de temps est de 10 secondes. On impose les conditions aux limites sur les frontières latérales toutes les six heures (données au format GRIB traitées par WPS). L'initialisation de l'atmosphère est faite à partir du premier fichier GRIB. La résolution horizontale est de 5 km, le domaine mesure 250 km d'ouest en est et 200 km du nord au sud. Ces simulations sont appelées « WRF 5km » dans la suite de l'étude.

²⁰ <ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V2/Terrain/terrain.tar.gz>

²¹ <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>

IV.2.3 Résultats

Les résultats des simulations sont sauvegardés toutes les heures et archivés dans un unique fichier. Ces résultats sont visualisables grâce à des routines de post-traitement fournies dans le « package » WRF. Cependant nous avons choisi de vérifier les résultats obtenus en utilisant les procédures de post-traitement déjà développées pour ARPS (Figure 129).

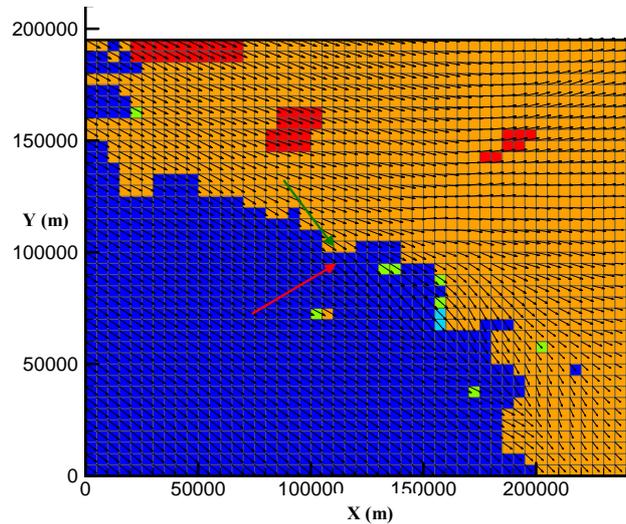


Figure 129 Simulation WRF 5km. Maillage et champ de vent dans le plan k=1 (50 mètres au-dessus du sol). En couleur le mode d'occupation des sols. Les flèches kaki et rouge indiquent respectivement les mailles choisies pour les représentations des évolutions temporelles de la terre et de la mer. Le point (x=0 ; y=0) a pour coordonnées géographiques (46°41'22''N ; 4°33'58''W).

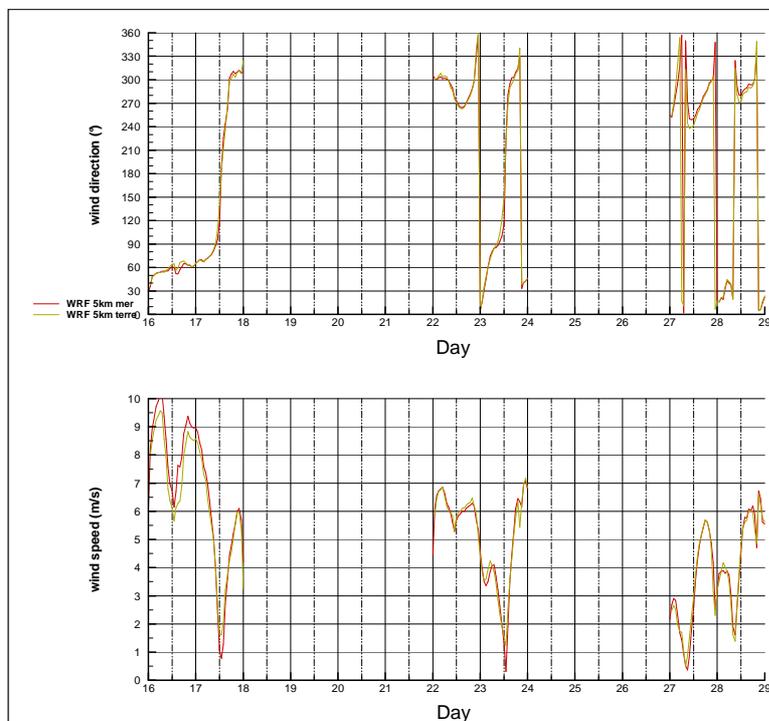


Figure 130 Direction et vitesse du vent simulées dans deux mailles choisies au centre du domaine de calcul (mer en trait épais rouge et terre en trait fin kaki) de la simulation WRF 5km pour les 6 journées choisies.

Pour réaliser la comparaison des mesures avec les différentes simulations, nous avons dû effectuer un traitement temporel des résultats (Figure 130), identique à celui que nous avons fait pour les simulations ARPS. Contrairement aux simulations ARPS, la résolution horizontale de 5 km ne permet pas de distinguer une maille différente pour chacun des sites de mesure, nous avons donc choisi de représenter deux mailles : une maille de terre et une maille de mer, ces mailles se situant à l'emplacement approximatif de la baie de Quiberon et se trouvant toutes les deux à l'interface terre/mer (flèches kaki et rouge sur la Figure 129).

IV.3 Conclusion

Notre campagne de mesure avait été construite à partir de nos objectifs, la particularité du découpage de la côte s'étant révélée déterminante. Lors de l'élaboration du dispositif numérique nous avons retrouvé cette particularité : elle nous a imposée de réaliser des simulations à haute résolution. Mais si un anémomètre mesure un seul et unique vent qui est la combinaison de phénomène à différentes échelles (synoptique, méso-échelle, échelle locale, turbulence), nous ne pouvons pas simuler correctement toutes ces échelles avec un seul maillage. Nous avons donc mis en place un dispositif de simulations emboîtées capable de simuler l'ensemble des phénomènes qui intéressent le régatier. Afin d'obtenir un réalisme qui permet de mener à bien une comparaison numérique/expérimental, nous nous sommes concentrés plus particulièrement sur la représentation du mode d'occupation des sols. Dans ce cadre nous avons utilisé la base de données à haute résolution CLC.

V Comparaisons des simulations et des mesures in situ pour plusieurs journées de juin 2006

L'objectif de ce chapitre est dans un premier temps d'évaluer le comportement du dispositif numérique mis en place en comparant les résultats des journées simulées aux données acquises sur le site. Dans un deuxième temps, les résultats numériques les plus satisfaisants sont utilisés pour améliorer notre compréhension de certains phénomènes météorologiques complexes. Pour la phase de comparaison/validation nous avons choisi de nous concentrer essentiellement sur l'évolution temporelle du vent en force et en direction au niveau du sol. Ce choix est évidemment lié à nos mesures qui sont majoritairement des mesures du vent au niveau du sol, mais également à l'approche naturelle des régatiers qui s'intéressent avant tout au vent dans les très basses couches de l'atmosphère.

V.1 Journée du 16 juin 2006

Le 16 juin correspond au commencement de la campagne de mesures. La plupart des capteurs n'ont pas fonctionné 24 heures sur 24 durant cette journée. Cependant les mesures effectuées sur les mâts météorologiques à PEN, à STP, et à partir de la fin d'après-midi à INZ ainsi que les mesures du sodar à ENV permettent d'effectuer une comparaison partielle avec les simulations réalisées pour cette journée. Les simulations du 16 juin débutent à 00 UTC et se poursuivent sur la journée du 17 juin que nous analyserons plus tard.

V.1.1 Comparaison des évolutions temporelles

L'observation des directions simulées représentées sur les Figure 131 pour PEN et Figure 132 pour STP met en évidence des comportements différents selon le modèle utilisé. La simulation WRF 5km présente des directions systématiquement plus à droite (de 10 à 30°) que les simulations ARPS emboîtées. Cet écart peut s'expliquer par la hauteur au-dessus du sol à laquelle les résultats sont présentés. En effet, le maillage de la simulation WRF 5km étant plus grossier que le maillage utilisé dans ARPS, la maille la plus proche du sol a une épaisseur de 100 mètres pour WRF 5km au lieu de 10 mètres pour ARPS. Comme pour l'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre, la maille retenue pour le code de calcul ARPS est celle qui est la plus proche du point de mesure ($k = 1, 2$ ou 3 selon le site). Pour le code WRF la maille choisie est systématiquement la plus proche du sol ($k=1$), son centre demeurant cependant à une altitude supérieure aux points de mesures. Toutes les simulations effectuées avec ARPS (pour les maillages horizontaux à 1km, 300m et 100m) présentent des directions identiques. Durant la première partie de la journée les simulations ARPS suivent l'évolution simulée avec « WRF 5km » avec un décalage constant (évoqué ci-dessus). Cependant à partir de 0930 UTC on peut noter une inversion de tendance entre les deux groupes. Alors que la direction simulée avec WRF 5km évolue vers la droite en

même temps que la rotation observée sur le terrain (de 09 à 14 UTC), les simulations ARPS montrent une rotation d'une dizaine de degrés vers la gauche. Cette rotation prend fin vers 11 UTC. De 11 à 17 UTC la variation générale de la direction pour les simulations ARPS va dans le même sens que la rotation du vent mesurée. Cependant la rotation simulée est seulement d'une dizaine de degré, ce qui reste bien inférieur à la rotation à droite d'environ 60° mesurée.

Les vitesses du vent présentées sur les Figure 131 et Figure 132 évoluent de façon identique et présentent deux maxima aux alentours de 07-08 UTC et 20-22 UTC séparés par une période de vent plus faible avec un minimum atteint vers 15 UTC. D'un point de vue quantitatif, on peut noter des écarts assez constants entre les différents résultats de simulation. Une partie des décalages entre les courbes pour un même site s'explique à nouveau par la différence entre l'altitude du capteur et l'élévation de la maille numérique retenue. Cette différence d'altitude entraîne le plus souvent des valeurs de la vitesse du vent de WRF 5km supérieures aux mesures et aux résultats des simulations ARPS pour les trois niveaux les plus proches du sol. Le calcul du biais pour la vitesse du vent (Tableau 15) confirme cette observation puisqu'il est négatif pour les simulations WRF et positif pour les simulations ARPS. De plus, ces statistiques (ainsi que les Figure 131 et Figure 132) montrent une amélioration globale de la vitesse du vent simulé sur le maillage le plus fin (ARPS 100m). Dans la suite, l'analyse détaillée est réalisée sur la base des résultats ARPS 100m.

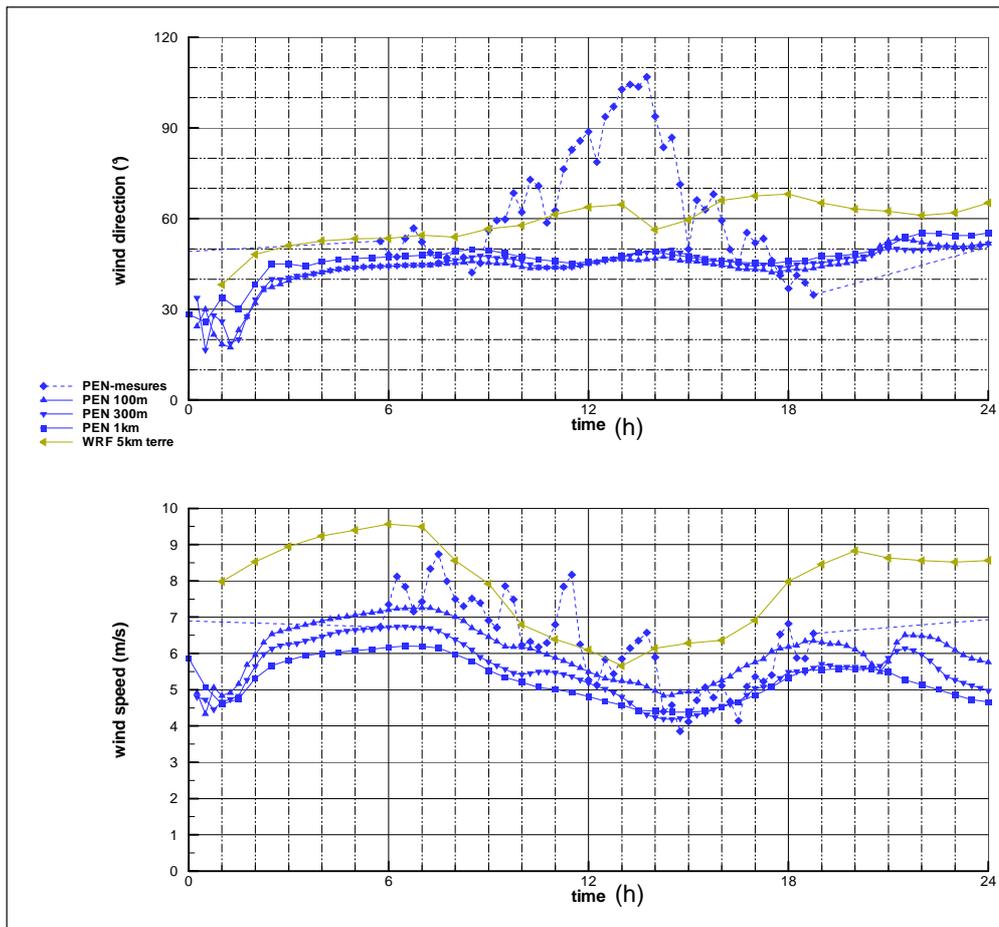


Figure 131 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) de l'ensemble des simulations et des mesures à 28 m à PEN pour la journée du 16 juin 2006.

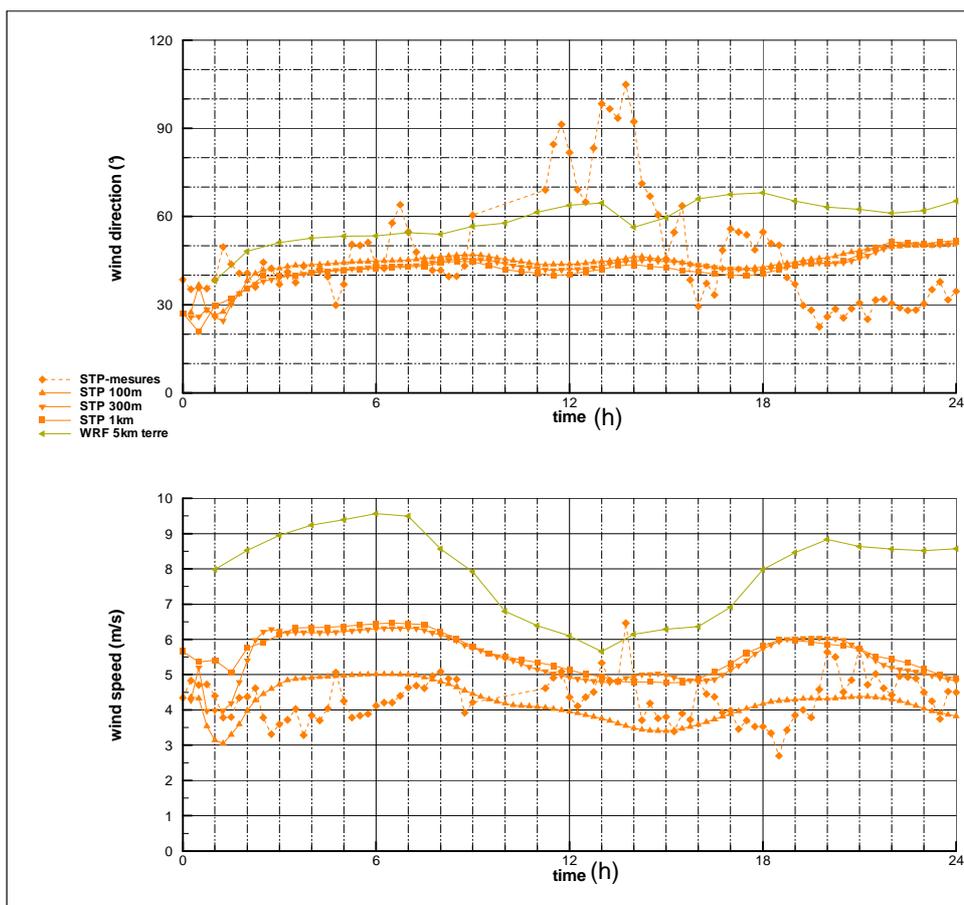


Figure 132 Direction (°) et vitesse du vent (m s⁻¹) de l'ensemble des simulations et des mesures à STP pour la journée du 16 juin 2006.

jour	simulation	vitesse		direction		T° air	
		RMSE (m/s)	biais (m/s)	RMSE (°)	biais (°)	RMSE (K)	biais (K)
16	ARPS 100m	0,83	0,30	26,5	-18,0	2,18	2,02
16	ARPS 300m	1,17	0,91	25,8	-17,5	2,17	2,00
16	ARPS 1km	1,45	1,17	25,6	-16,1	2,21	2,05
16	WRF 5km	1,31	-1,04	19,4	-2,35	2,09	1,89

Tableau 15 : Ecart-type (RMSE) et biais²² pour le 16 juin 2006 sur le site PEN. Les statistiques sont calculées sur 24h avec des données quart-horaire à 26m.

$$^{22} \text{Biais} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - S_i) \text{ et } \text{RMSE} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - S_i)^2}$$

où O=observations et S= simulations

V.1.2 Analyse des phénomènes diurnes d'origine thermique

La fin de la nuit du 15 au 16 juin (jusqu'à 08-09 UTC) est sous influence quasi-exclusive d'un gradient de pression à l'échelle synoptique. Hormis les décalages de la vitesse du vent expliqués précédemment et la rotation associée par effet de Coriolis, on peut considérer que l'ensemble des simulations suit bien les mesures.

En revanche, à partir de 09 UTC, la direction est assez mal simulée. ARPS simule même une rotation à gauche pendant que les mesures affichent une rotation à droite de plusieurs dizaines de degrés. La rotation mesurée, qui est aussi associée à une baisse du vent, correspond probablement à une composante thermique (III.2.5.1). En effet la direction de la brise marine est presque opposée à la direction du vent synoptique, ce qui engendre une zone de vent très faible à proximité de la côte (ce qui est le cas de tous nos points de mesures). La loi du « plus court chemin » pour le sens de la rotation du vent lors de l'établissement d'une brise donne un léger avantage à la rotation « par la droite », ce qui est confirmé par les mesures de direction du milieu de journée.

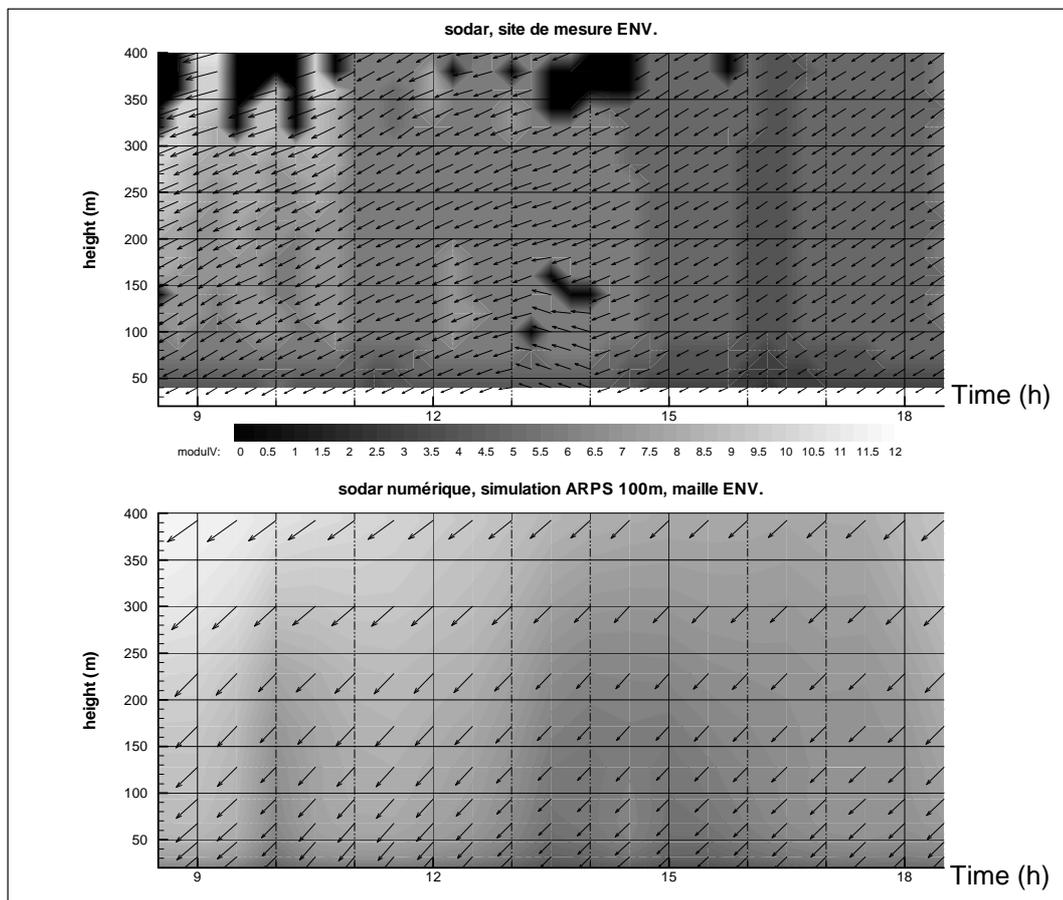


Figure 133 Sodars réel et numérique (ARPS 100m) le 16 juin 2006 à l'ENV. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont présentées en nuances de gris et les vecteurs correspondent au vecteur « vent horizontal ».

Le début d'établissement d'une brise marine observé ne semble pas simulé au vu des évolutions temporelles de la direction. L'examen du « sodar numérique » (Figure 133) laisse cependant apparaître une bande de vent plus faible en milieu d'après-midi près du sol. Cette zone correspond apparemment à la zone de vent faible mesurée par le sodar réel, avec une heure de décalage. Au-delà de 500m d'altitude le vent semble varier peu dans le

temps et de manière assez linéaire. Par contre la zone sous les 300m présente des vitesses inférieures aux vitesses simulées dans les mailles correspondantes le matin et le soir. Cette zone de vitesses faibles ne semble pas causée par le vent en altitude, il s'agit donc probablement d'un effet thermique.

Il est intéressant de noter la différence entre les mesures à STP et à PEN pour l'après-midi du 16 juin (Figure 134). Ces deux sites connaissent un extremum de la direction de manière simultanée avec des valeurs quasi-égales vers 14 UTC. Par contre, à cette même heure on observe le maximum de vent mesuré pour la journée à STP alors qu'à PEN on relève le minimum de vent de la journée. L'effet thermique qui a pourtant la même origine (simultanéité des variations de directions) engendre donc des effets opposés sur la vitesse du vent en deux sites côtiers séparés d'à peine quelques kilomètres.

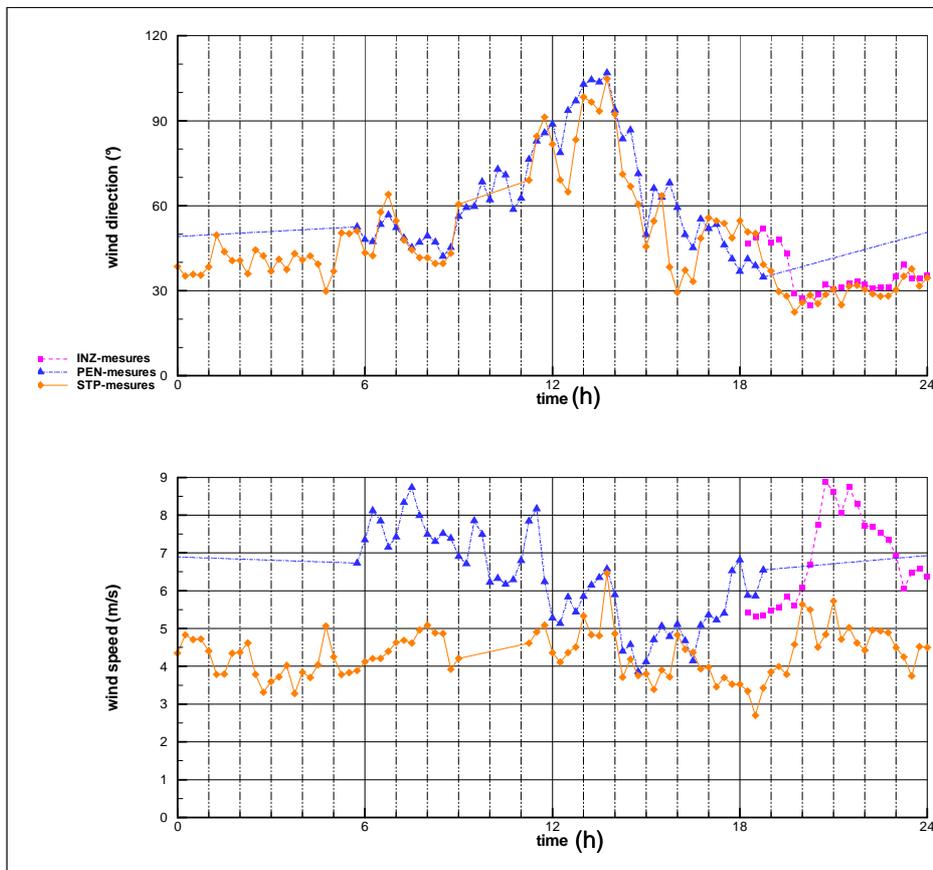


Figure 134 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28m) et STP, le 16 juin 2006.

Pour STP, cet effet est au moins partiellement dû à la rotation du vent, les directions comprises entre 90° et 120° (comme c'est le cas vers 1330 UTC) correspondant à un vent de mer sur ce site. La rugosité plus faible de la mer permet donc d'enregistrer des vents plus forts que par vent de terre. Les simulations WRF et ARPS ne simulent pas, ou pas suffisamment la rotation du vent à droite, la maille correspondant à STP reste donc toujours sous l'influence d'un vent de terre. Ainsi, il est donc normal que la simulation ne reproduise pas le pic de vitesse observé à STP en début d'après-midi.

A PEN, quelle que soit la direction mesurée entre 40° et 110° , l'isthme est en situation de vent de mer, avec un fetch de plusieurs kilomètres variant légèrement suivant la direction. L'opposition entre le phénomène synoptique et le phénomène thermique local engendre

donc un minimum journalier de la vitesse du vent. L'orientation du vent synoptique par rapport à la côte est de l'isthme et de la presqu'île de Penthièvre correspond à un « quadrant 4 » selon la classification établie dans la bibliographie (II.4.1.4). Ce quadrant est théoriquement censé produire une baisse du vent en cas d'effet thermique diurne et c'est bien ce qui a été observé et simulé à PEN lors de la première phase de l'établissement.

Alors que le début de l'établissement de la brise a bien été identifié, à partir de 14 UTC cet effet s'estompe : au lieu de voir le vent poursuivre sa rotation vers la droite jusqu'à atteindre les directions classiques de la brise marine (environ 220-240° en tout début de brise de mer), le vent tourne à gauche et revient rapidement au nord-est. La force du vent mesurée reste faible durant toute l'après-midi. Les conditions se sont apparemment montrées défavorables à l'installation complète de la brise (III.2.5.1). Le quadrant 2 (identifié en début de journée) est considéré comme plutôt favorable à l'établissement de la brise thermique, mais ici soit l'intensité du vent s'est trop approchée de la valeur seuil maximale, soit le vent synoptique a légèrement tourné à droite : il passe alors du quadrant 2 au quadrant 4 qui est défavorable à l'établissement de la brise de mer. Seule une composante thermique lors des heures les plus chaudes de la journée a perturbé l'intensité et, de manière temporaire, la direction du vent mesuré. Les simulations WRF et ARPS semblent sous-estimer cette composante thermique. La Figure 135 confirme qu'il existe une différence significative entre la température de l'air mesurée et les températures simulées. Il reste à savoir si cette différence est liée aux conditions de forçage extérieur de la simulation WRF ou s'il s'agit d'une erreur induite par le modèle de sol lui-même ou par notre façon de décrire les sols en termes d'occupation ou de valeurs initiales de température et d'humidité. De 11 UTC à 18 UTC, les températures de l'air simulées sont toutes inférieures aux mesures, et on peut remarquer que sur cette période c'est la simulation WRF 5km qui est la plus proche des mesures. Le raffinement du maillage de 1km à 300m pour les simulations ARPS a plutôt tendance à augmenter l'écart de température avec les mesures. Il faut donc sûrement se tourner vers le modèle de sol et les conditions initiales du sol pour expliquer les différences entre les simulations et le vent observé en début d'après-midi. L'initialisation de la température du sol est faite à partir de nos mesures par thermocouples à PEN, en revanche, nous ne disposons pas de mesures de l'humidité du sol.

A partir de 15 UTC et jusqu'à environ 19 UTC, les simulations ARPS sont très proches des mesures en direction et en vitesse du vent. Sur cette période ce sont les simulations ARPS qui simulent le mieux la direction mesurée surtout en ce qui concerne le sens de la rotation du vent. Pour la vitesse, c'est la simulation ARPS 100m qui donne les résultats les plus proches des mesures pour les sites PEN et STP.

Après 19 UTC on observe une importante divergence entre les simulations et les mesures de la direction (à STP et INZ qui sont les seuls points de mesures à fonctionner pendant la nuit du 16 au 17 juin). Tandis que le vent mesuré continue sa rotation à gauche jusqu'à atteindre 30° vers 20 UTC et se stabiliser ensuite dans cette direction, on peut noter que la simulation WRF 5km se stabilise aux alentours de 60-70°. Les simulations ARPS, qui sont sous l'influence directe du forçage imposé par la simulation WRF 5km, conduisent à des valeurs intermédiaires. La Figure 136 révèle que le vent mesuré à l'échelle régionale a de manière générale une direction proche de 50°, à l'exception du point de mesure proche de Vannes (où la direction mesurée par Météo France se rapproche des 30° mesurés sur nos sites de STP et INZ). Or le forçage de la simulation WRF 5km à partir d'un réseau de

mesure à l'échelle régionale n'a peut-être pas intégré parfaitement cette particularité concernant la direction du vent dans notre domaine d'étude.

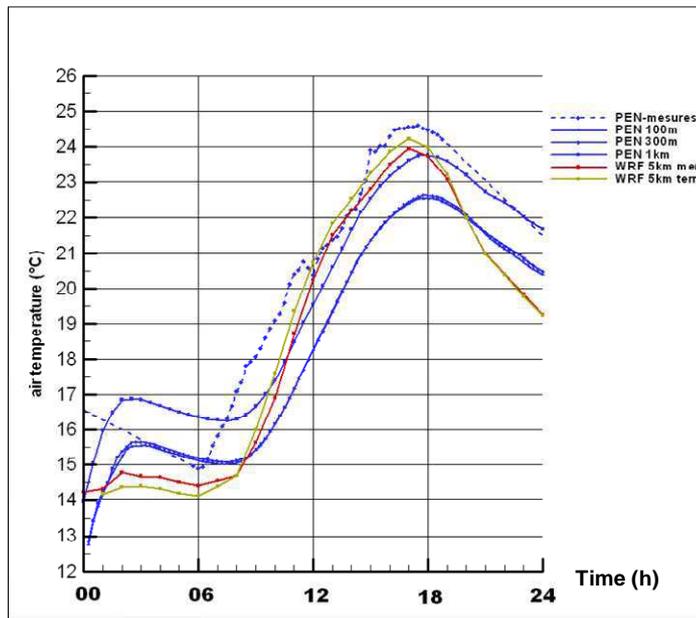


Figure 135 Températures simulées et mesurées pour le site PEN, le 16 juin 2006.

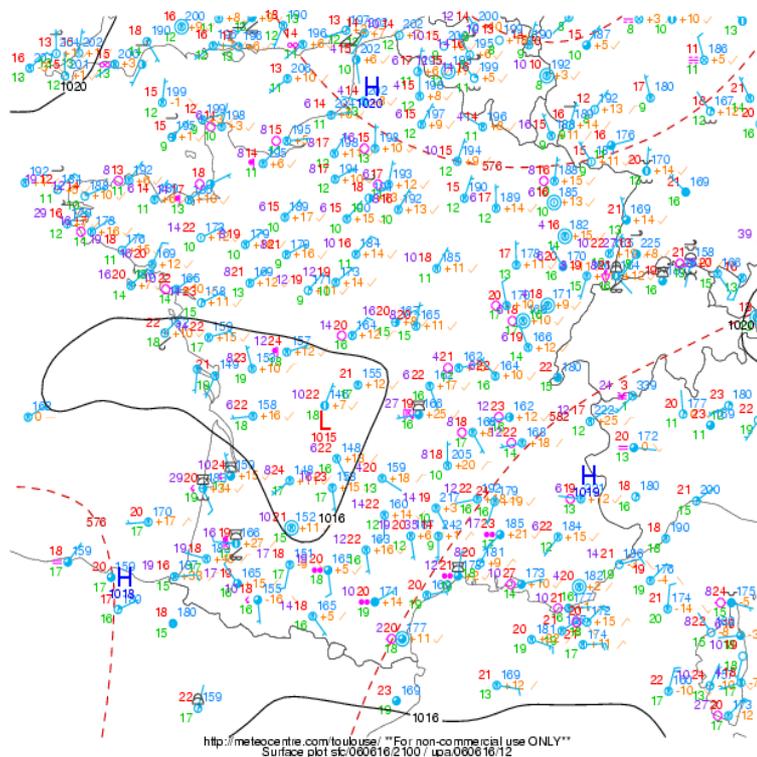


Figure 136 Analyse horaire le 16 juin 2006 à 21 UTC (source MétéoFrance)

V.1.3 Analyse des effets de site

Durant une grande partie de la journée le vent est resté dans des directions comprises entre 20° et 60°. Pour ces secteurs, les documents destinés aux régatiers prévoient deux principaux effets locaux du vent:

- Une canalisation du vent dans les vallées et rivières.
- Un gradient de la vitesse du vent et une variation de direction en fonction du fetch liés au changement de rugosité à la transition terre/mer.

Le premier effet est particulièrement difficile à mesurer : même en déployant les quatre catamarans disponibles d'une manière optimale, le nombre de points de mesures est insuffisant pour mettre en évidence l'existence des canalisations. Les simulations numériques permettent par contre d'étudier ce point de manière exhaustive d'un point de vue qualitatif et quantitatif.

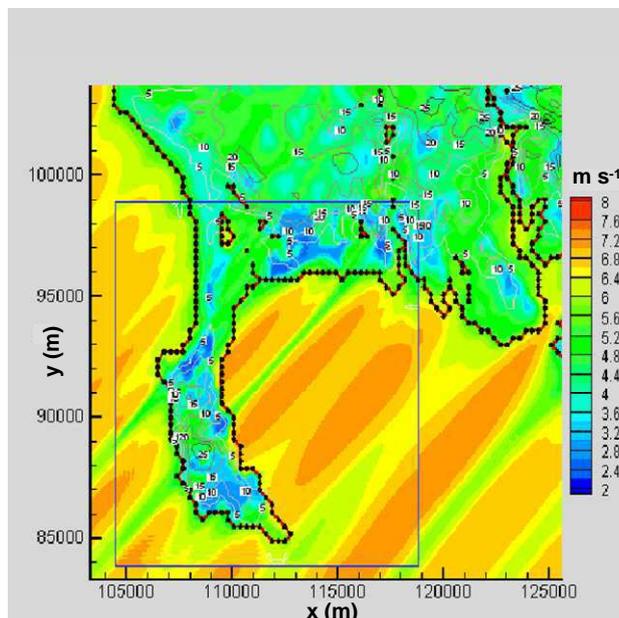


Figure 137 Simulation ARPS 100m et ARPS 300m : lignes de niveau du relief (en nuances de gris) et isovaleurs du vent horizontal en couleurs à 5 mètres du sol, le 16 juin 2006 à 18 UTC.



Figure 138 Relief du nord de la baie de Quiberon (source Géoportail).

La Figure 137 montre bien l'existence des bandes de vent attendues. Sur le domaine de calcul de la simulation ARPS 100m, on observe en baie de Quiberon des bandes de vent correspondant à quatre vallées (numérotées 1 à 4 sur la Figure 138) : la vallée 2 marque la sortie de la rivière de la Trinité/mer, la vallée 4 débouche hors du domaine de ARPS 100m et correspond à la sortie du Golfe du Morbihan. Le vent varie pour l'exemple donné à 18 UTC de $5,5 \text{ m s}^{-1}$ à $7,3 \text{ m s}^{-1}$ selon que l'on se situe ou non dans une sortie de vallée.

L'effet de variation de la direction en fonction du fetch attendu au passage terre-mer pour une côte rectiligne et une topographie plane (Figure 8) est beaucoup moins marqué. En moyenne la direction du vent varie peu lors du passage en baie de Quiberon. A certains endroits de la baie on observe même un changement de direction inverse à celui prédit par la théorie. Il semblerait que l'effet lié à la présence des embouchures des rivières soit prédominant sur l'effet de rotation qui devient ainsi difficile à déceler dans les simulations numériques.

V.1.4 Bilan des simulations pour la journée du 16 juin

La journée du 16 juin a été globalement assez bien simulée par WRF et ARPS. Il faut noter que la rotation temporaire du vent vers la droite en milieu de journée, analysée comme étant d'origine thermique, n'a pas été bien simulée. En revanche, lorsque les directions simulées sont en accord avec les observations, les simulations à haute résolution ont permis de quantifier certains effets de site comme la canalisation du vent en sortie de rivière.

V.2 Journée du 17 juin 2006

Lors de la journée du 17 juin, le site de mesure INZ est devenu complètement opérationnel : nous disposons donc d'une source de données mesurées de plus que lors de la journée du 16 juin. On peut noter que le site PEN était désactivé pendant la nuit du 16 au 17 juin et les acquisitions ont redémarré seulement vers 06 UTC sur ce site.

V.2.1 Comparaison des évolutions temporelles

Les mesures de la direction du vent (Figure 139) montrent une rotation globale vers la droite au cours de la journée. A 00 UTC le 17 juin la direction est proche de 30° . En fin de journée nous mesurons des directions proches de 300° , soit une rotation totale de près de 270° . Cette évolution est assez classique pour une journée classée en quadrant 1. Lors de l'analyse par quadrant (III.2.4) des résultats similaires ont été mis en évidence, notamment pour le 23 et le 24 juin à PEN et STP (Figure 57 et Figure 58). Les directions de vent observées sur les différents sites sont proches en début et en fin de journée. En revanche, on note, à partir de 09 UTC et jusqu'à environ 1430 UTC, une différence de direction de plusieurs dizaines de degrés entre le site STP et les deux sites de la presque île de Quiberon. Le vent tourne à droite plus vite à STP qu'à INZ et à PEN.

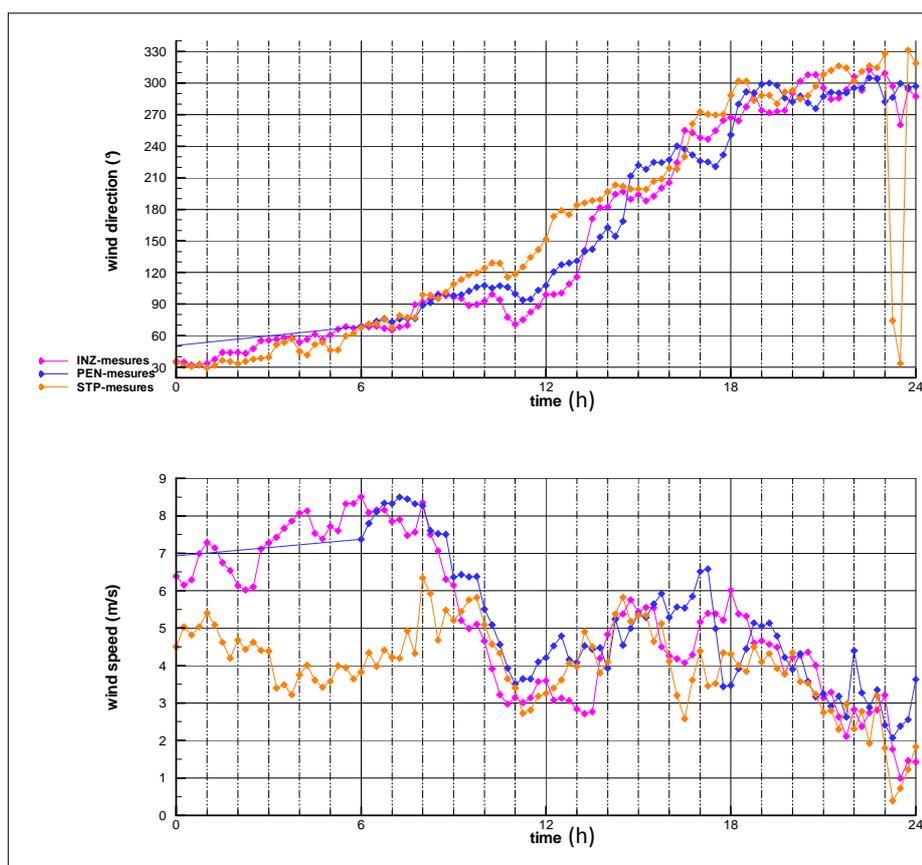


Figure 139 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28 m) et STP, le 17 juin 2006.

Les directions simulées (Figure 140, Figure 141 et Figure 142) suivent deux évolutions bien distinctes selon le modèle. La simulation WRF 5km suit globalement la même évolution que les mesures, avec un décalage dont l'origine a déjà été évoquée dans l'analyse de la journée du 16 juin. Ce décalage reste cependant raisonnable avec une RMSE de 33° pour la journée du 17 juin 2006 (Tableau 16). Les simulations ARPS reproduisent mal l'évolution de la direction à partir de 06 UTC. Au lieu de tourner vers la droite dès les premières heures d'ensoleillement, le vent tourne à gauche. En outre en milieu d'après-midi à PEN et INZ les directions des simulations restent éloignées des valeurs mesurées (de 30° à 60° de moins). Pour les trois sites présentés ci-dessous il faut attendre la fin de journée pour voir à nouveau les directions mesurées et simulées converger. Les fortes valeurs de RMSE (Tableau 16) pour la vitesse du vent s'expliquent en grande partie par la mauvaise simulation de la période allant d'environ 04 UTC à 10 UTC. Alors que l'on mesure des vitesses du vent supérieures à 6 m s^{-1} à INZ et PEN, les valeurs simulées sont de 2 à 5 m s^{-1} plus faibles.

jour	simulation	vitesse RMSE (m/s)	vitesse biais (m/s)	T° air RMSE (K)	T° air biais (K)
17	ARPS 100m	2,92	0.80	2,76	-1,91
17	ARPS 300m	3,20	0,83	2,88	-1,91
17	ARPS 1km	3,11	1,61	2,98	-1,94
17	WRF 5km	1,97	0,71	1,93	-0,34

Tableau 16 Ecart-type (RMSE) et biais pour le 17 juin 2006 sur le site PEN. Les statistiques sont calculées sur 24h avec des données quart-horaire à 26m.

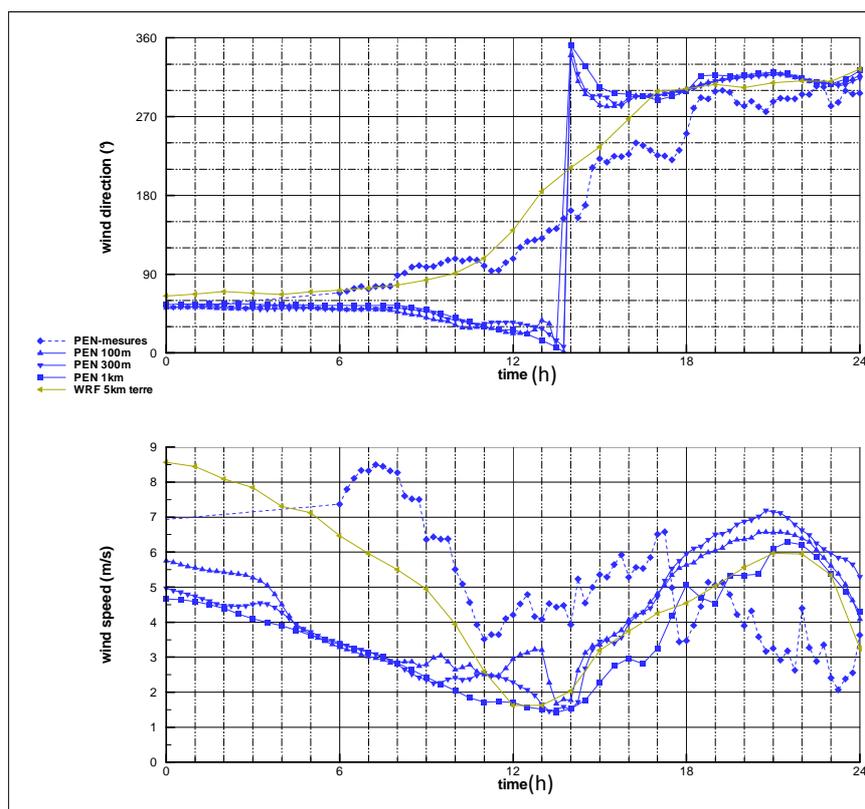


Figure 140 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) de l'ensemble des simulations et des mesures à 28 m à PEN pour la journée du 17 juin 2006.

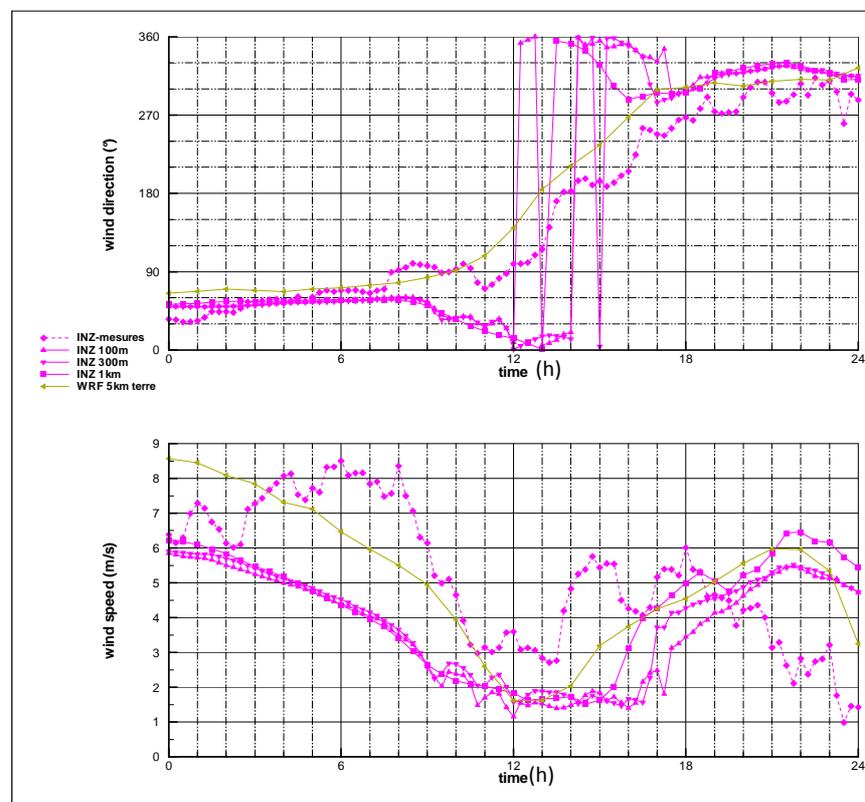


Figure 141 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) de l'ensemble des simulations et des mesures à INZ pour la journée du 17 juin 2006.

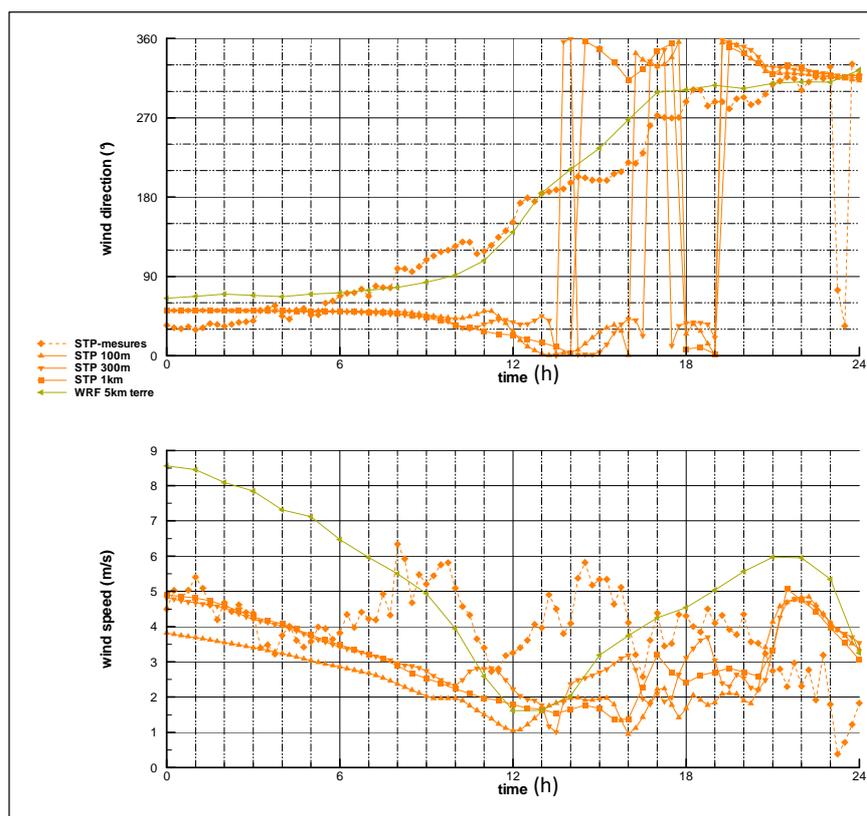


Figure 142 Direction ($^{\circ}$) et vitesse du vent (m s^{-1}) de l'ensemble des simulations et des mesures à STP pour la journée du 17 juin 2006.

V.2.2 Analyse de la nuit du 16 au 17 juin et de la première partie de la journée du 17 juin

La situation météorologique de la nuit du 16 au 17 juin 2006 est régie par une zone dépressionnaire sur le golfe de Gascogne (1015 hPa) et une bulle anticyclonique à la frontière belge (1020 hPa). Le vent synoptique généré par cette situation est de secteur nord-est (Figure 143).

Le vent mesuré pendant la nuit, d'environ 8 m s^{-1} par exemple à INZ (Figure 141), est relativement élevé compte tenu de ce faible gradient de pression synoptique. Cette vitesse élevée est probablement provoquée par un renforcement thermique nocturne local : les courbes de la vitesse du vent mesuré (Figure 139) montrent des maxima à des heures qui correspondent au minimum de la température du sol (Figure 144). En revanche ce renforcement mesuré n'est pas bien reproduit par les différentes simulations, les vitesses du vent simulées diminuent toutes durant la nuit jusqu'à au moins 09 UTC. Deux principales raisons pourraient expliquer cela :

- Une mauvaise simulation de la température de surface du sol.
- Un mauvais forçage du vent à grande échelle.

La Figure 145 montre que la température du sol simulée (ARPS 1km à 06 UTC, $k_{\text{soil}}=1$) est relativement proche ou légèrement supérieure (de 0.5 à 1 degrés Celsius) à la température mesurée à PEN à 30 cm de profondeur (Figure 144). En revanche les

températures de sol de la simulation WRF 5km (Figure 146) semblent être proches ou très légèrement plus faibles que les mesures. L'écart entre les températures du sol enregistrées et simulées en fin de nuit est peu conséquent, et lorsqu'il existe, il ne permet pas d'expliquer à lui seul l'absence de renforcement thermique.

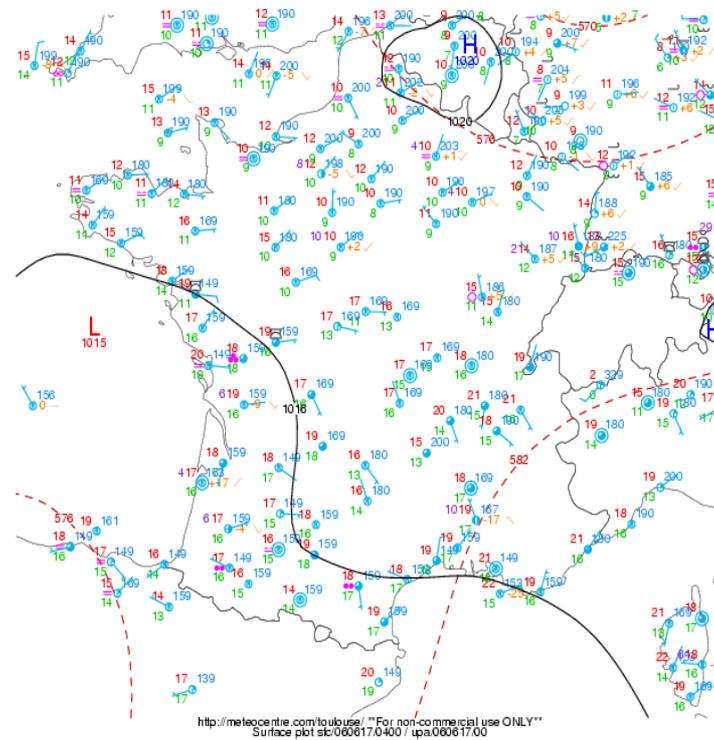


Figure 143 Analyse horaire du 17 juin 2006 à 04 UTC (source Météo France).

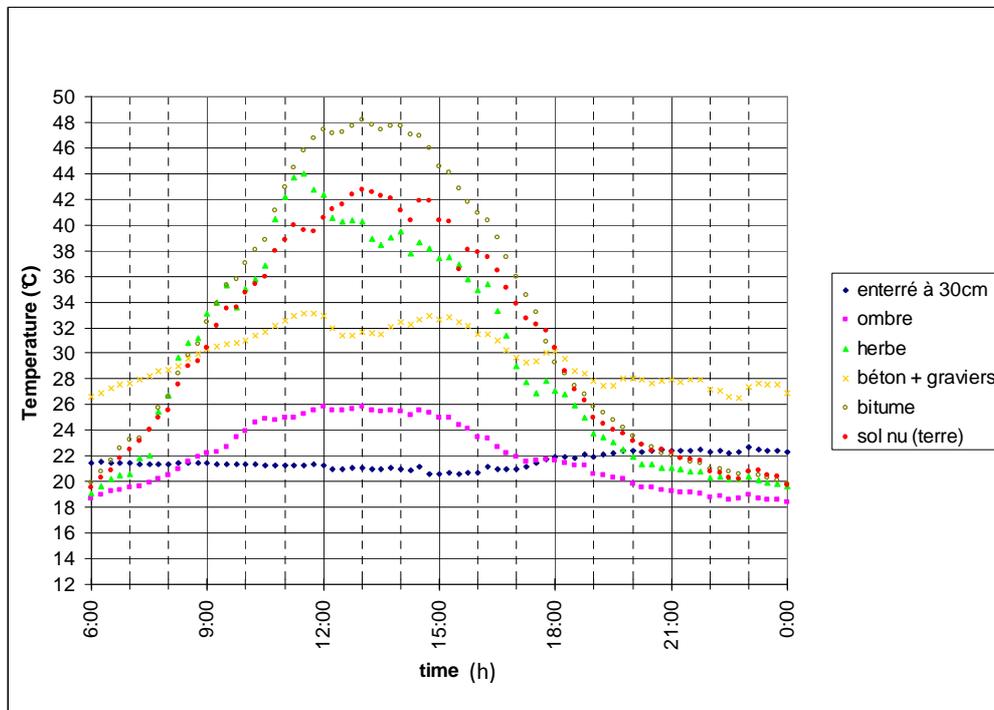


Figure 144 Températures de différents types de surfaces et du sol (°C) mesurées par thermocouples à PEN, le 17 juin 2006.

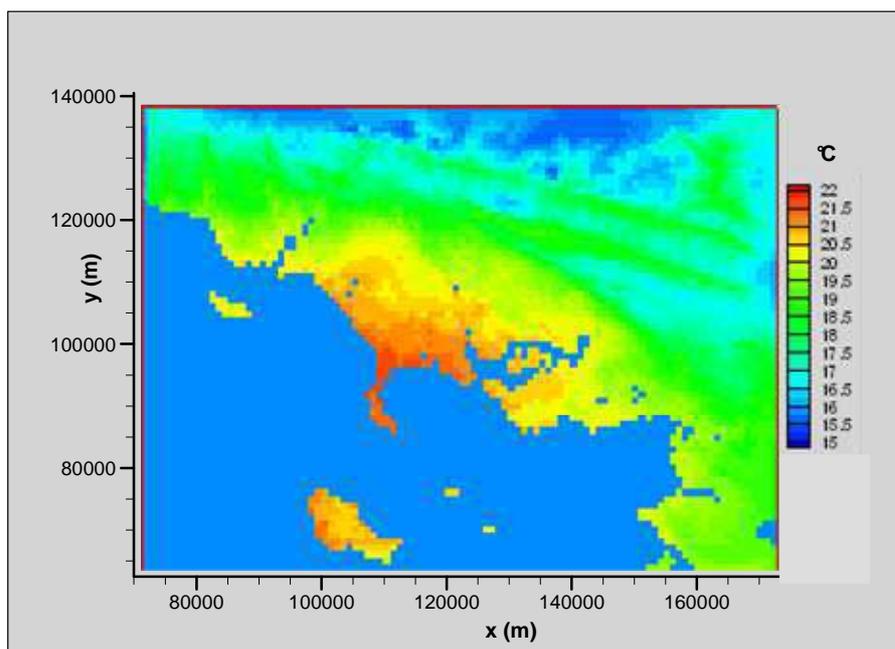


Figure 145 Température du sol à 10 cm sous la surface dans la simulation ARPS 1km, le 17 juin 2006 à 06 UTC.

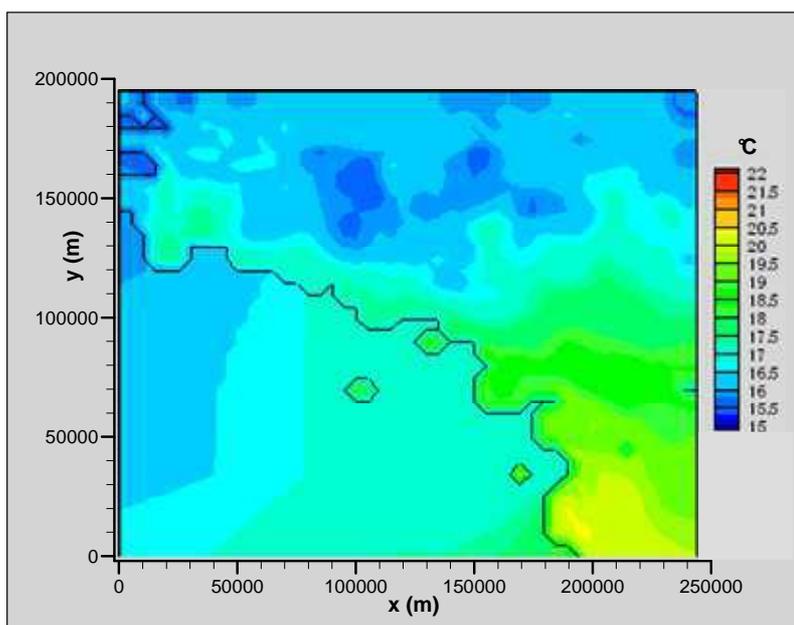


Figure 146 Température de la couche du sol proche de la surface (ksoil=1) dans la simulation WRF 5km, le 17 juin 2006 à 06 UTC.

Deux passages de nuages sont visibles sur les données du pyrgéomètre (Figure 147) à 0600 et 0945 UTC. Cette nébulosité passagère a pu ralentir le réchauffement du sol et générer ainsi une modification du vent. On peut noter la simultanéité entre la chute de vitesse de la brise de nuit et le passage de la seconde masse nuageuse à 0945 UTC. Si cette simultanéité n'est pas fortuite, la difficulté à simuler le passage d'un nuage dans la zone d'étude peut expliquer partiellement certaines divergences entre les mesures et les simulations.

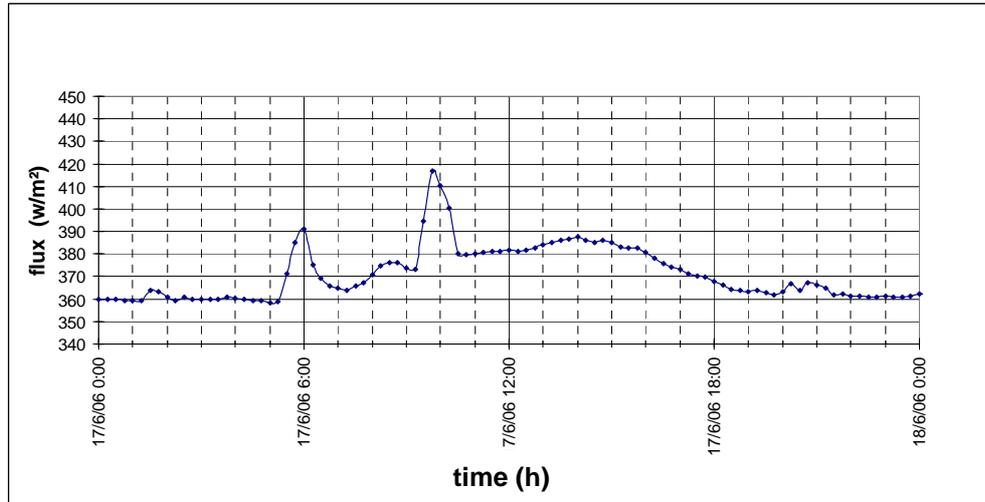


Figure 147 Flux radiatif infrarouge incident mesuré à ENV, le 17/06/2006.

On peut se poser la question de l'extension horizontale d'un phénomène comme le renforcement thermique nocturne. Il est envisageable que cette étendue soit inférieure à 5km, auquel cas le maillage choisi pour la simulation WRF (5km) est trop grossier pour simuler le phénomène. Cependant cette explication n'est pas valable pour les simulations ARPS dont les maillages sont suffisamment fins pour étudier des phénomènes de type « brise de nuit ». Contrairement à l'étude de la journée du 16 juin, le vent simulé par WRF 5km dans la maille proche du sol est inférieur au vent mesuré. Tandis que le centre de cette maille se situe plus haut que les points de mesure, on s'attend à simuler des valeurs plus élevées que les mesures. L'écart réel entre le vent simulé et le vent mesuré à la même altitude est donc encore plus important que celui observé sur les Figure 140, Figure 141 et Figure 142.

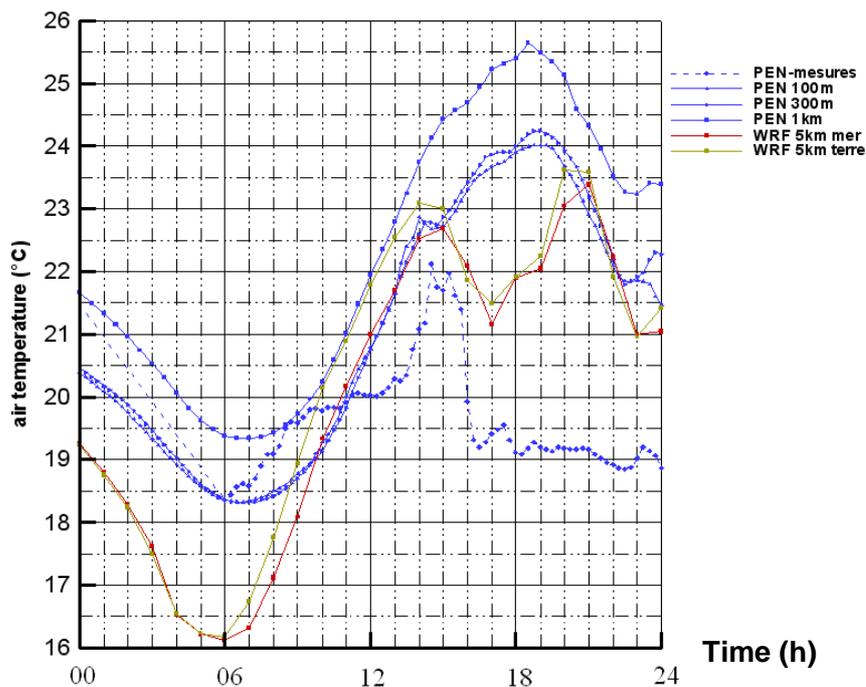


Figure 148 Températures simulées et mesurées à 26 m pour le site PEN, le 17 juin 2006.

Comme on peut le voir sur la Figure 148, la température de l'air simulée par WRF 5km est plus faible à PEN que les mesures d'environ 2° en fin de nuit. Les températures simulées par ARPS sont plus proches des mesures sur cette période. Ce constat renforce l'hypothèse selon laquelle les mauvais résultats obtenus avec les simulations ARPS lors de la simulation de la nuit du 16 au 17 juin sont essentiellement liés au forçage externe plutôt qu'à une mauvaise simulation des températures du sol.

Le cumul d'un mauvais forçage par WRF 5km et de températures du sol éventuellement légèrement trop élevées est probablement la cause de la mauvaise simulation du renforcement thermique nocturne. La simulation WRF 5km a sous-estimé le renforcement thermique, mais le vent a tourné vers la droite en accord avec les mesures. La rotation simulée entre le début de nuit et le milieu de matinée (09 UTC) demeure plus faible (30°) que la rotation mesurée (60°). Cette rotation partielle permet néanmoins de simuler une direction du vent dans un secteur proche du vent mesuré.

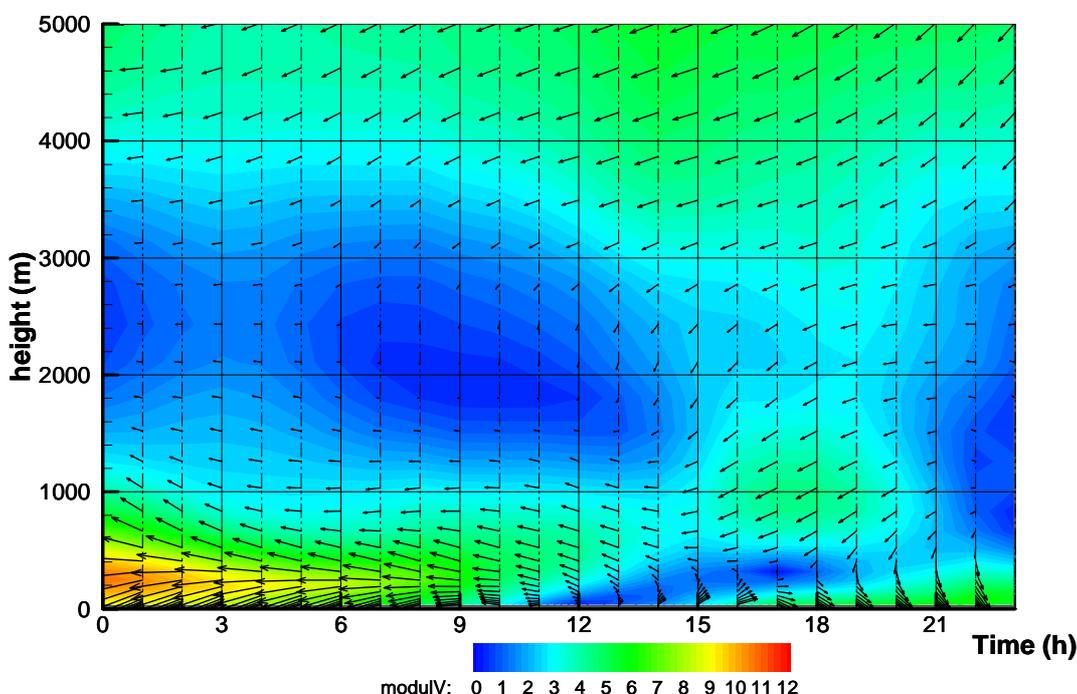


Figure 149 Sodar numérique (simulation WRF 5km) pour 17 juin 2006. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont en couleur et les vecteurs représentent le vent horizontal.

Les simulations ARPS ont montré une légère rotation à gauche (30°) entre 03 et 09 UTC. L'analyse du sodar numérique (WRF 5km) pour une maille située dans la zone de Quiberon (Figure 149) montre que le vent simulé est cohérent avec les mesures pour les mailles proches du sol. Le vent en altitude est relativement stable et la très légère rotation simulée vers 09 UTC se fait vers la droite. L'origine de la rotation à gauche simulée par ARPS (1km) n'est donc a priori pas directement liée au forçage généré par la simulation WRF 5km.

La direction du vent simulée avec ARPS à 10 UTC (35° environ en moyenne sur les sites) est inférieure de quelques dizaines de degré à ce qui semble être la valeur critique de la direction du vent en début d'établissement de brise marine : si la direction est inférieure à cette valeur critique, la brise s'établit par une rotation vers la gauche, sinon l'établissement

se fait par une rotation vers la droite. Il semble que les mesures et la simulation WRF 5km suivent ce dernier sens de rotation. Par contre dans la simulation ARPS 1km la direction du vent est telle que la rotation vers la gauche correspond au « plus court chemin » pour tendre vers la direction de la brise de mer. Dans ce cas les données imposées par WRF 5km aux frontières du domaine de calcul de ARPS 1km n'ont pas déterminé le sens de rotation du vent.

V.2.3 Etude de la brise marine simulée par WRF 5km

Le maillage horizontal de 5 km choisi pour la simulation WRF ne permet pas de retranscrire la complexité du trait de côte de la baie de Quiberon. L'étude de l'établissement de la brise de mer effectuée ci-dessus a cependant montré qu'une telle résolution peut permettre de simuler correctement un épisode de brise survenant dans des conditions qui peuvent paraître difficiles : faible vent synoptique, côte complexe, passage de nuages, etc. L'influence de la résolution horizontale lors d'études numériques du même type a déjà été étudiée par Colby Jr. [2004] qui a conclu que des résolutions inférieures à 12 km n'étaient pas nécessairement utiles.

Cependant, si en moyenne l'écart entre les mesures sur un site donné et les résultats dans la maille de WRF 5km choisie est faible compte tenu de la résolution du maillage, cette taille de maille est la même pour la comparaison avec tous les sites de mesure ; Or cet écart varie d'un site à l'autre. Dans tous les cas, dans un premier temps le vent mesuré tourne à droite plus vite que dans la simulation, puis la direction simulée « rattrape » les mesures avant de les dépasser à 10 UTC à INZ, à 11 UTC à PEN et à 13 UTC à STP. Ainsi de 12 à 18 UTC ce sont les mesures de direction du site STP qui se rapprochent le plus de la simulation WRF 5km. Ce résultat est prévisible car c'est sur ce site que l'orientation géographique de la côte se rapproche le plus de l'orientation moyenne de la côte prise en compte dans la simulation WRF 5km. Cependant, en ce qui concerne la vitesse du vent, la comparaison mesures/simulation WRF 5km n'amène pas à la même conclusion. En effet la vitesse mesurée à STP commence à chuter très tôt dans l'après-midi (vers 1430 UTC) alors que la vitesse du vent simulée augmente jusqu'à 21 UTC. Cette diminution de l'intensité de la brise alors que le soleil réchauffe encore les surfaces terrestres n'est pas caractéristique d'une brise de mer le long d'une côte rectiligne. Cette diminution est clairement liée à l'influence de la presqu'île de Quiberon : à partir de 1430 UTC, la rotation du vent à droite place le site de STP dans le « dévent » de la presqu'île. Lorsque la direction atteint des valeurs supérieures à 240° vers 1630 UTC, STP se situe alors dans le dévent de l'isthme de Penthievre. Le relief moins élevé que le centre de la presqu'île autorise alors une légère augmentation de la vitesse du vent mesuré. Cette augmentation ne suffit cependant pas à annuler l'écart observé entre le vent simulé par WRF 5km et le vent mesuré à STP. On atteint ici les limites de la simulation avec une résolution horizontale de 5 km.

On peut se poser la question de l'ajout d'une maille de terre à l'emplacement approximatif de la presqu'île. Celle-ci n'est en effet pas représentée dans le mode d'occupation des sols réalisé de manière automatique car une maille englobant la presqu'île contient plus de mer que de terre. A une autre échelle le problème se pose également avec la représentation de l'isthme de Penthievre dans les simulations ARPS 1km. L'isthme mesure moins de 1 km de large dans sa partie la plus étroite, mais son influence dans la baie de Quiberon est

avérée pour tous les vents de secteur ouest. Ce problème a été contourné en choisissant de mener l'étude en considérant l'estran (zone couverte et découverte par les marées) comme de la « terre », c'est-à-dire en représentant le mode d'occupation des sols pour une marée basse de coefficient 120.

Le sodar numérique présenté sur la Figure 149 résume bien les diverses remarques faites précédemment à propos de la simulation WRF 5km pour le 17 juin 2006. En début de nuit on constate que le vent simulé est plus fort près du sol qu'en altitude ce qui confirme l'hypothèse du renforcement thermique nocturne. Ensuite, à partir de 14 UTC, on observe une cellule de brise de mer complète (c'est-à-dire avec un flux de retour en altitude).

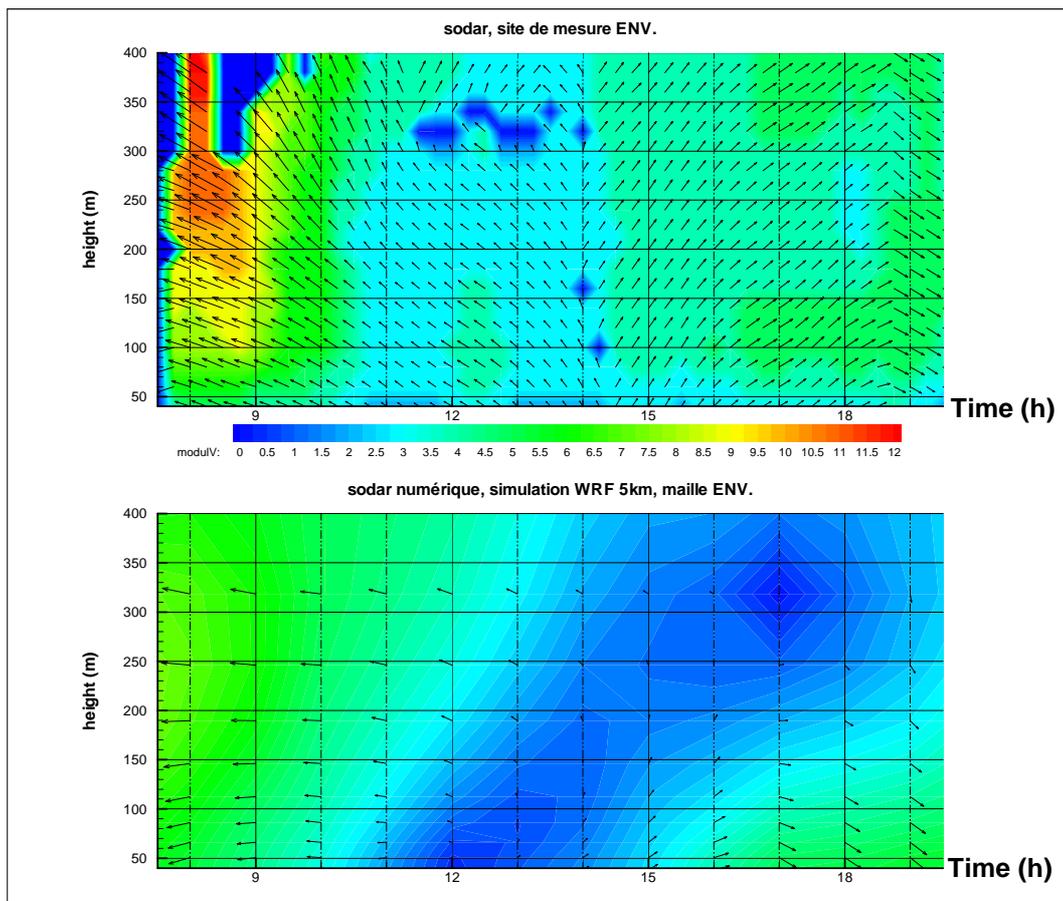


Figure 150 Sodars réel et numérique (WRF 5km) à l'ENV le 17 juin 2006. Les résultats de WRF 5km ont été interpolés verticalement sur le même maillage que celui des simulations ARPS. Les isovalues du module du vent horizontal sont en couleur et les vecteurs représentent le vent horizontal.

La comparaison des sodars (numérique et réel) de la Figure 150 montre cependant qu'il existe également des différences entre mesures et simulations dans les couches inférieures (ici jusqu'à 400 mètres). L'analyse menée sur la vitesse du vent pendant la phase de brise de mer ne semble plus valable au-delà de 100 mètres d'altitude. Notamment entre 16 et 1930 UTC la vitesse simulée est plutôt plus faible que la vitesse mesurée, ce qui n'était pas le cas dans les mailles plus proches du sol ($k=1$ à 3). Les simulations semblent confiner la cellule de brise à des altitudes inférieures à celle déduite des mesures du sodar de ENV. En effet la cellule mesurée par le sodar semble plus élevée que l'altitude maximale de mesure (qui est d'environ 400 mètres).

La Figure 150 permet également de revenir sur la nécessité de simuler avec des résolutions spatiales suffisante : La zone de vent de sud-est visualisée entre 12 et 13 UTC en dessous de 180 mètres d'altitude et correspondant à l'établissement du thermique le long de la côte est de la presqu'île ne peut bien sûr pas être simulé avec une résolution horizontale de 5 km.

V.2.4 Bilan des simulations pour la journée du 17 juin

La brise de terre de la nuit du 16 au 17 juin est sous-estimée par les différentes simulations effectuées et en particulier avec le modèle ARPS. Il en résulte un décalage de direction entre les observations de la fin de nuit et les simulations. Ce décalage de la direction du vent des simulations ARPS engendre une rotation du vent simulé vers la gauche en conformité avec la loi « du plus court chemin », alors que les mesures et la simulation WRF 5km montrent une rotation par la droite. Cette situation a des conséquences sur toute la journée de simulation et les simulations ARPS ne convergent à nouveau avec les observations qu'à partir de la fin d'après-midi. Sur ce cycle diurne, la simulation WRF 5km s'est révélée plus performante que les simulations ARPS à haute résolution. Cependant les quelques erreurs de WRF 5km, notamment une intensité de vent trop faible, sont peut être à l'origine des mauvais résultats de ARPS.

V.3 Journée du 22 juin 2006

Lors de la journée du 22 juin, le vent observé (Figure 152) est principalement d'origine synoptique (Figure 151), à l'exception de certaines périodes comme l'après-midi où l'on a observé la présence de phénomènes d'origine thermique (III.2.5.3).

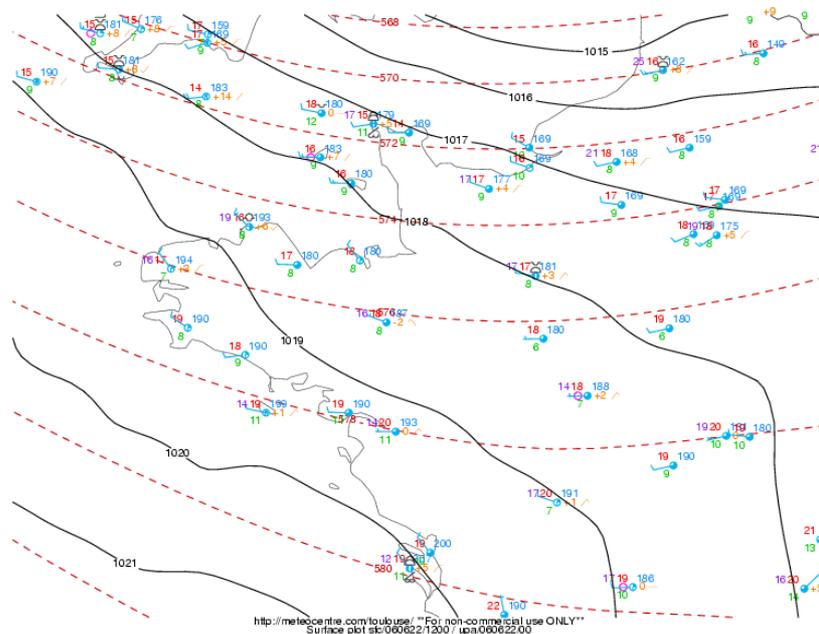


Figure 151 Analyse horaire du 22 juin 2006 à 12 UTC (source Météo France).

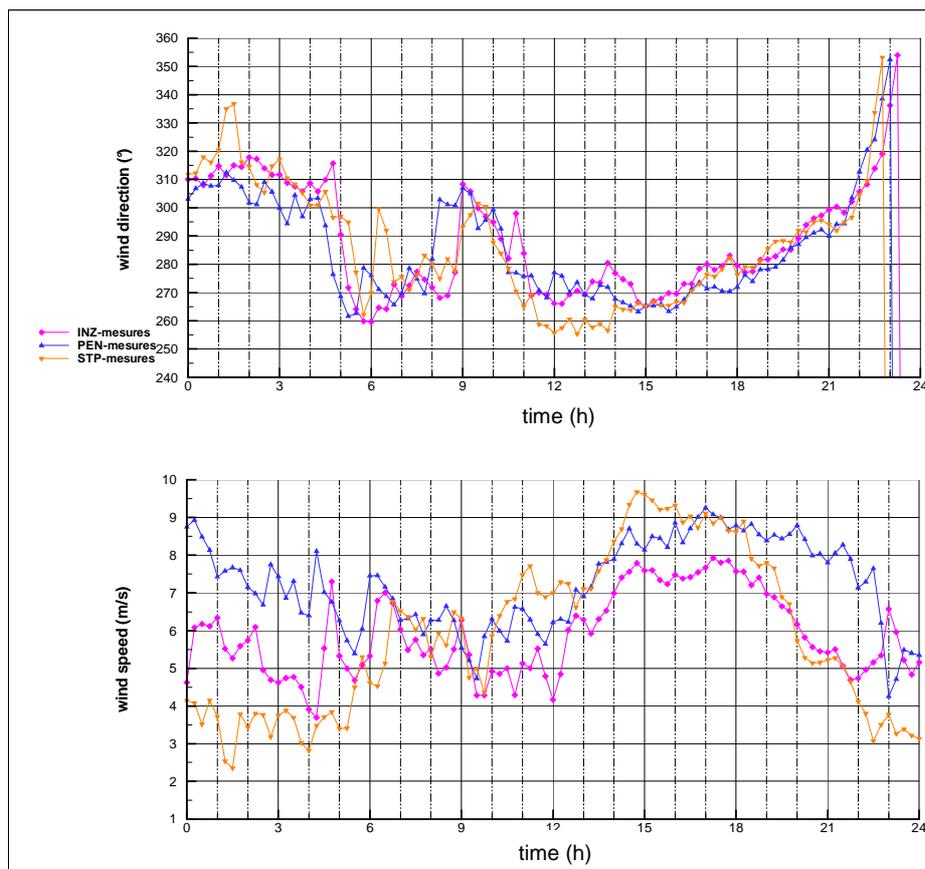


Figure 152 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28m) et STP, le 22 juin 2006.

V.3.1 Comparaisons des évolutions temporelles

La comparaison des différentes mesures effectuées le 22 juin 2006 avec les résultats des simulations²³ à PEN (Figure 153), INZ (Figure 154) et STP (Figure 155) montre des vitesses et des directions du vent globalement proches. Ceci est confirmé par des statistiques correctes (Tableau 17).

jour	simulation	vitesse	vitesse	T° air	T° air
		RMSE (m/s)	biais (m/s)	RMSE (K)	biais (K)
22	ARPS 100m	1,80	1,20	2,13	1,94
22	ARPS 1km	2,37	1,95	2,09	1,77
22	WRF 5km	1,50	1,06	1,90	1,76

Tableau 17 Ecart-type (RMSE) et biais pour le 22 juin 2006 sur le site PEN. Les statistiques sont calculées sur 24h avec des données quart-horaire à 26m.

²³ Le traitement des résultats de la simulation ARPS 300m sous forme de courbe temporelle ainsi que le calcul du biais et de la RMSE n'ont pas été possible : une détérioration du fichier binaire de sortie semble en être la cause.

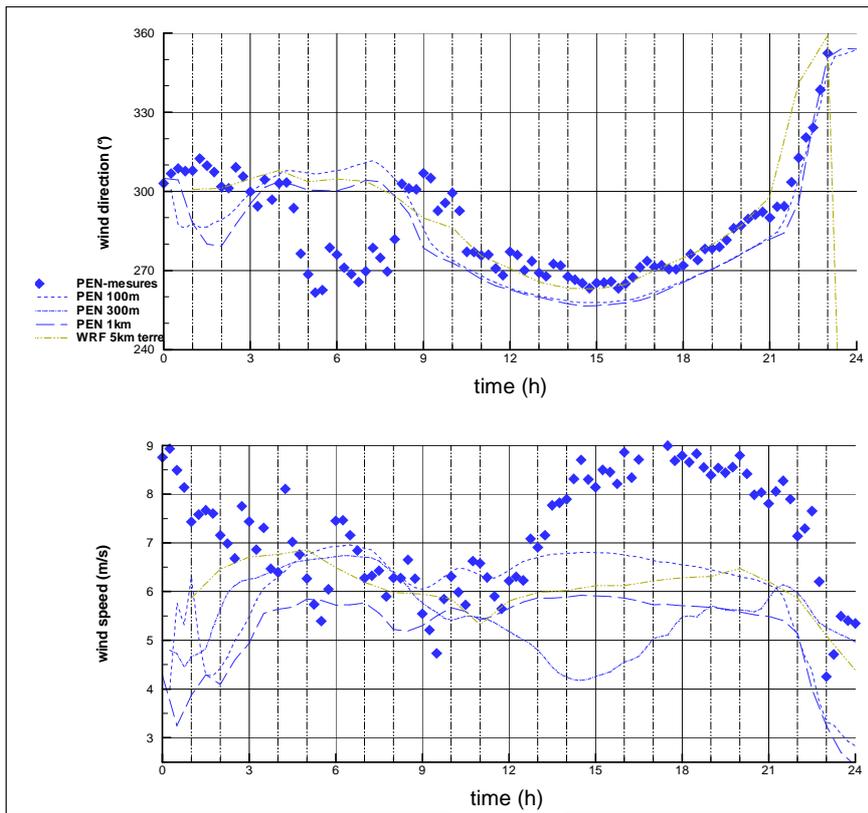


Figure 153 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site PEN (28m), le 22 juin 2006.

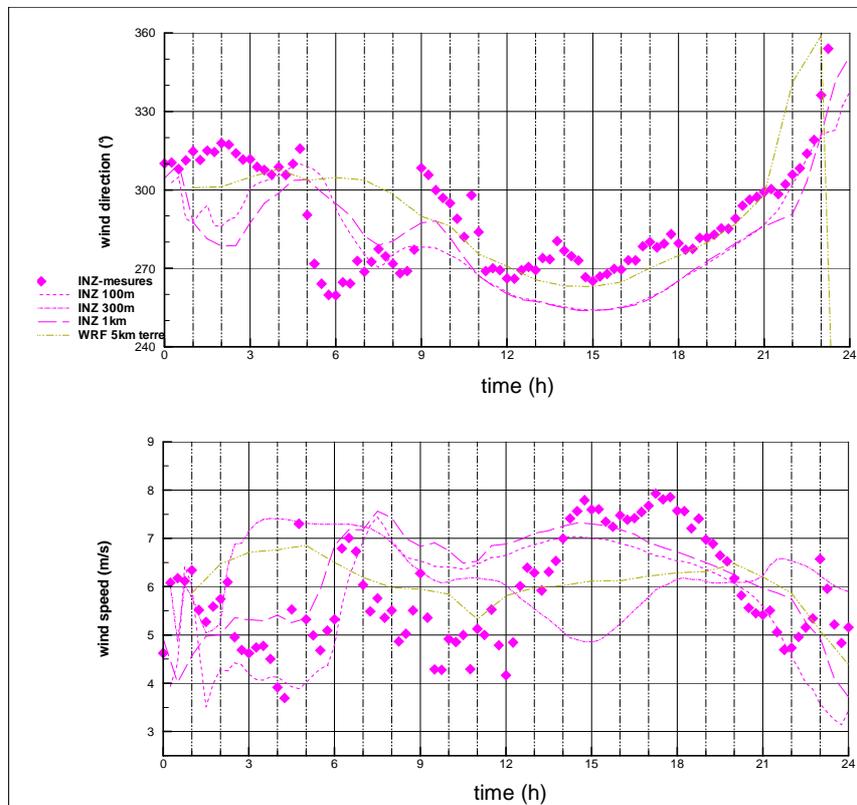


Figure 154 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site INZ, le 22 juin 2006.

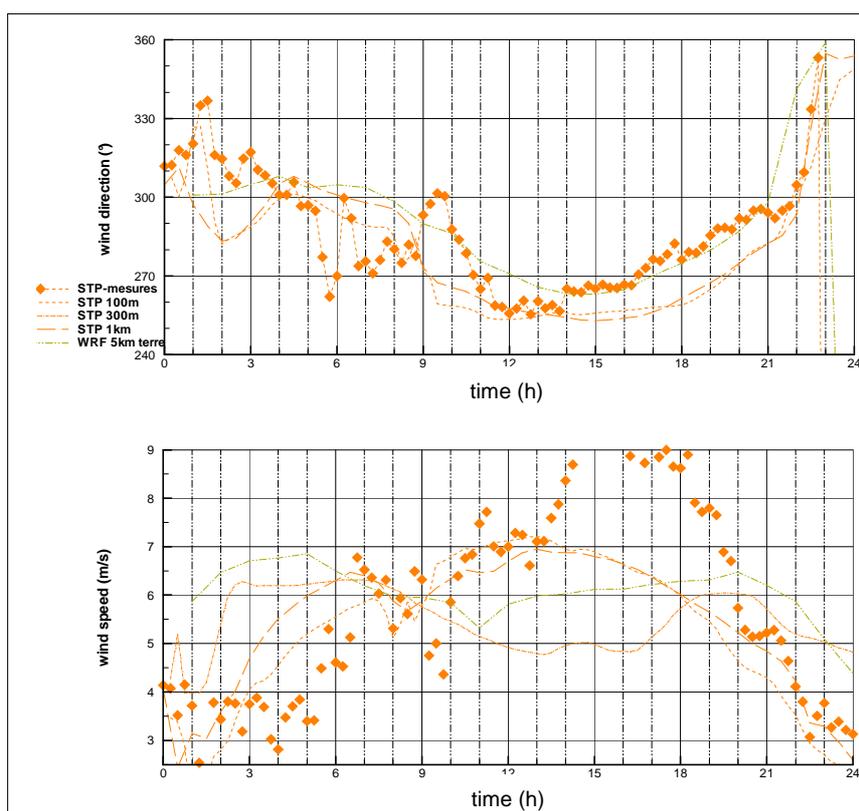


Figure 155 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site STP, le 22 juin 2006.

On peut cependant noter que certaines phases ont été assez mal simulées. L'intensité du vent à PEN de 00 à 04 UTC est assez fortement sous-estimée dans les simulations. Si on observe attentivement les Figure 156 et Figure 157, on peut noter qu'une bande de vent dont l'intensité atteint jusqu'à 9 m s^{-1} (soit la valeur mesurée à PEN) est bien simulée par ARPS 300m et ARPS 100m à 06 et 09 UTC. Cette bande s'étend de part et d'autre de l'isthme de Penthièvre, mais les valeurs de la vitesse du vent simulé sont fortement réduites au niveau de l'isthme. Cette bande de vent semble correspondre à un effet de brise de terre. Cependant compte tenu de l'emplacement de nos capteurs, il est difficile de vérifier si cette brise de nuit très localisée (2-3 km d'extension en mer) a réellement existé.

La rotation temporaire à gauche du vent (de 300° jusqu'à 270°) mesuré aux alentours de 06 UTC est soit sous-estimée (à PEN) soit décalée dans le temps (deux heures de retard à INZ) dans les résultats des simulations. Quelle que soit la maille d'observation choisie (terre ou mer), la simulation WRF 5km simule mal cet événement. Par contre sur certains sites (STP mais surtout INZ) les simulations ARPS simulent bien mieux la rotation à gauche, et cette amélioration est d'autant plus nette que le maillage est fin. On en déduit donc que, sur cette phase précise, le modèle ARPS tel que nous l'avons utilisé est limité par le forçage externe imposé par la simulation WRF 5km. Il est difficile de savoir si les résultats obtenus ici avec le modèle WRF sont liés au modèle lui-même (et au paramétrage choisi) ou à la résolution horizontale utilisée qui serait trop grossière pour simuler un effet local. La Figure 158 suggère que la rotation à gauche correspond au retour du vent synoptique après le passage du front de brise de terre (visible au niveau du sud de la presqu'île à 07 UTC sur la Figure 158) à l'heure où la brise de nuit s'éteint. On a en effet simulé la fin de la brise nocturne avec la présence d'un front de brise que l'on voit se

décaler vers la côte de 06 à 09 UTC. La rotation à gauche mesurée commence à PEN, immédiatement suivie par INZ et 30 min à 1h plus tard, on l'observe à STP. Le front de brise de nuit simulé passe bien en dernier à STP, mais ARPS 300m et ARPS 100m prédisent que ce front est rectiligne et qu'il passe donc en premier à INZ (du large vers les terres). Le passage du front à INZ est bien décrit par les différentes simulations ARPS et en particulier par ARPS 100m dont la seule erreur est de ne pas retranscrire la rapidité de la rotation du vent. Cette erreur est vraisemblablement causée par le forçage généré à la base par WRF 5km qui n'a pas du tout simulé la rotation à gauche observée.

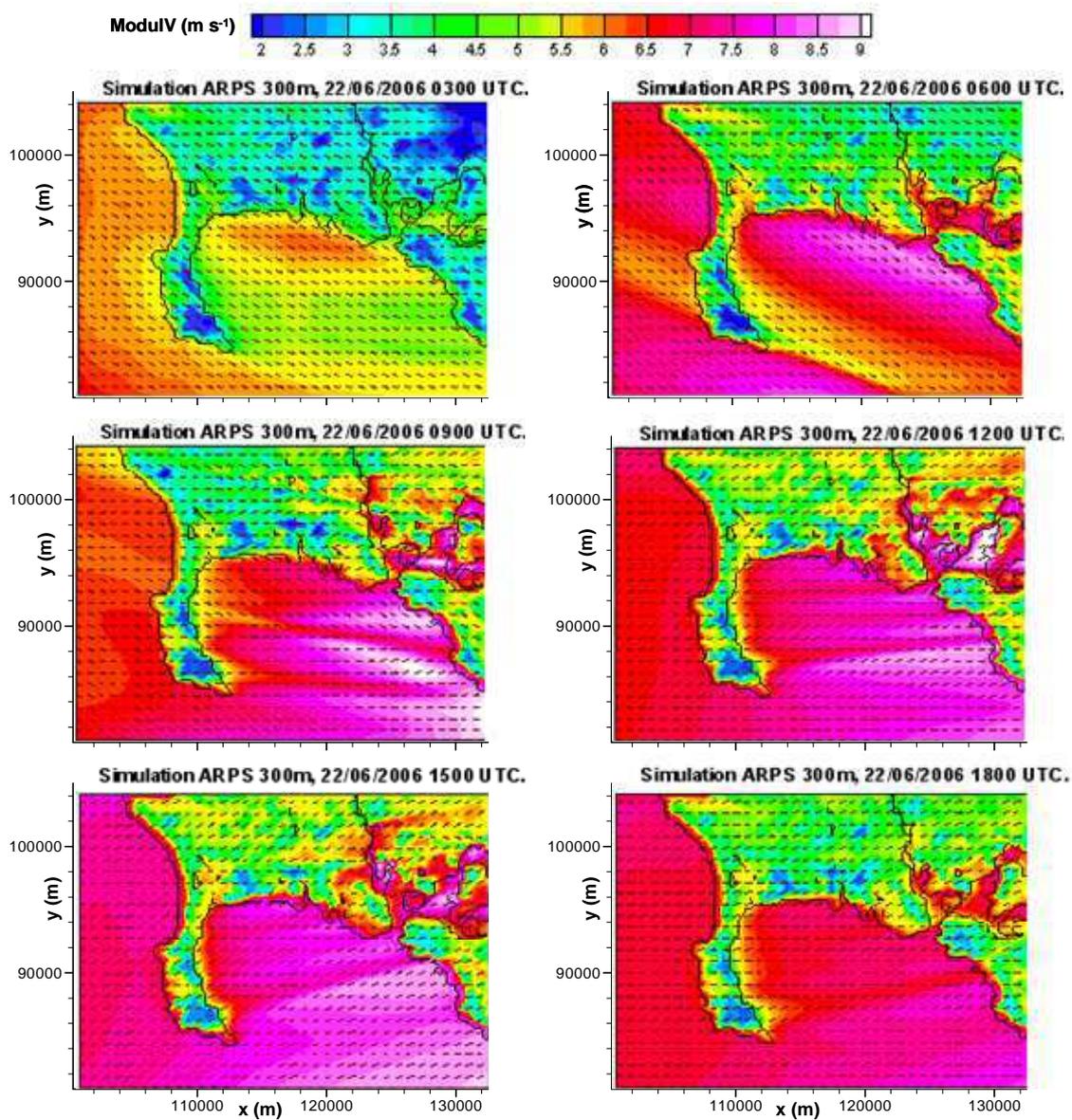


Figure 156 Simulation ARPS 300m le 22 juin 2006 de 03 à 18 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$ (seul 1 vecteur sur 9 est représenté).

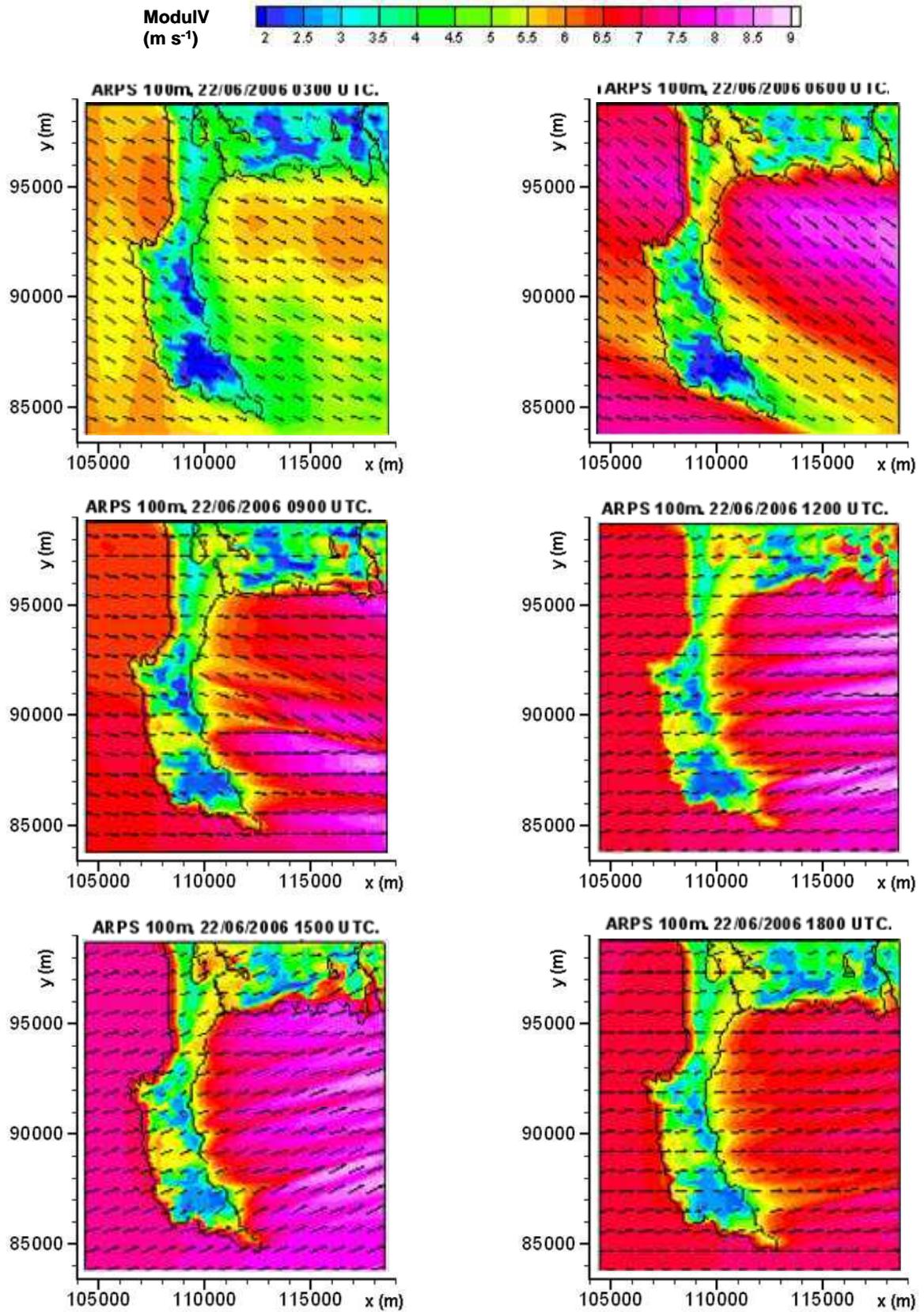


Figure 157 Simulation ARPS 100m le 22 juin 2006 de 03 à 18 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont en couleur et les vecteurs correspondent au vecteur vent horizontal à $z=5m$.

Enfin le dernier effet mal simulé est le renforcement thermique de l'après-midi. Quel que soit le site étudié on note que l'amplitude du renforcement thermique est plus faible que l'amplitude mesurée (moins de 1 m s^{-1} au lieu des 3 m s^{-1} mesurés). Il existe un autre point commun entre les différents sites : le maximum de l'intensité est atteint plus tôt par les simulations ARPS que lors des mesures (15 au lieu de environ 18 UTC) et plus tard pour la simulation WRF 5km (20 UTC). Cependant, encore une fois, l'examen des champs de vent sur l'ensemble d'un domaine de calcul (comme pour les simulations ARPS 300m et ARPS 100m, Figure 156 et Figure 157), montre que la force du vent sur les mailles de mer qui sont proches des mailles correspondant aux sites de mesure (comme à STP par exemple) atteint des valeurs très proches des vitesses enregistrées. La réduction du vent simulé causée par le frottement au sol semble à nouveau légèrement surévaluée et explique partiellement l'écart entre les mesures et les simulations. Cependant ceci n'explique pas le décalage temporel significatif observé entre les horaires des maxima de la brise mesurés et simulés. L'explication est donc encore ici à chercher dans le paramétrage des modèles atmosphériques ou dans les caractéristiques choisies pour le mode d'occupation des sols.

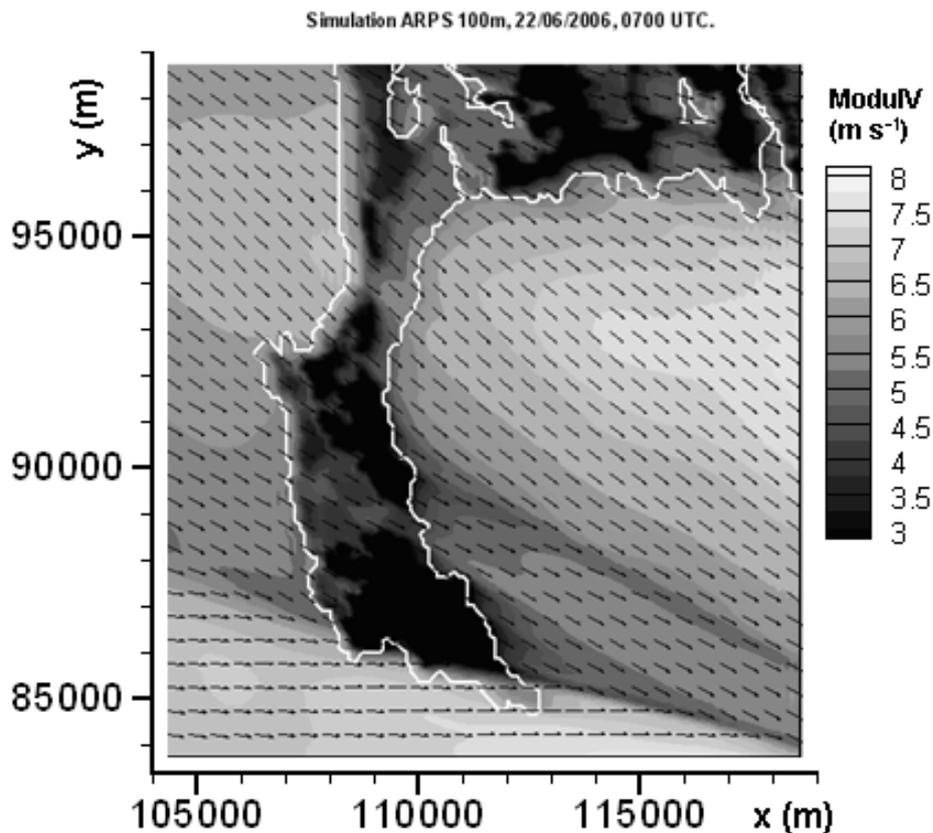


Figure 158 Simulation ARPS 100m le 22/06/2006 à 07 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont représentées en nuances de gris et les vecteurs indiquent la direction du « vent horizontal » à $z=5\text{m}$ (seul 1 vecteur sur 9 est représenté).

Les écarts statistiques entre les mesures et les différentes simulations calculés pour le site PEN (Tableau 17) montrent que ARPS 100m apporte une amélioration sensible par rapport à ARPS 1km (sauf en ce qui concerne la température de l'air). Par contre les résultats de WRF 5km sont systématiquement meilleurs que ceux de ARPS pour le site PEN.

V.3.2 Analyse des effets de sites

L'analyse des mesures (III.2.5.3) a permis de conclure que la période allant de 10 UTC à 1230 UTC correspondait à un épisode d'influence quasi-uniquement synoptique (directions comprises entre 260° et 300°). Les oscillations de la vitesse et de la direction du vent observées sur l'ensemble des sites de mesure durant cette période (Figure 90 à Figure 92), et plus particulièrement sur les sites de mesures à terre, semblent apparaître au centre de la baie (maille KTA) de la simulation ARPS 100m (Figure 159). Par contre ces oscillations sont plus lissées pour les mailles correspondant aux sites de mesures à terre (STP, ENV, INZ et PEN). Pour la maille KTA on retrouve, sur la période allant de 07 à 13 UTC, la corrélation entre la force et la direction du vent expliquée par la présence ou non (en fonction des oscillations de la direction du vent synoptique) de la presqu'île en amont des catamarans.

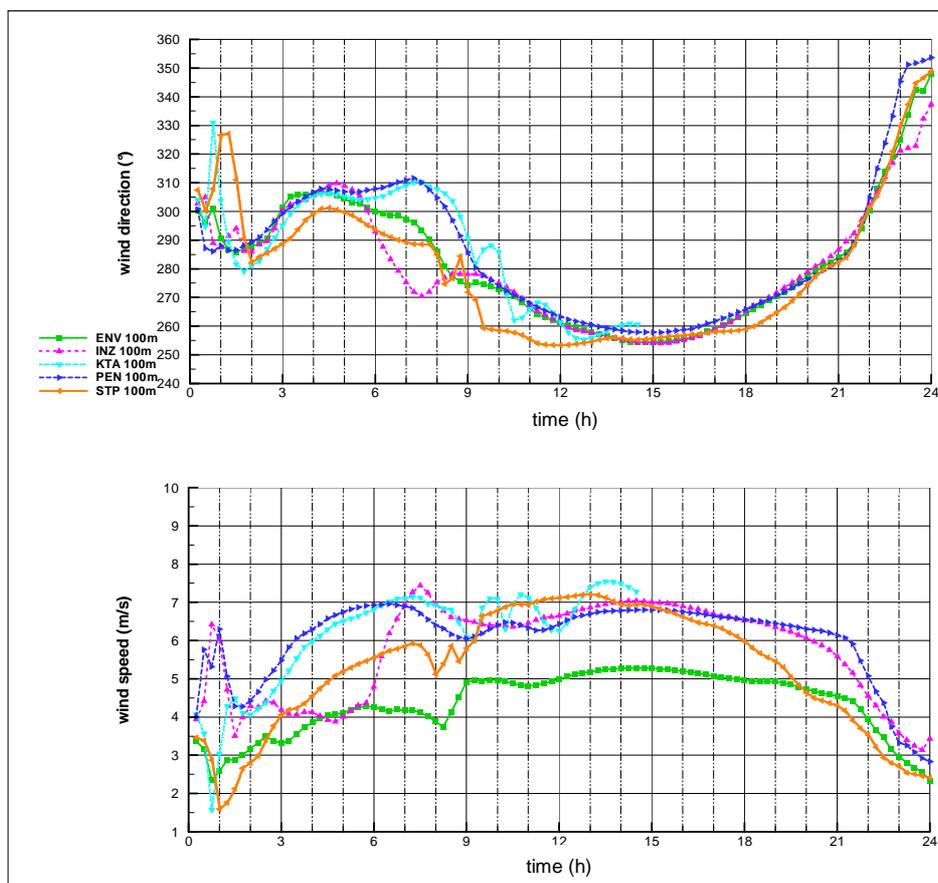


Figure 159 Direction (°) et vitesse du vent ($m s^{-1}$) de la simulation ARPS 100m dans les mailles correspondant aux différents sites de mesures pour la journée du 22 juin 2006.

Les Figure 156 et Figure 157 montrent que le sillage de la presqu'île de Quiberon a une extension en mer variable selon l'heure de la journée. A partir du début d'après-midi cet effet semble s'estomper, ce qui explique pourquoi les oscillations du vent sur le plan d'eau sont plus discrètes sur les sites des catamarans en cours d'après-midi. L'augmentation de l'instabilité atmosphérique est probablement une des explications de cette évolution diurne. De 14 à 21 UTC les directions simulées évoluent de la même manière que les mesures. On observe cependant que les mesures sont une dizaine de degrés plus à droite que les directions simulées par ARPS (alors que WRF reproduit bien les mesures sur cette période).

V.3.3 Bilan des simulations pour la journée du 22 juin

La simulation de la journée du 22 juin peut être globalement considérée comme un succès puisque les différentes simulations emboîtées ont permis de retrouver de manière assez fidèle les évolutions du vent mesuré. Les plus fines résolutions ont même permis de simuler les variations de caractère oscillatoire du vent dans la baie en fonction de l'heure. Certains phénomènes thermiques ont été sous-évalués dans les simulations. Cependant compte tenu de la météo relativement peu changeante lors de cette journée, les erreurs commises par les modèles à un instant donné n'ont pas eu de lourdes conséquences sur le reste de la simulation. Même si sur certains sites comme PEN l'apport d'une résolution fine n'est pas évident pour le 22 juin (sans être néfaste non plus), sur d'autres sites comme STP les résultats se trouvent améliorés par l'emboîtement des domaines, notamment en ce qui concerne la simulation des effets à échelle locale comme les brises et le renforcement thermique.

V.4 Journée du 23 juin 2006

La nuit du 22 au 23 juin est marquée par l'apparition d'une brise de nuit (Figure 160). Les mesures montrent que cette brise de terre prend fin vers 08 UTC. De 08 à 12 UTC environ, nous assistons à une phase de transition vers la brise de mer, générant une rotation du vent dans le sens horaire. La brise marine mesurée est d'intensité assez faible (moins de 6 m s^{-1} au maximum sur la majorité des sites de mesure). L'épisode suivant la brise de mer a été analysé (III.2.5.4.1) comme étant un phénomène d'origine synoptique, et non plus comme une brise de terre.

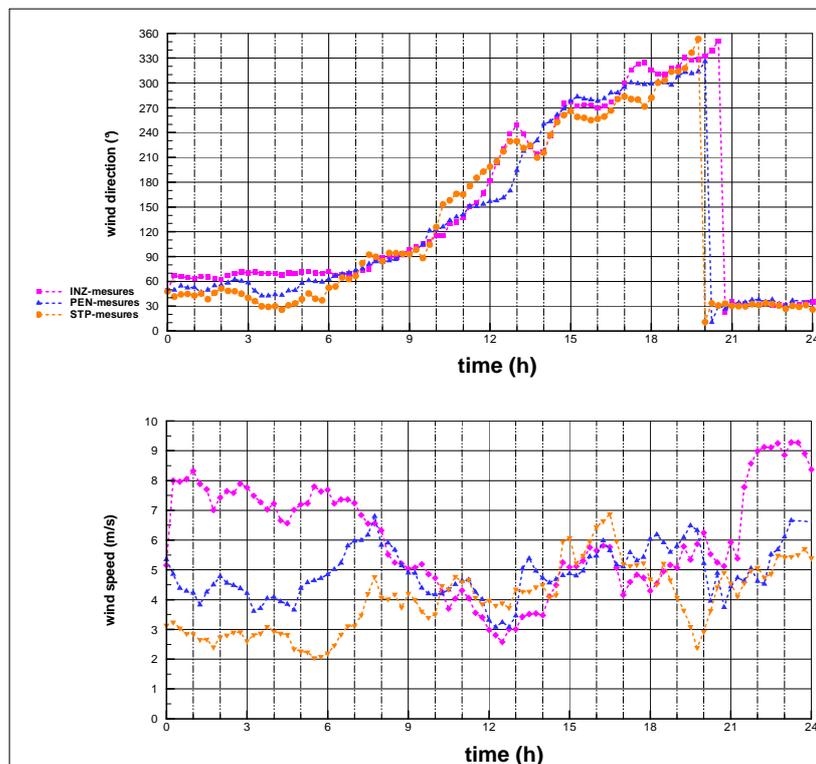


Figure 160 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28m) et STP le 23 juin 2006.

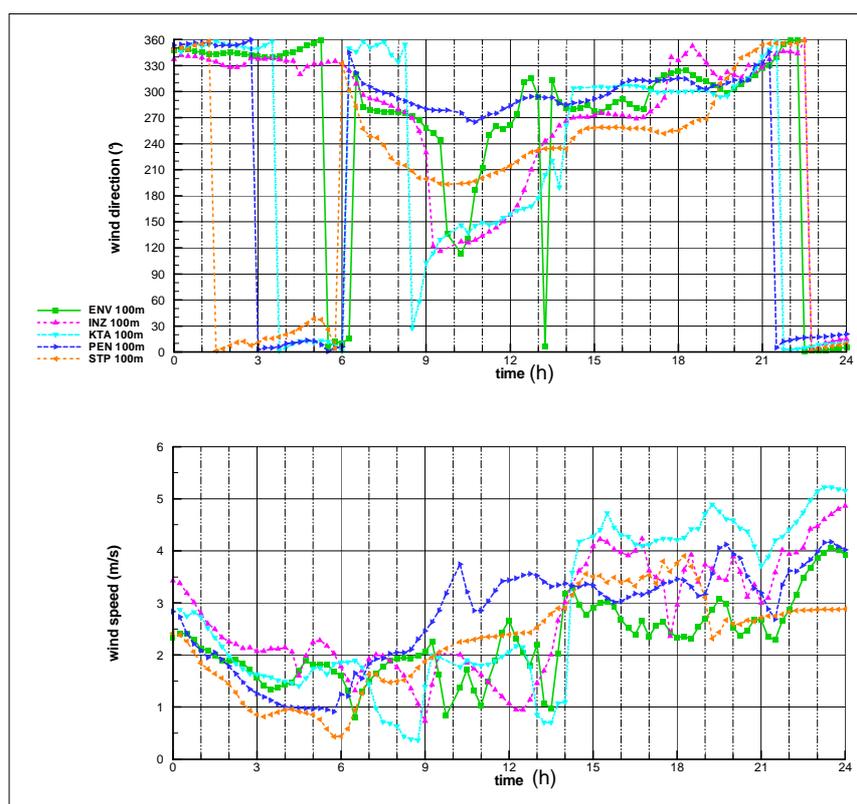


Figure 161 Direction et vitesse du vent simulé (ARPS 100m) le 23 juin 2006.

Les simulations ARPS (Figure 161) ne reproduisent pas l'ensemble des observations (Figure 160). En reprenant chaque site indépendamment, nous allons voir dans quelle mesure nous retrouvons ou pas ces différents éléments dans nos simulations.

V.4.1 Comparaison des évolutions temporelles

La journée du 23 juin peut être décomposée en 4 principales phases : une brise de nuit, une transition de la brise de nuit vers la brise de mer (rotation vers la droite), une brise de mer modérée, et enfin un retour au vent synoptique durant la nuit du 23 au 24 juin (III.2.5.4).

L'analyse des évolutions temporelles à PEN (Figure 162), STP (Figure 163) et INZ (Figure 164) nécessite de dissocier les résultats de WRF 5km de ceux des différentes simulations ARPS. En effet la simulation WRF 5km simule relativement bien la direction moyenne relevée sur les différents sites, et ceci pour l'ensemble des 4 phases décrites ci-dessus. Compte tenu d'une résolution trop grossière, il est normal de ne pas distinguer clairement les différences de direction propres à chacun des sites. Lors de la première phase (brise de terre), la moyenne des différents sites de mesure est proche de la valeur simulée. En revanche les vitesses mesurées présentent des écarts conséquents entre les différents sites et la résolution horizontale de 5km est ici clairement trop grossière pour produire des résultats satisfaisants. Lors de la deuxième phase (transition de la brise de terre vers la brise de mer), les vents simulés par WRF 5km sont nettement plus faibles que les mesures. Encore une fois la résolution n'est pas suffisante pour simuler les phénomènes thermiques qui se déroulent à une échelle très locale lors de la transition. Il faut attendre

que la brise de mer soit établie à une échelle dite « continentale » en fin d'après-midi pour que la vitesse simulée converge avec les mesures.

Les simulations ARPS sont de manière générale peu performantes lors de la journée du 23 juin. Les variations de la vitesse du vent liées aux phénomènes d'origine thermique sont toutes sous-estimées. En outre la phase de transition vers la brise de mer est très mal simulée car ARPS prévoit une rotation du vent à gauche alors que les mesures montrent une rotation vers la droite. Ces mauvais résultats de ARPS sont à relativiser car ces simulations sont forcées par les résultats de la simulation WRF 5km. Or nous avons vu que cette simulation sous-estime la vitesse du vent. ARPS étant forcé de manière biaisée, il est normal d'observer un écart entre les simulations et les résultats expérimentaux.

Les RMSE et les biais calculés (Tableau 18) sont en accord avec la comparaison effectuée ci-dessus. On peut noter en particulier des valeurs du biais et de la RMSE particulièrement faibles pour la simulation WRF 5km. Contrairement à la simulation ARPS 1km qui affiche des RMSE et biais plus faible lors des 24 premières heures de simulation (Tableau 17) que dans les 24 dernières heures. WRF 5km montre des RMSE et biais à peu près constants, et ceci malgré la différence de situation météorologique entre le 22 et le 23 juin.

jour	simulation	vitesse RMSE (m/s)	vitesse biais (m/s)	T° air RMSE (K)	T° air biais (K)
23	ARPS 1km	2,65	2,49	2,12	1,39
23	WRF 5km	1,53	0,76	1,65	1,46

Tableau 18 Ecart-type (RMSE) et biais pour le 23 juin 2006 sur le site PEN. Les statistiques sont calculées sur 24h avec des données quart-horaire à 26m.

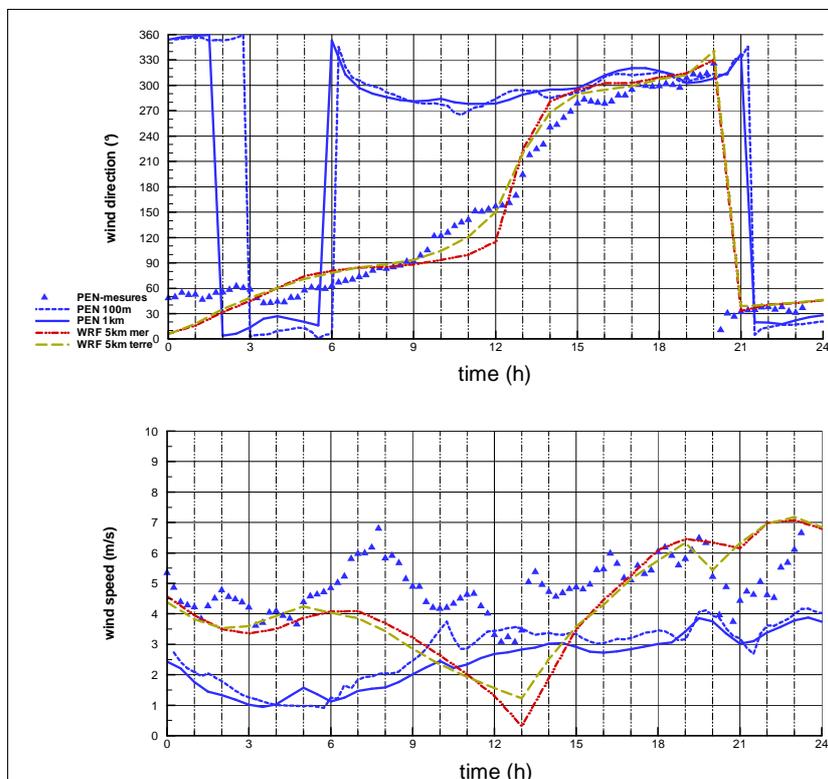


Figure 162 Direction (°) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site PEN (28m), le 23 juin 2006.

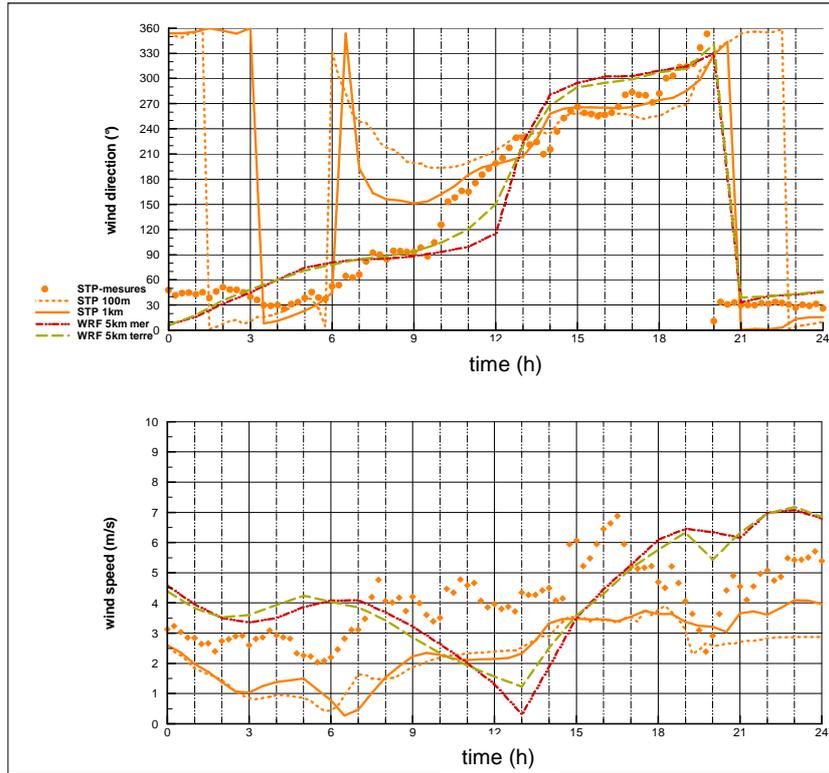


Figure 163 Direction ($^{\circ}$) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site STP, le 23 juin 2006.

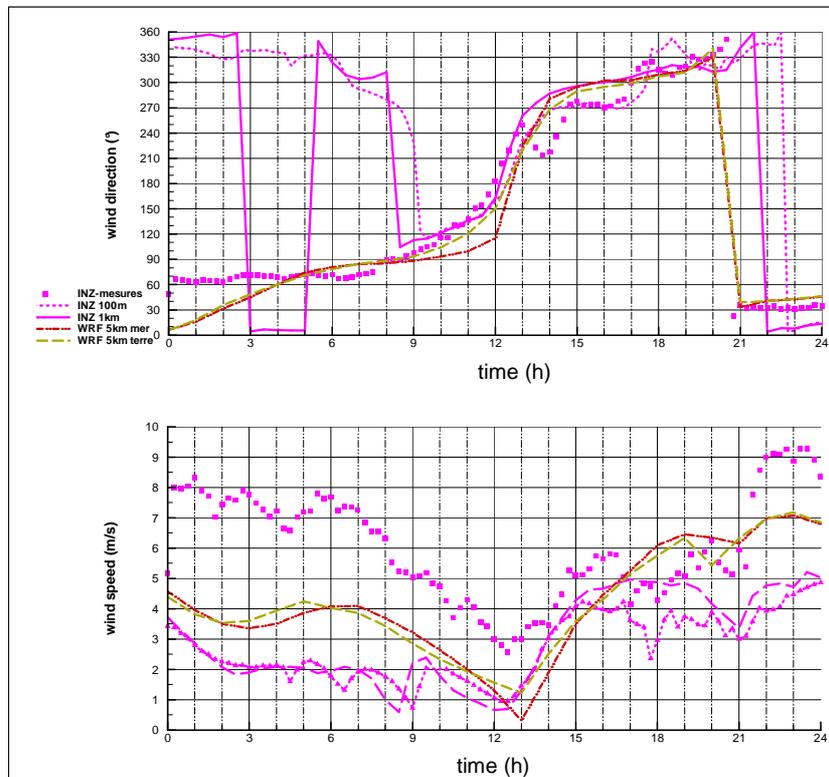


Figure 164 Direction ($^{\circ}$) et vitesse du vent (m s^{-1}) mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 100m) sur le site INZ, le 23 juin 2006.

V.4.2 Analyse de la nuit du 22 au 23 juin

Les températures du sol simulées avec ARPS 100m (Figure 165) ne sont pas en adéquation avec les mesures de la température de surface faites à PEN (Figure 166). On note par exemple que les températures simulées le 23 juin à 00 UTC sont environ 3° plus basses que les relevés de PEN. A 06 UTC par contre, la température du sol simulée a une valeur très proche des mesures. En début d'après-midi la température simulée est légèrement plus faible que les mesures effectuées avec les thermocouples absolus à PEN, 30°C au lieu de valeurs mesurées dont la moyenne se rapproche de 40°C. Certes il est difficile de comparer ces deux jeux de données car la température de surface est différente de la température du sol (ici prise à 10cm de la surface, distance qui correspond à la moitié de la hauteur de la couche de sol supérieure modélisée). Cependant l'écart observé est toujours de même signe (la température du sol simulée est plus faible que les mesures) ce qui pourrait être le signe d'un éventuel problème.

Une température du sol simulée trop basse en milieu de nuit devrait induire une brise de nuit simulée plus forte que les mesures. En outre la température de surface de la mer est constante dans la simulation : elle a été choisie comme la moyenne journalière estimée de la température de la mer. Ainsi, durant la nuit, la température de la mer utilisée dans la simulation est logiquement plus chaude que la température réelle de la mer. Ce décalage devrait également aller dans le sens d'un renforcement artificiel du gradient de température nocturne entre la terre et la mer. Or malgré ces remarques sur les températures du sol simulées, ARPS ne parvient pas à simuler correctement la brise de terre mesurée. L'explication est donc à trouver ailleurs. Peut-être simulons-nous une atmosphère trop stable dans les basses couches de l'atmosphère, stabilité accentuée par le refroidissement excessif du sol (Figure 167). Ce phénomène explique d'ailleurs pourquoi en moyenne les brises de terre sont plus faibles que les brises de mer et un mauvais paramétrage de la simulation accentue sans doute cet effet.

Comme nous l'avons déjà observé pour la simulation du 17 juin 2006 (§V.2), si la brise de nuit est mal simulée (en l'occurrence sous-estimée), la légère rotation à droite associée ne se fait pas (ou trop peu) et l'on se retrouve en fin de nuit dans une situation bien différente de celle observée sur le site: une vitesse de vent plus faible, mais surtout une direction plus à gauche. Or c'est l'état du vent en fin de nuit qui va fortement influencer sur la transition vers une éventuelle brise marine, notamment sur le sens de la rotation. Comme nous l'avons déjà évoqué, la loi du « plus court chemin » va s'appliquer pour déterminer la rotation angulaire minimale qui amènera à la direction de la brise de mer. Sur notre secteur d'étude, l'angle critique varie selon le site, mais se situe aux alentours de 50°. Nos simulations ARPS affichent des directions en général plus à gauche vers 06 UTC. Ce décalage de quelques dizaines de degrés semble suffisant pour induire une rotation du vent pendant la transition vers la brise marine dont le sens est inversé par rapport aux mesures.

La direction simulée par WRF 5km présente également des écarts significatifs avec les mesures. En revanche la direction simulée en fin de nuit se situe plus à droite que les mesures, ce qui favorise la rotation dans le sens horaire vers la future brise de mer. La simulation WRF 5km prédit une brise de terre dont l'intensité est assez proche des mesures en moyenne (même si les variations relatives correspondent assez peu). A cette brise de terre établie est associée une rotation du vent à droite (probablement générée par l'effet de Coriolis). La phase de transition vers la brise de mer se fait donc avec une rotation dans le sens horaire, telle que la rotation observée sur les différents sites de mesure.

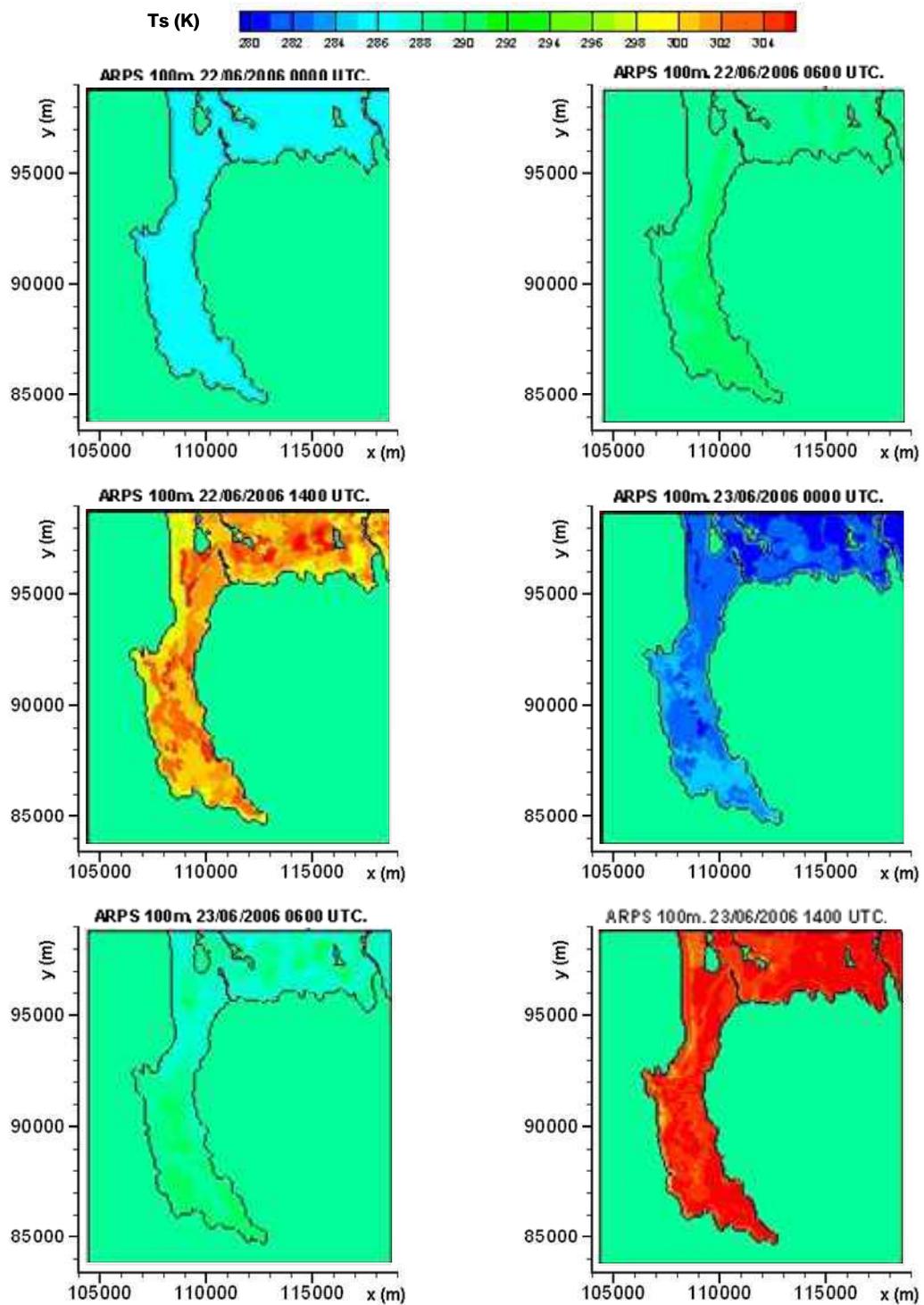


Figure 165 Température du sol à 10 cm sous la surface, simulation ARPS100m le 22-23 juin 2006.

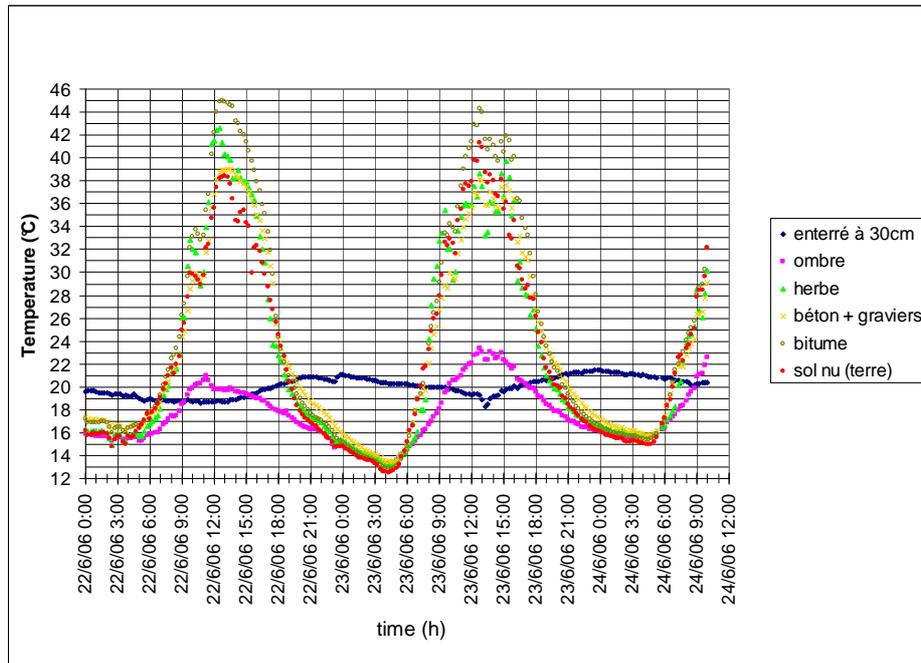


Figure 166 Températures du sol mesurées avec les thermocouples absolus à PEN.

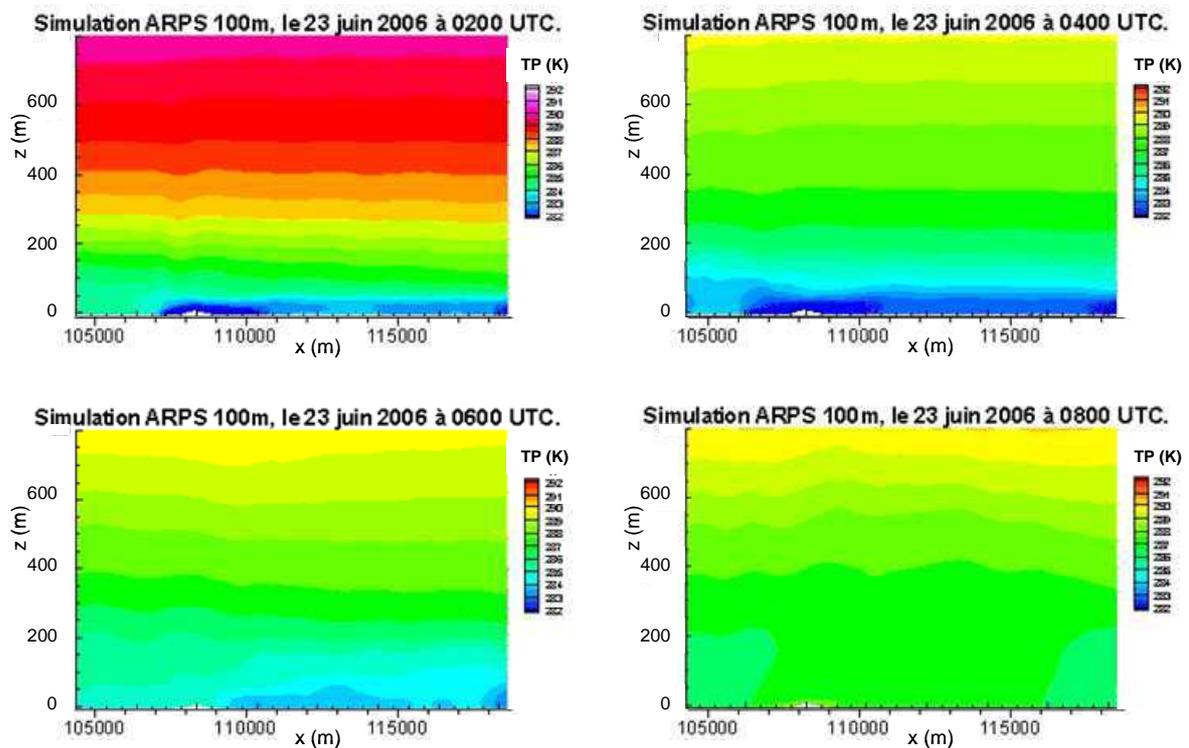


Figure 167 Températures potentielles (K) simulées par ARPS dans un plan vertical $y=92200\text{m}$, de 0 à 800m d'altitude, le 23 juin 2006 de 02 à 08 UTC.

V.4.3 Analyse de la transition de la brise locale à la brise continentale

V.4.3.1 Points situés en baie de Quiberon

Suite à la première phase de la brise de mer qui correspond à un vent à peu près perpendiculaire à la côte (en considérant des segments de côtes de longueurs inférieures au kilomètre), soit un vent de secteur est sur la façade est de la presqu'île de Quiberon, on relève en baie de Quiberon (Figure 168 et Figure 169) un renforcement du vent aux alentours de 13 UTC. La direction associée (proche de 210°) correspond à une entrée de la brise de mer dans la baie par la pointe sud-ouest de la presqu'île. Ensuite la brise de mer continue de tourner à droite et il faut attendre que la brise « passe » au-dessus de l'isthme de Penthièvre pour retrouver des vitesses de vent aussi élevées (plus de 4 m s^{-1} dans la direction 280° à 15 UTC). Entre ces deux directions 210° et 280° la brise mesurée en baie de Quiberon passe au-dessus du relief de la presqu'île et s'en trouve ralentie.

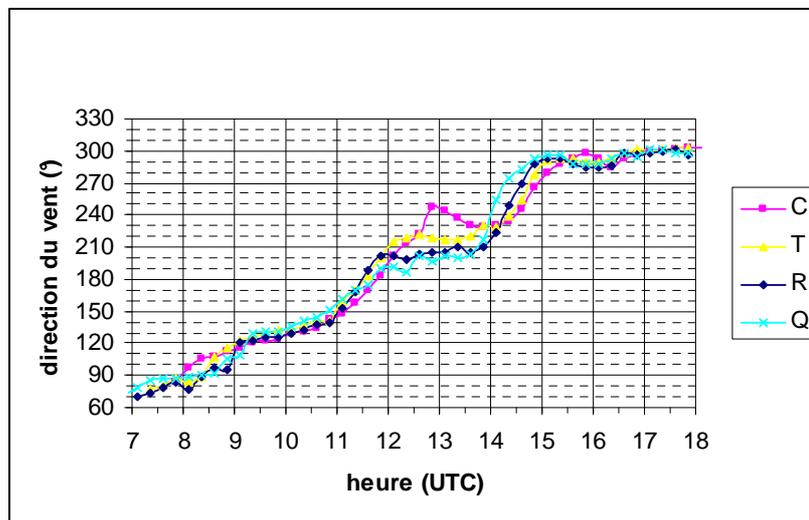


Figure 168 Direction du vent mesuré sur les catamarans, le 23 juin 2006.

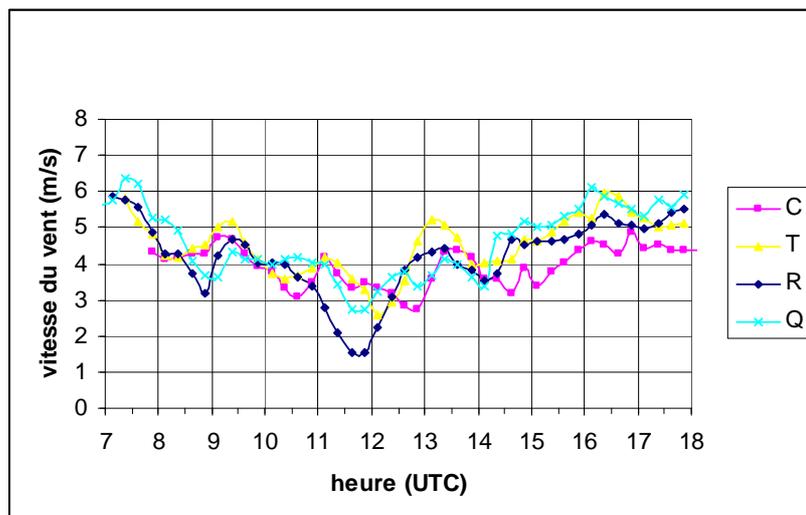


Figure 169 Vitesse du vent mesuré sur les catamarans, le 23 juin 2006.

On retrouve les phénomènes décrits ci-dessus dans les simulations : on voit (Figure 170) la zone de la baie alimentée par la brise passant par le sud de la presqu'île qui diminue au fur et à mesure de la rotation de la brise vers la droite. On voit également la brise de mer simulée passer au-dessus de l'isthme à partir de 13 UTC puis remplir la baie d'un vent dont la direction dépasse 270°. On observe alors un phénomène de vent en éventail typique dans la baie de Quiberon tel que décrit, entre autres, par Bernot [1998].

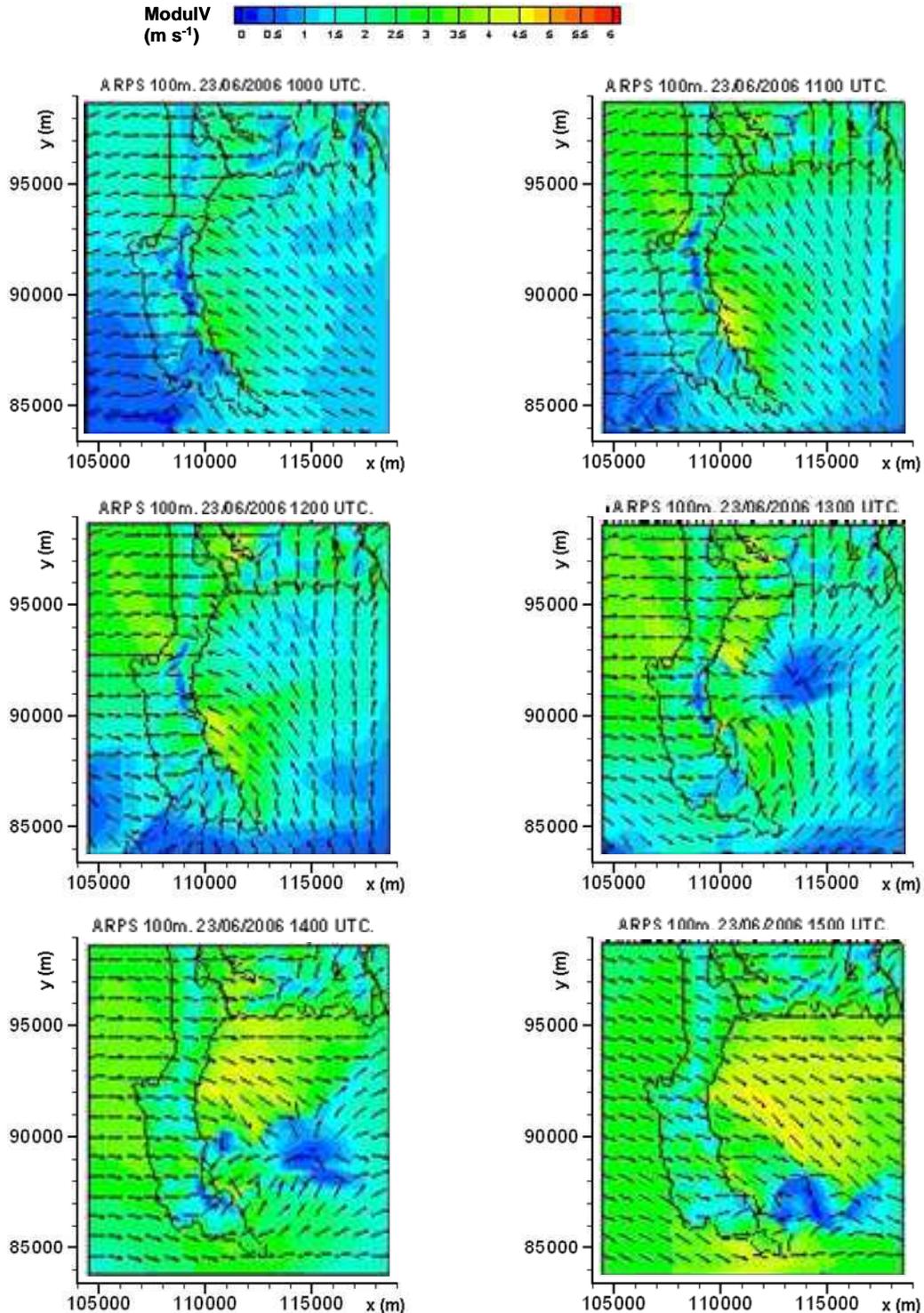


Figure 170 Simulation ARPS 100m le 23 juin 2006 de 10 à 15 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5\text{m}$ (seul 1 vecteur sur 9 est représenté).

V.4.3.2 Site de l'ENV

Le sodar disposé à ENV (Figure 171) montre un vent de secteur est à 08 UTC, tournant vers la droite régulièrement jusqu'à une stabilisation dans le secteur 140° dès 09-10 UTC. De 11 à 1320 UTC, la tendance est une baisse régulière de la vitesse du vent, qui se manifeste en premier près du sol. Les deux simulations présentées sur la Figure 171 (ARPS 300m et ARPS 100m) montrent bien une période correspondant à la brise de mer à une échelle très locale (direction proche de 140°). Cependant cette période est très courte : 30 min pour ARPS 300m et 2h pour ARPS 100m au lieu de 4h en réalité.

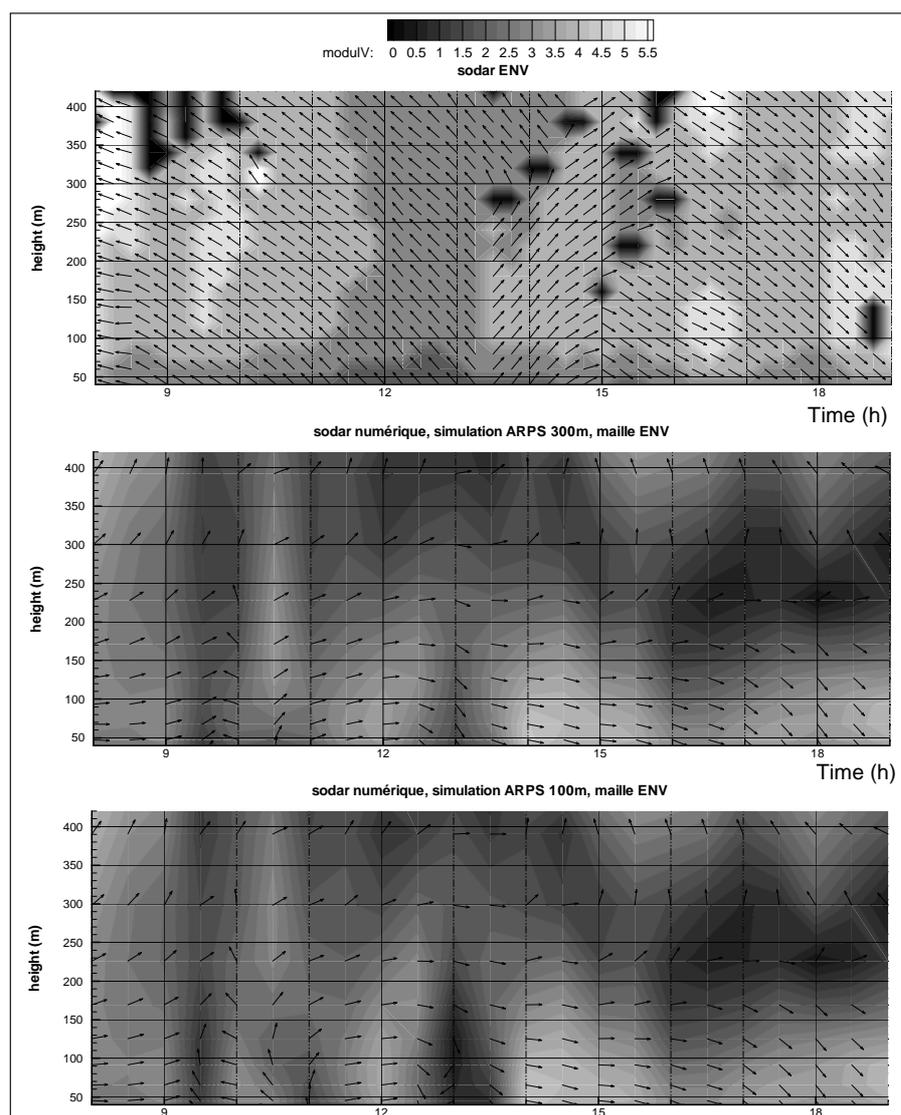


Figure 171 Sodar placé à ENV et « sodars numériques » de la maille correspondant à ENV pour les simulations ARPS 300m et ARPS 100m le 23 juin 2006. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont présentées en nuances de gris et les vecteurs représentent le vent horizontal.

La deuxième phase de la brise de mer visible sur le sodar est une période de 1h30 pendant laquelle la direction du vent à ENV est de secteur sud-ouest. Cette période commence à 1330 UTC et finit à 15 UTC. Cet épisode se retrouve sur les simulations, en avance par rapport aux mesures : de 1030 à 1230 UTC pour ARPS 300m et de 1130 à 1230 UTC pour ARPS 100m. Durant cette phase, les zones où la vitesse du vent mesurée par le sodar est la

plus forte se situent entre 150 et 200 mètres d'altitude, alors que pour les deux simulations présentées ces zones se situent dans les 100 mètres près du sol. Cette deuxième phase de la brise est immédiatement suivie de la dernière phase qui correspond à la brise de mer établie à une grande échelle. La direction pour la brise de mer établie associée à la côte à grande échelle (plusieurs dizaines de kilomètres) varie autour de 270° - 300° . Les mesures du sodar montrent une transition directe de la deuxième à la troisième phase de la brise, ce qui signifie que la transition a eu lieu en moins d'une demi-heure. Cette transition est plus complexe dans les simulations présentées sur la Figure 171. Notamment la simulation ARPS 100m semble prévoir un retour temporaire du front de brise au-dessus du site ENV.

V.4.3.3 Etude des déplacements du front de brise de mer

Le passage du front de brise de mer (Figure 170) est associé à une période sans vent et à une période d'une demi-heure, vers 13 UTC où le vent revient du secteur est. Le front de brise de mer simulé stationne au niveau de la côte est de la presqu'île de Quiberon jusqu'à 14-15 UTC où il finit par se déplacer franchement à l'est de la zone d'étude. Le passage du front de brise de mer en baie de Quiberon semble assez bien simulé : on retrouve de nombreux phénomènes communs aux observations (Figure 168) et aux simulations (Figure 170). Le sens de déplacement du FBM est bien retrouvé dans la simulation ARPS 100m : on observe le vent de direction ouest-nord-ouest (caractéristique de la brise de mer établie) d'abord sur le catamaran le plus à l'ouest (catamaran Q) puis cette « zone de vent » se déplace vers l'est (catamarans Q, puis R, puis T, puis C de 1415 à 15 UTC). La simulation montre un passage du front (déterminé par une direction qui devient supérieure à 270°) à 14 UTC dans la maille correspondant au catamaran R et le déplacement vers l'est du FBM entre 13 et 15 UTC.

La disposition des catamarans (en ligne dans l'axe de l'isthme de Penthièvre) est idéale pour étudier le déplacement du front de brise, par contre elle ne permet pas de quantifier l'effet d'éventail en sortie de l'isthme.

V.4.3.4 Etude de l'effet d'éventail en baie de Quiberon

L'effet d'éventail est bien visible sur les simulations et en particulier sur la simulation ARPS 100m qui décrit le mieux le mode d'occupation des sols qui est à l'origine du phénomène. Les Figure 172 et Figure 173 montrent bien un écart conséquent de direction entre le nord (vent d'ouest) et le sud de la baie (vent de nord-est). On comprend également grâce à ces deux figures que la disposition des catamarans en ligne parallèlement au vent ne permet pas d'étudier le phénomène d'éventail.

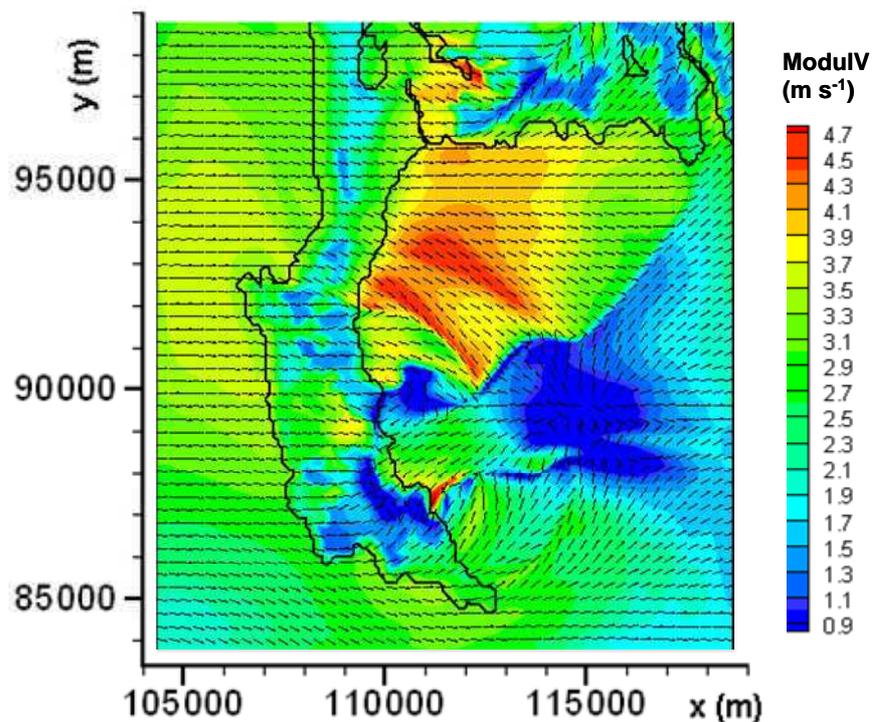


Figure 172 Simulation ARPS 100m le 23/06/2006 à 14 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont représentées en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5\text{m}$ (seul un vecteur sur neuf est représenté)

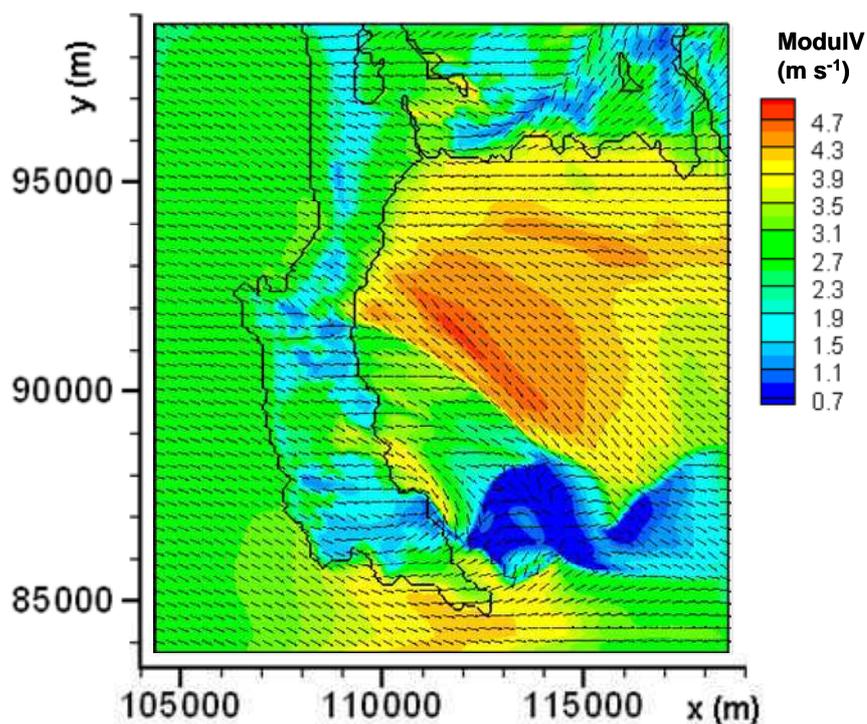


Figure 173 Simulation ARPS 100m le 23/06/2006 à 17 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont représentées en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5\text{m}$ (seul un vecteur sur neuf est représenté)

V.4.4 Bilan des simulations pour la journée du 23 juin

La simulation WRF 5km simule mieux la brise de nuit que les différentes simulations ARPS et la phase de transition est en conséquence également mieux simulée par WRF. Cependant ce résultat est à relativiser car la simulation WRF présente certaines différences avec les observations. Nous utilisons ces résultats pour le forçage externe de ARPS 1km. Il semblerait que l'erreur sur la vitesse du vent vers 06 UTC simulée par WRF induise dans la simulation ARPS une erreur sur le sens de la rotation du vent lors de la transition brise de terre/brise de mer.

On retrouve les principales étapes de l'établissement de la brise aux différentes échelles spatiales dans les simulations ARPS. La simulation ARPS 100m permet notamment de retrouver les évolutions du front de brise de mer et les différents effets de site que l'on ne peut observer finement avec la simulation WRF 5km.

V.5 Journée du 27 juin 2006

Cette journée présente les caractéristiques classiques d'une journée de brise estivale. Nous allons donc pouvoir analyser les résultats numériques en nous basant sur les connaissances bibliographiques liées aux effets de sites côtiers et aux phénomènes de brise thermique. Nous pourrions ainsi comparer les résultats de nos simulations aux prévisions de la « méthode des quadrants ».

V.5.1 Comparaison des évolutions temporelles

L'observation des évolutions temporelles de la vitesse et de la direction du vent montre de nombreuses similitudes entre les mesures (Figure 174) et les différentes simulations (Figure 175 à Figure 178).

V.5.1.1 Brise de terre

Lors de la nuit du 26 au 27 juin on retrouve par la simulation les principales caractéristiques du vent mesuré sur les différents sites : il est globalement de secteur nord nord-ouest et les résultats de ARPS 100m (Figure 175) montrent bien l'existence d'un écart de direction entre INZ et STP allant de 30 à 60° alors que la mesure montre un écart d'environ 30°. Les valeurs de la vitesse du vent simulé durant la nuit sont plus faibles que les mesures : l'écart relatif est important, mais l'écart absolu est proche de 1 m s⁻¹ et ne dépasse pas 2 m s⁻¹ ce qui demeure assez faible.

La brise de terre nocturne mesurée est peu intense, et son intensité diminue déjà à partir de 0030 UTC à STP et 02 UTC à INZ (Figure 174). La simulation WRF 5km prévoit un maximum de l'intensité légèrement plus tard (vers 0230 UTC) alors que la simulation ARPS 100m prévoit un maximum de l'intensité entre 01 et 0130 UTC selon le site (Figure 175), ce qui est plus proche des mesures que les résultats de WRF 5km.

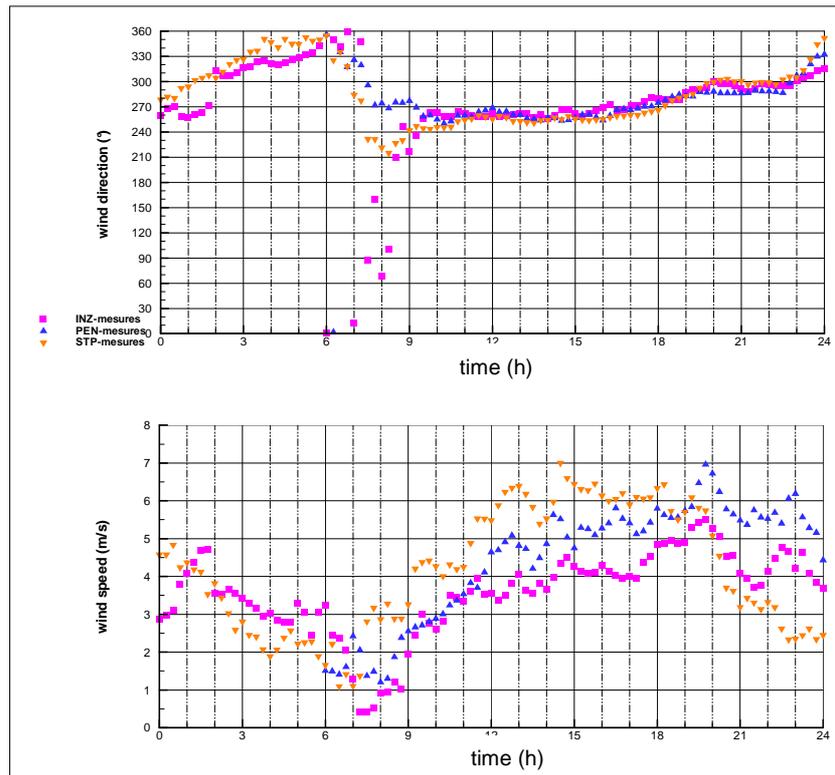


Figure 174 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28m) et STP, le 27 juin 2006.

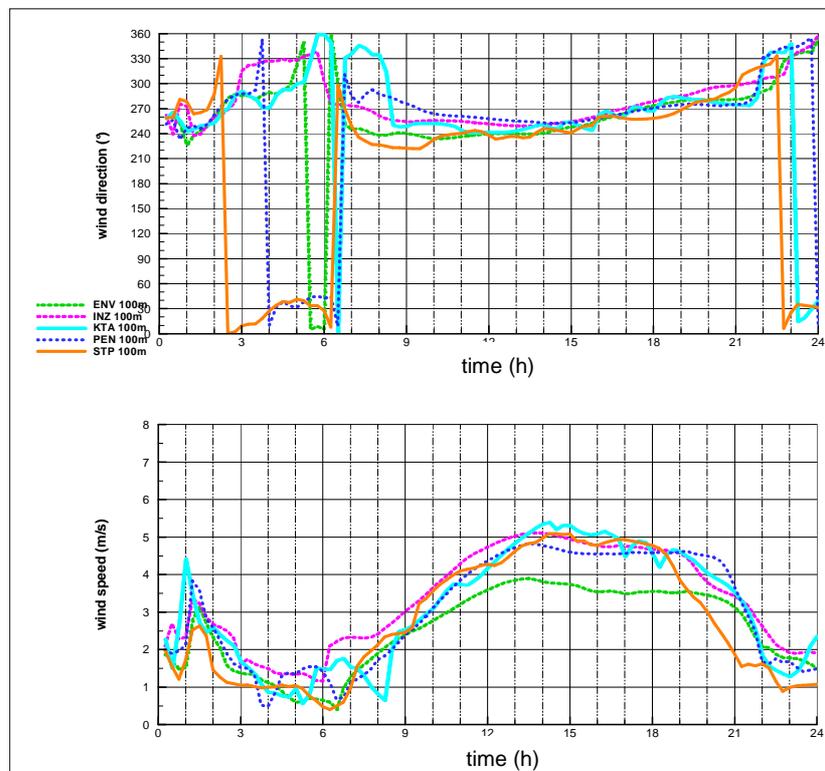


Figure 175 Direction et vitesse du vent simulé par ARPS 100m, le 27 juin 2006.

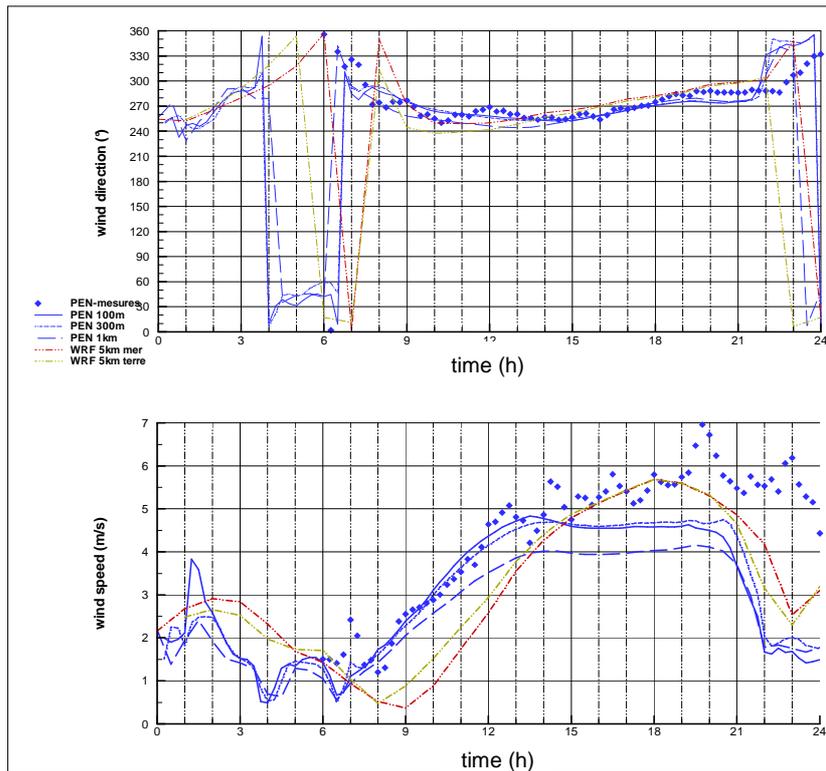


Figure 176 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km, ARPS 300m et ARPS 100m) sur le site PEN (28m), le 27 juin 2006.

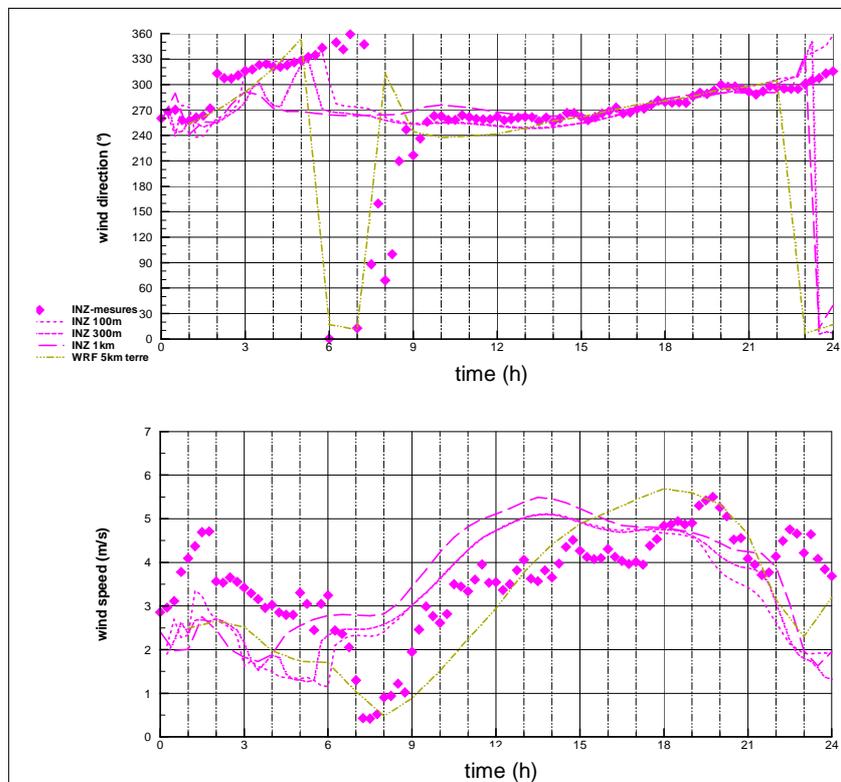


Figure 177 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km, ARPS 300m et ARPS 100m) sur le site INZ, le 27 juin 2006.

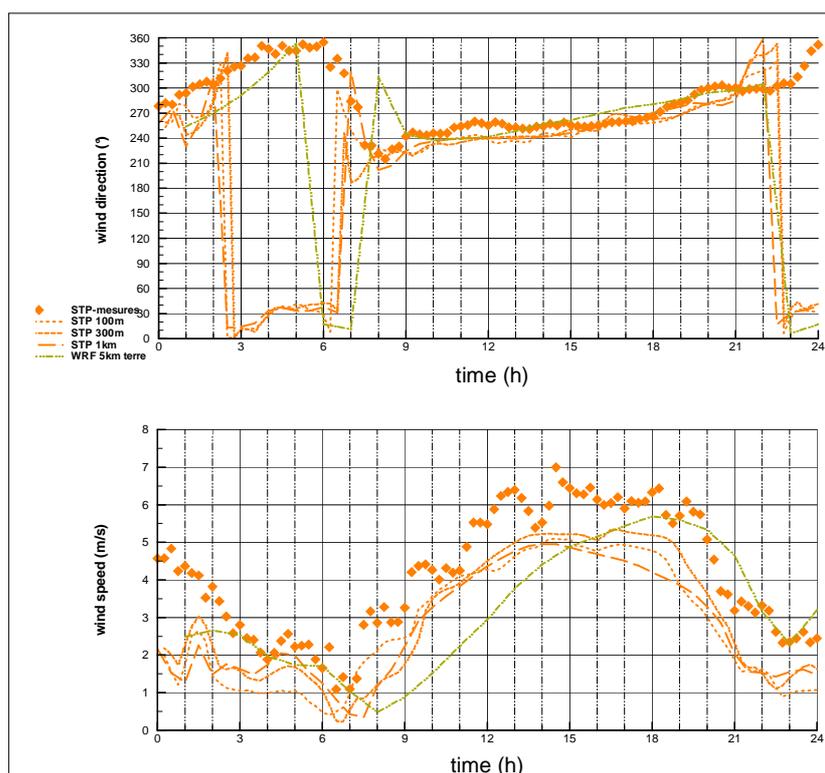


Figure 178 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km, ARPS 300m et ARPS 100m) sur le site STP, le 27 juin 2006.

V.5.1.2 Transition vers la brise marine

Pour les sites STP (Figure 178) et PEN (Figure 176), les simulations ARPS, et ARPS 100m plus particulièrement, permettent de bien retrouver les secteurs de vent mesurés sur site lors de la toute première phase de l'établissement de la brise marine. En revanche, les différentes simulations ne montrent pas la phase de transition mesurée sur le site INZ (Figure 177) où la direction vient du secteur est (qui correspond à la brise à une très petite échelle spatiale) lors de la première demi-heure de l'établissement de la brise de mer. On peut aussi noter que l'heure de début du thermique (environ 07 UTC) est généralement très bien simulée avec ARPS 100m, à l'exception du site INZ où on observe un décalage d'environ une heure, la simulation étant en avance par rapport aux mesures. La simulation WRF 5km, quant à elle, prévoit le début de la brise avec un retard de 1 à 2 heures selon le site. Ce décalage semble cohérent avec la résolution à 5 km qui est trop grossière pour simuler un phénomène dont l'extension horizontale est de l'ordre de grandeur de quelques centaines de mètres. La simulation du phénomène thermique par WRF 5km n'intervient que lorsque ses dimensions caractéristiques dépassent l'ordre de grandeur du kilomètre.

V.5.1.3 Brise marine.

Sur les trois sites présentés sur la Figure 174, la vitesse de la brise marine observée augmente jusqu'à 1430 UTC. L'intensité maximale est atteinte dans la simulation ARPS 100m entre 1330 et 1430 UTC selon le site (Figure 175).

A partir de 1430 UTC on observe un « plateau » plus ou moins marqué selon le site : la vitesse reste à peu près constante jusqu'à 17 UTC. Durant cette phase la vitesse vaut environ 4 m s^{-1} à INZ, $5,5 \text{ m s}^{-1}$ à PEN et 6 m s^{-1} à STP. Ce plateau n'est pas simulé par WRF 5km mais est bien représenté dans les différentes simulations ARPS. Les valeurs atteintes dans la simulation ARPS 100m sont : $4,8 \text{ m s}^{-1}$ à INZ, $4,5 \text{ m s}^{-1}$ à PEN et 5 m s^{-1} à STP. De 18 à 1930 UTC on mesure un pic de vitesse, en particulier sur les sites INZ et PEN, la vitesse maximum est mesurée à PEN à 1945 UTC (7 m s^{-1}). Ce pic n'est pas simulé par ARPS, alors que la simulation WRF 5km montre un maximum de la vitesse du vent atteint à 18 UTC qui est en meilleur accord avec les observations des sites INZ et PEN que les simulations ARPS.

Les simulations ARPS ont reproduit la première phase de la brise marine mieux que WRF 5km mais l'intensité de la brise est légèrement sous-estimée en deuxième partie d'après-midi. Ce défaut est probablement en partie lié au forçage issu de WRF 5km qui est lui-même moins intense que les mesures.

V.5.1.4 Analyse de la transition vers la brise de terre

A partir de 20 UTC la rotation du vent à droite associée à une chute des vitesses mesurées sur les différents sites correspond à la phase de transition vers une brise de terre. Le vent mesuré à PEN, STP et INZ est d'abord à peu près constant de 20 à 2230 UTC avec une direction proche de 300° . Durant cette plage horaire la vitesse mesurée commence par diminuer jusqu'à 2130 UTC (par exemple de $5,5$ à $3,5 \text{ m s}^{-1}$ à INZ, Figure 174), avant d'augmenter légèrement jusqu'à 2230 UTC pour enfin diminuer jusqu'au milieu de la nuit du 27 au 28 juin. La phase à direction constante (300°) observée n'a pas été parfaitement simulée : les différentes simulations montrent une faible rotation relativement continue vers la droite. Durant cette période où la direction reste constante, un écart quasi constant entre la direction à PEN et les deux sites de STP et INZ a été identifié sur le site. La direction simulée par ARPS 100m (Figure 175) présente également un décalage entre PEN et les autres sites de 20 UTC à 2130 UTC (une vingtaine de degrés plus à gauche).

Sur les sites PEN et INZ, la chute de vitesse simulée (par WRF et ARPS) est plus brutale que celle qui a été mesurée. A STP la chute de vitesse simulée par WRF 5km est proche des mesures.

jour	simulation	vitesse	vitesse	T° air	T° air
		RMSE (m/s)	biais (m/s)	RMSE (K)	biais (K)
27	ARPS 100m	1,66	1,00	2,03	1,83
27	ARPS 300m	1,49	0,95	1,81	1,64
27	ARPS 1km	1,82	1,44	1,85	1,54
27	WRF 5km	1,41	1,01	1,83	1,81

Tableau 19 Ecart-type (RMSE) et biais pour le 27 juin 2006 sur le site PEN. Les statistiques sont calculées sur 24h avec des données quart-horaire à 26m.

Les valeurs statistiques des écarts entre les mesures et les simulations (Tableau 19) sont globalement assez bonnes. On voit que sur l'ensemble du cycle diurne, les simulations à haute résolution n'ont pas apporté de meilleurs résultats statistiques que WRF 5km, alors

que l'analyse de chaque phase l'une après l'autre semblait donner un léger avantage aux simulations ARPS.

V.5.2 Analyse des effets de site lors de la transition brise de nuit/brise de jour

La situation météorologique à l'échelle synoptique (gradient de pression faible générant un léger flux qui à 07 UTC vient du secteur ouest-nord-ouest à 1-2 m s⁻¹) doit théoriquement engendrer un phénomène thermique dont la classification se situe à la limite entre un « quadrant 3 » et un « vent synoptique nul ». La simulation ARPS 100m est en accord avec les données recueillies sur les trois sites de mesure en fonctionnement lors de la transition entre brise de terre et brise de mer (§ V.5.1.2). Nous allons exploiter de ces bons résultats numériques à haute résolution pour analyser de manière qualitative et quantitative les différents effets de sites observés.

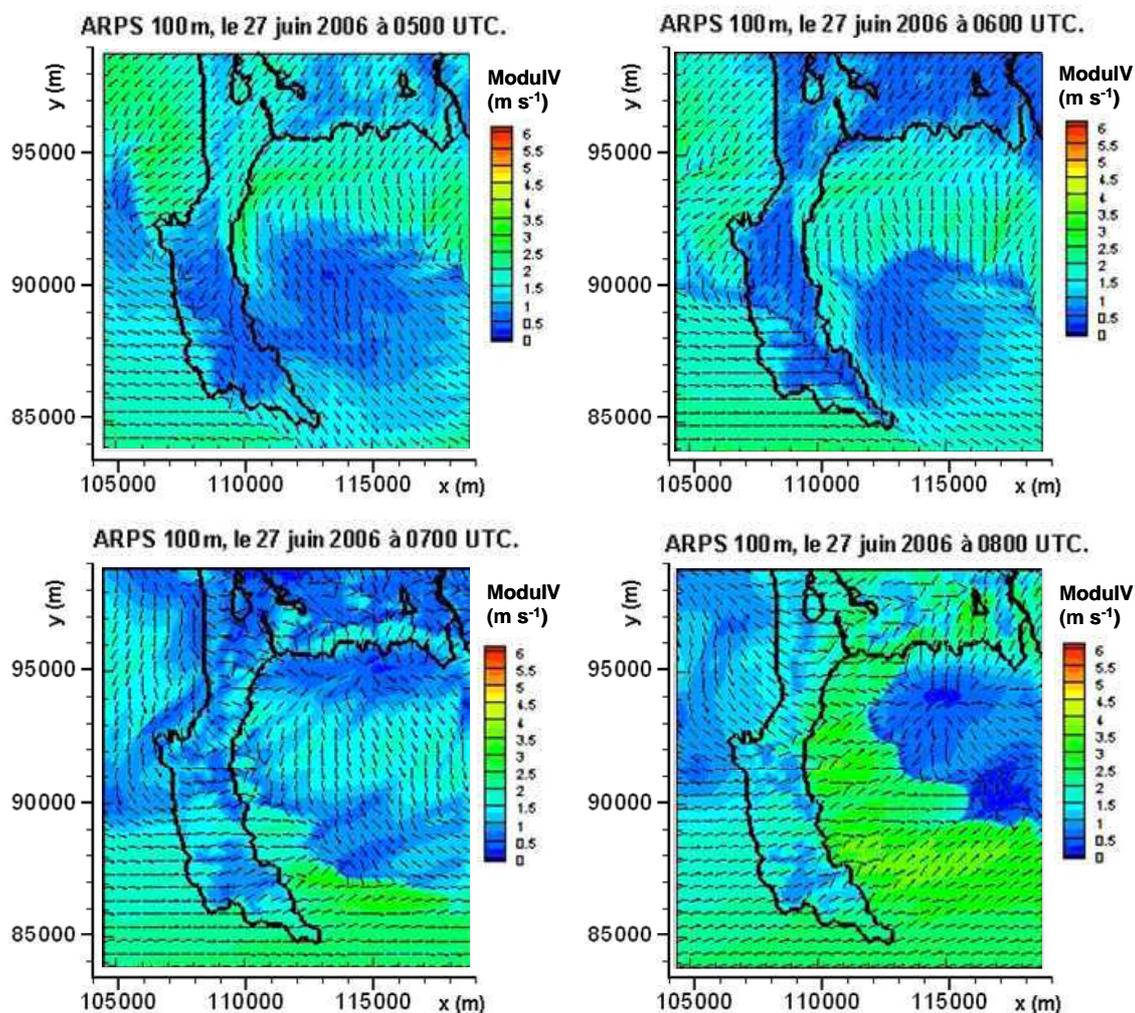


Figure 179 Simulation ARPS 100m le 27 juin 2006 de 05 à 08 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont représentées en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à z=5m.

La simulation ARPS 100m (Figure 179) montre à partir de 06 UTC environ un rapprochement vers la côte du front de brise de terre présent au large de la presqu'île de Quiberon (au sud-ouest et orienté à peu près parallèlement à la côte à une échelle régionale). On peut noter l'apparition d'une bulle de vent faible (de même direction que le vent synoptique) au milieu de la baie. A cette heure la brise de terre simulée par ARPS 300m est confinée près du sol, sous les 100m (Figure 180).

A partir de 07 UTC on voit se développer une composante de brise thermique orientée perpendiculairement à la côte. Localement cette composante thermique a une échelle de l'ordre de grandeur de la centaine de mètres. L'extension horizontale, dans les terres comme en mer, est généralement inférieure à 500 mètres. Cette composante locale n'est pas simulée sur la façade est de la presqu'île de Quiberon. Sur cette façade, ARPS simule un vent de secteur ouest-sud-ouest dont l'intensité est élevée comparativement aux autres mailles du domaine de calcul. Le vent simulé le long de cette côte semble être une composante thermique diurne. Il est difficile de déterminer de manière sûre s'il s'agit de la composante thermique de la façade ouest de la presqu'île dont le front se serait déplacé vers le nord-ouest ou bien s'il s'agit de la brise thermique d'échelle dite « continentale ».

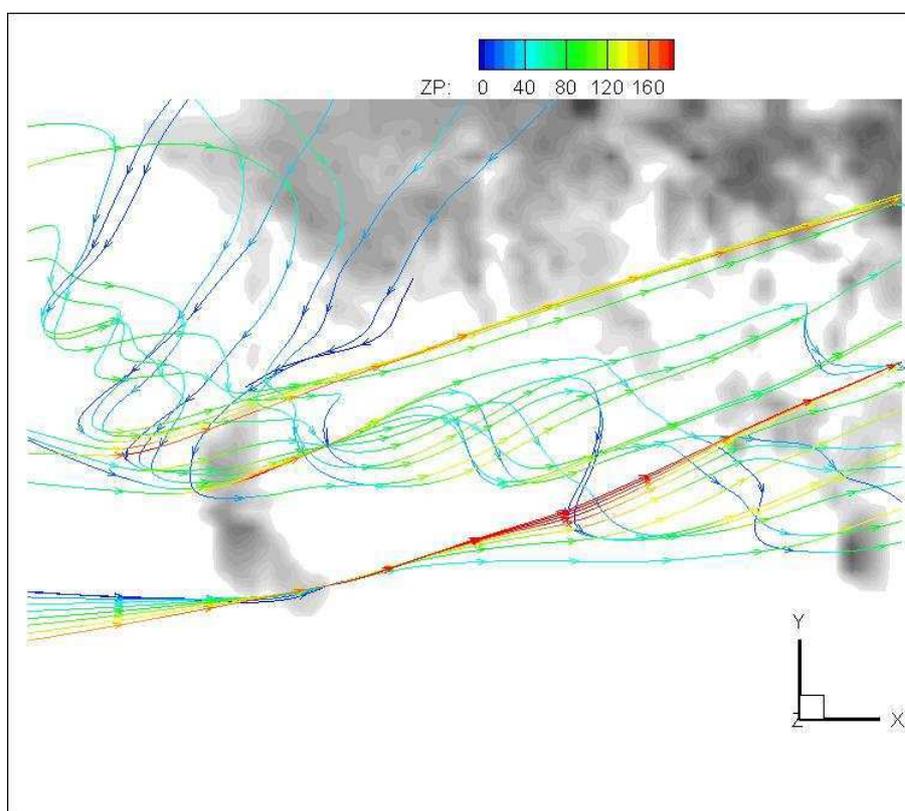


Figure 180 Simulation ARPS 300m, le 27 juin 2006 à 06 UTC. Les lignes colorées correspondent aux lignes de courant, la couleur indique l'altitude (m) du tronçon de la ligne de courant considéré, le relief est en nuance de gris.

Jusqu'à 08 UTC (Figure 179), la bulle de vent synoptique simulée se réduit et dans le même temps elle se déplace vers le nord-est de la baie.

A 0930 UTC la bulle n'existe plus et la baie est sous l'influence du vent de secteur sud-ouest (Figure 181). Il faut noter que depuis 07 UTC et même lorsque ce vent est établi dans toute la baie, l'intensité simulée la plus forte est localisée près de la façade est de la presqu'île, immédiatement en aval de la presqu'île qui représente pourtant

une zone à la rugosité élevée. Cet effet n'avait pas été relevé lors des mesures car nous ne disposons pas de moyens de mesure sur cette zone.

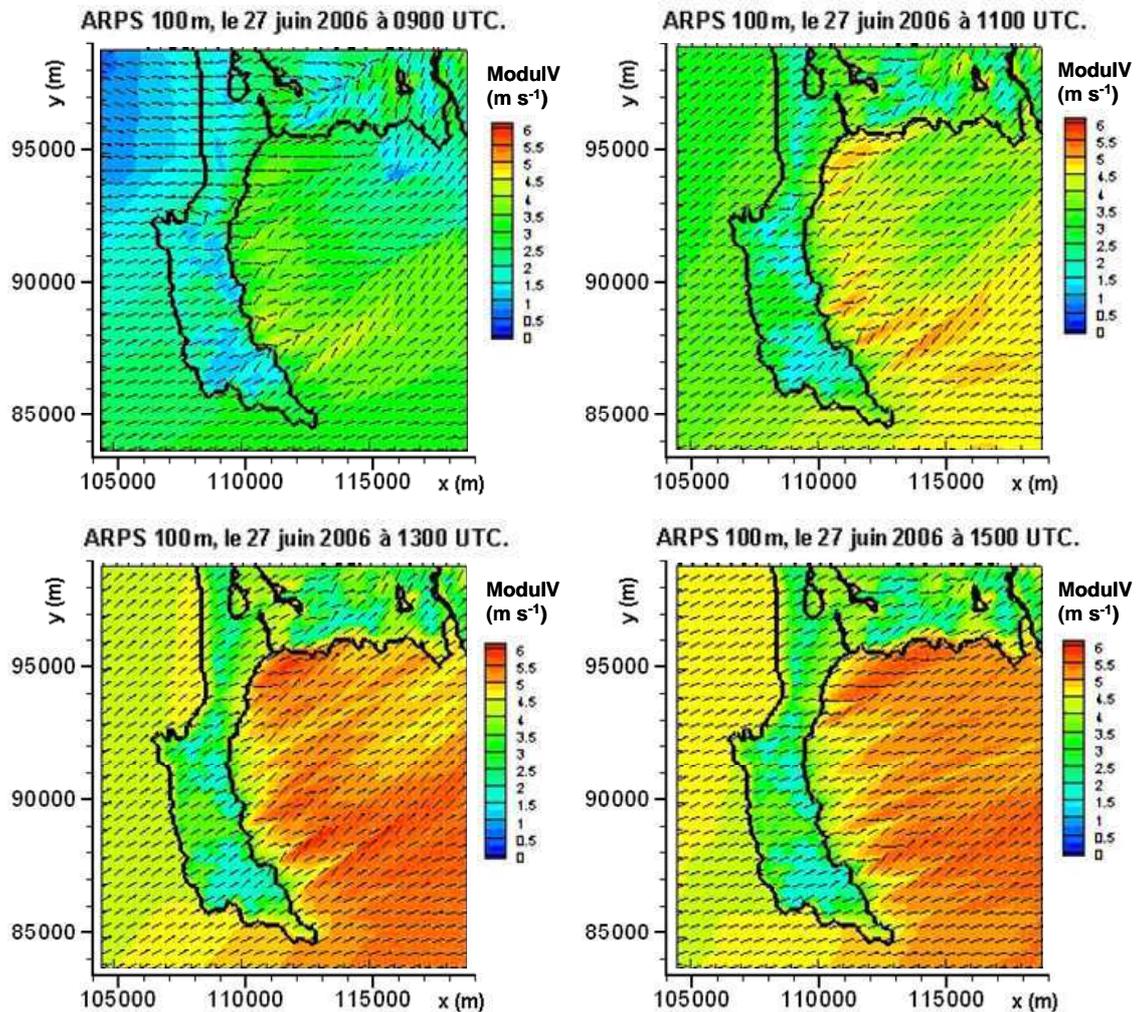


Figure 181 Simulation ARPS 100m le 27 juin 2006 de 09 à 15 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont représentées en couleur et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$.

On retrouve là de manière assez fidèle les observations faites sur les sites INZ, PEN, STP et KTA :

- Une première phase où la brise s'établit de manière locale ;
- Une deuxième phase, après le passage du front de brise de mer : celui-ci passe d'abord à INZ et PEN puis en fond de baie à KTA et STP. Le passage du front de brise simulé (peu après 09 UTC, Figure 181) est plus discret que sur les autres sites car la direction de la composante thermique locale est très proche de la composante « continentale ».

V.5.3 Analyse des effets de site sur la brise établie

A partir de 09 UTC, la composante thermique diurne (de secteur sud-ouest à ouest selon l'endroit) est établie partout sur le plan d'eau. Jusqu'à 14 UTC, le vent le plus fort est localisé sur une bande de 500m à 1000m le long de la façade est de la presqu'île de

Quiberon. Durant toute cette période, la brise est plus forte dans la baie de Quiberon qu'à l'ouest de la presqu'île. Un effet d'accélération entre Belle-île et le continent apparaît dans la simulation ARPS 1km (Figure 182). Ainsi, le forçage latéral est d'intensité plus forte sur la frontière sud du domaine de calcul de ARPS 100m que sur la frontière latérale ouest. Au fur et à mesure que le vent moyen tourne vers la droite en cours de journée, l'entrée d'air au-dessus de l'isthme de Penthièvre, caractérisée par un vent plus à droite que dans le reste de la baie, est de plus en plus importante. A partir de 18 UTC, la différence d'intensité entre l'intérieur de la baie et l'ouest de la presqu'île s'inverse. A 18 UTC le vent est assez homogène sur l'ensemble du plan d'eau, la direction s'approchant d'ouest-nord-ouest.

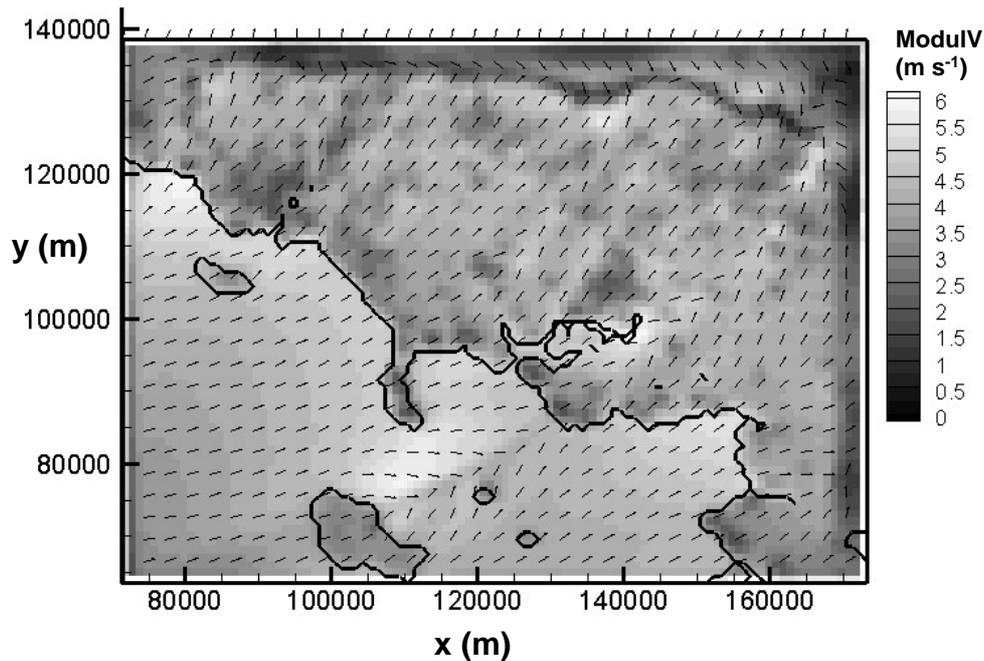


Figure 182 Simulation ARPS 1km le 27 juin 2006 à 14 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont représentées en nuances de gris et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$.

Dans la simulation ARPS 100m, on relève que le vent à STP est plus à gauche que sur les autres sites jusqu'à 19 UTC (Figure 175). Les simulations numériques à très haute résolution nous permettent de quantifier les variations de la direction du vent lors de cet effet de site qui est aussi appelé « effet d'éventail ». Il correspond à la divergence du vent après son passage au niveau de l'isthme de Penthièvre.

V.5.4 Bilan des simulations pour la journée du 27 juin

Lors de cette journée, les simulations à haute résolution (ARPS 100m notamment) se sont révélées particulièrement performantes pour reproduire l'établissement de la brise marine. On a retrouvé la plupart des différences mesurées entre les différents sites : évolutions et déplacements du FBM, « effets de sites », ainsi que la présence d'une phase où la vitesse du vent évolue peu.

V.6 Journée du 28 juin 2006

L'analyse de la situation météorologique à l'échelle synoptique nous avait appris que la journée du 28 juin pouvait être considérée comme une journée de type quadrant 1. Il faut cependant noter que le vent synoptique est très faible : nous sommes donc dans une situation intermédiaire entre une journée de type « quadrant 1 » et une journée de type « vent synoptique nul ».

V.6.1 Comparaison des évolutions temporelles

La journée du 28 juin 2006 n'a pas été simulée avec la résolution horizontale la plus fine (100m) par manque d'heures de calcul au CINES. Nous ne disposons donc pour cette journée que de la simulation WRF 5km et des simulations emboîtées ARPS 1km et ARPS 300m. Il s'agit également de la dernière journée complète de fonctionnement pour les capteurs situés sur les sites STP, PEN et INZ.

De 00 à 05 UTC, la brise de nuit simulée par ARPS 300m (Figure 184) est particulièrement proche des mesures effectuées sur les sites PEN, INZ et STP (Figure 183). Grâce à une résolution horizontale suffisante, les simulations ARPS permettent de reproduire les écarts de vitesse moyenne du vent observés entre les différents sites.

A partir de 05 UTC et jusqu'à 06-07 UTC, on observe une divergence entre la direction simulée par ARPS et les mesures (Figure 185, Figure 186, Figure 187): ARPS simule une rotation à droite au-delà de 60°, tandis que les mesures montrent une rotation à gauche jusqu'à des directions plus à gauche que 360° vers 0630 UTC. A cette heure il existe donc un écart significatif de direction (supérieur à 60°) entre les simulations ARPS et les mesures. Cet écart a de lourdes conséquences car il intervient à l'heure de la transition brise de terre/brise de mer. Il place ainsi les mesures et les simulations dans des positions relatives différentes par rapport à la direction critique (40°-50°) qui détermine le sens de rotation du vent lors de la transition entre brise de terre et brise de mer. Le minimum de vent est atteint vers 06 et 07 UTC sur les sites de mesure en bon accord avec les simulations ARPS pour le site STP. Par contre, pour les mailles correspondant à INZ et PEN, les simulations ARPS sont en retard de 1h à 2h30. De 06 à 10 UTC, la rotation simulée par ARPS est de direction opposée à celle des observations. A partir de 10 UTC, les directions simulées par ARPS convergent à nouveau avec les mesures (écart inférieur à 20°).

De 10 à 20 UTC, ARPS simule mieux la direction du vent que WRF 5km. L'écart entre ARPS 1km et ARPS 300m est inférieur à 10° et la résolution la plus fine ne semble pas significativement plus proche des mesures. Les mesures comme les simulations montrent une lente évolution de la direction vers la droite (40 à 50° entre 10 et 18 UTC). Pendant cette période la vitesse du vent augmente jusqu'à 1630 UTC, alors que dans la simulation ARPS 300m elle augmente jusqu'à 1530 UTC à INZ, jusqu'à 16 UTC à STP et jusqu'à 1730 UTC à PEN. Le maximum de l'intensité de la brise de mer simulée oscille entre 5,5 et 5,8 m s⁻¹ alors que le maximum mesuré varie de 8 à 8,5 m s⁻¹ selon le site.

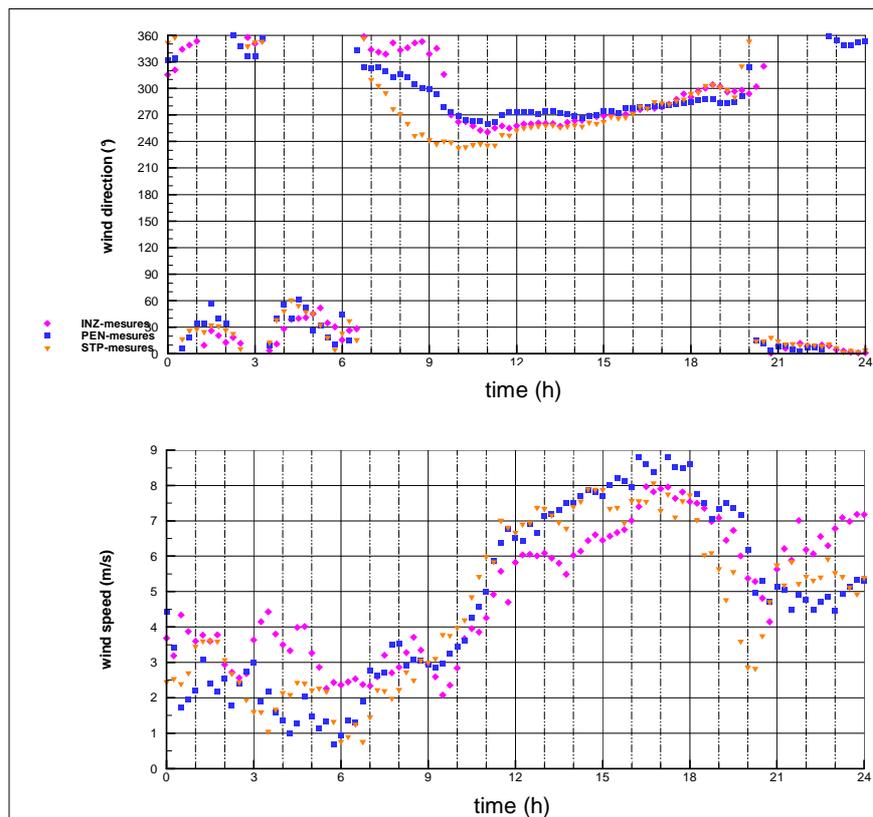


Figure 183 Mesures du vent (vitesse et direction) à INZ, PEN (28m) et STP, le 28 juin 2006.

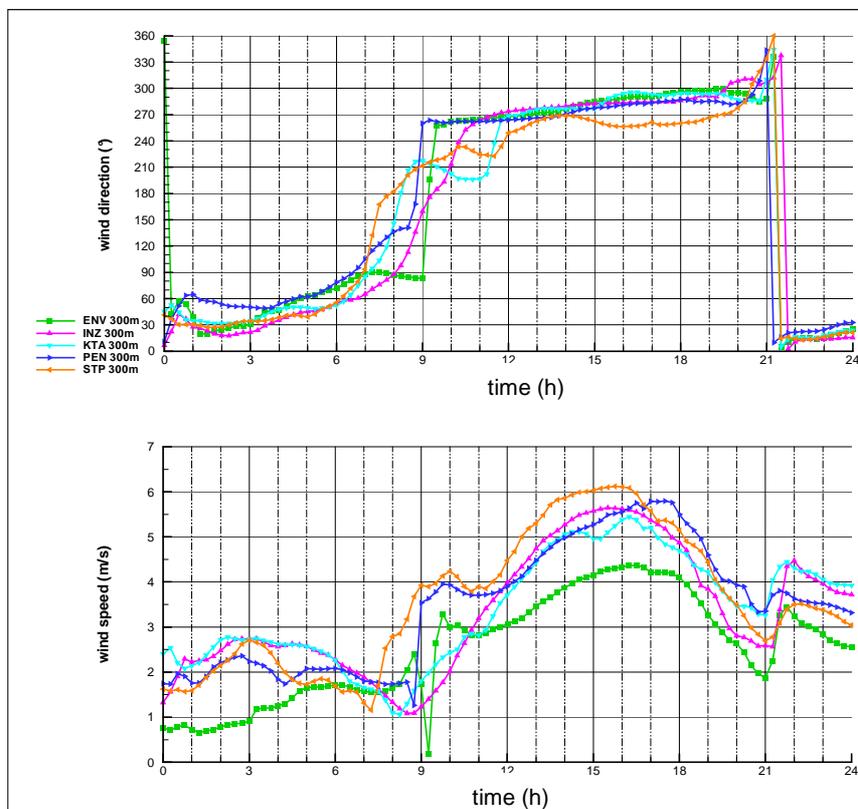


Figure 184 Direction et vitesse du vent simulé par ARPS 300 m, le 28 juin 2006.

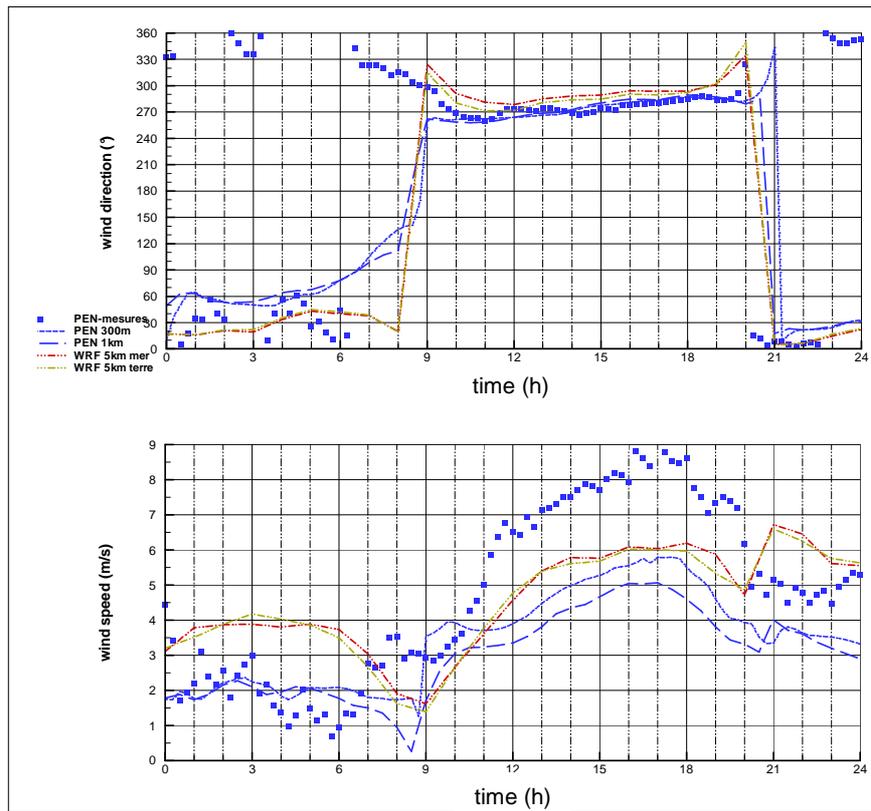


Figure 185 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 300m) sur le site PEN (28m), le 28 juin 2006.

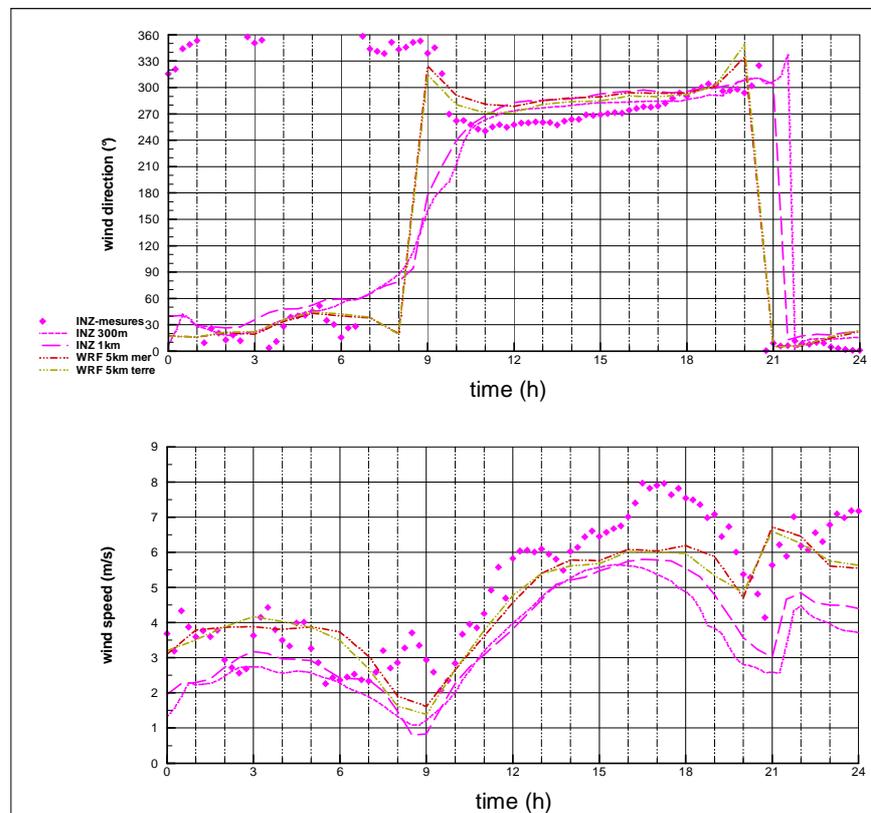


Figure 186 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 300m) sur le site INZ, le 28 juin 2006.

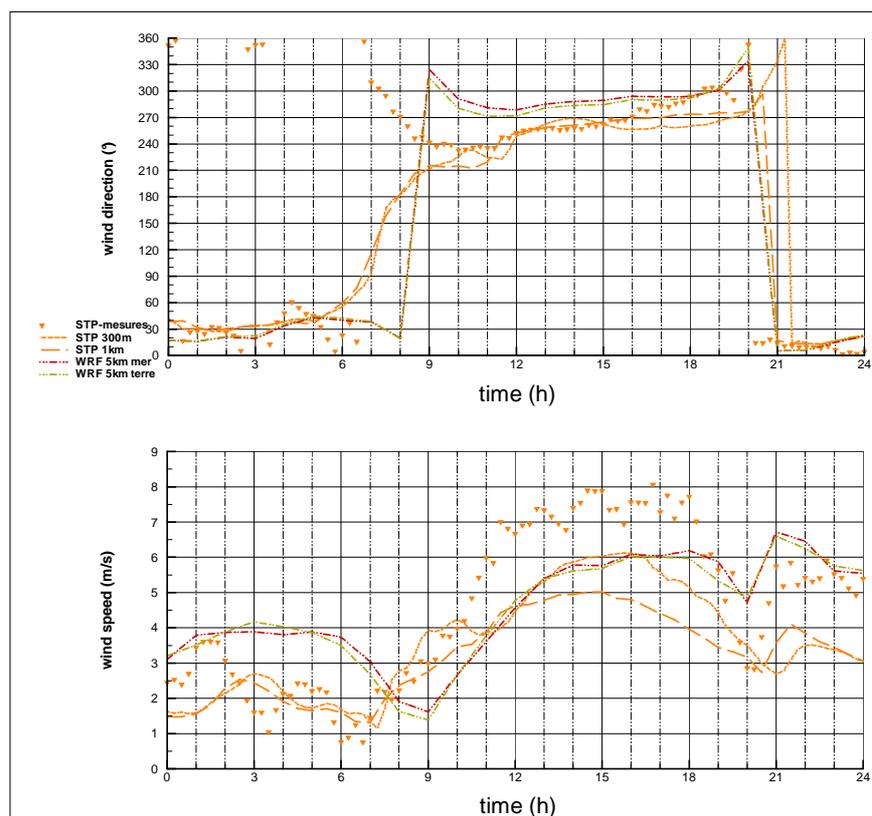


Figure 187 Direction et vitesse du vent mesuré et simulé (WRF 5km, ARPS 1km et ARPS 300m) sur le site STP, le 28 juin 2006.

V.6.2 Analyse de l'établissement de la brise marine

La Figure 188 montre que la brise s'établit d'abord à l'interface terre/mer (entre 07 et 08 UTC). Ce résultat est conforme à la fois aux prévisions de la théorie pour un vent synoptique nul et pour un vent synoptique de quadrant 1.

Entre 08 et 09 UTC on observe un vent perpendiculaire au trait de côte sur tout le rivage. Après s'être établie dans la centaine de mètre près de la côte, la brise se propage au fur et à mesure dans toute la baie. On peut remarquer que le vent simulé est plus faible sur la côte est de la presqu'île que sur le reste de la côte. Une explication pourrait être que le vent synoptique de quadrant 1 pour la côte à l'échelle continentale correspond à un quadrant 4 pour cette section de la côte. Ceci expliquerait que l'on observe un vent plus faible et non perpendiculaire à la côte sur cette section du littoral. La zone de convergence située sur la façade est de la presqu'île correspond assez bien à l'observation faite sur le terrain d'une masse nuageuse très locale (Figure 189) alors que le ciel est dégagé sur le reste de la baie de Quiberon.

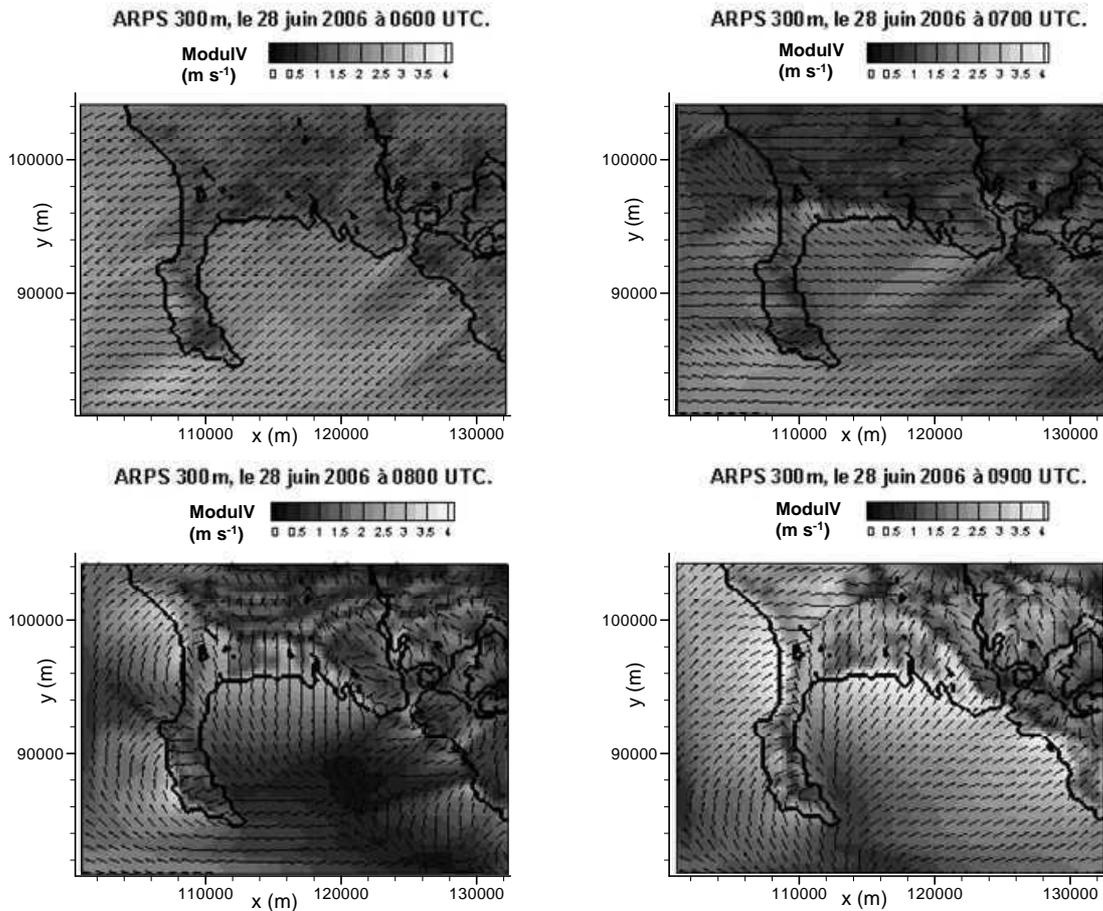


Figure 188 Simulation ARPS 300m le 28 juin de 06 à 09 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont représentées en nuances de gris et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$.



Figure 189 Photo du ciel prise depuis l'ENV le 28 juin 2006 à 0944 UTC. Le cadrage est orienté vers le sud-ouest.

La Figure 190 permet de visualiser un résultat étonnant : alors que l'on s'attend à un flux de retour en altitude (de la terre vers la mer) dévié dans le même sens que le flux synoptique, c'est-à-dire de secteur environ nord-ouest, la simulation fait apparaître un retour en altitude (en rouge sur la Figure 190, au-delà de 250m) globalement de secteur est.

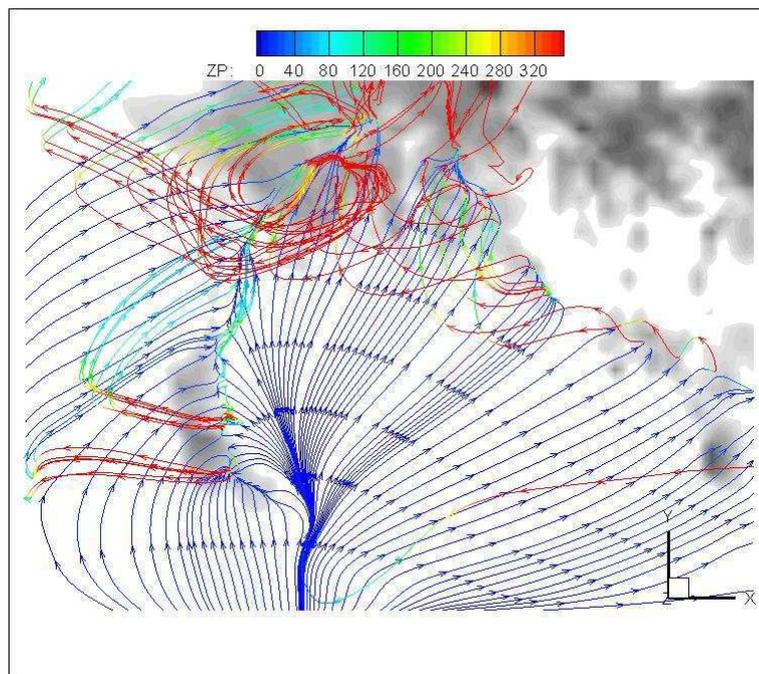


Figure 190 Simulation ARPS 300m, le 28 juin 2006 à 09 UTC. Les lignes colorées correspondent aux lignes de courant, la couleur indique l'altitude (m) du tronçon de la ligne de courant considéré, le relief du terrain est en nuance de gris.

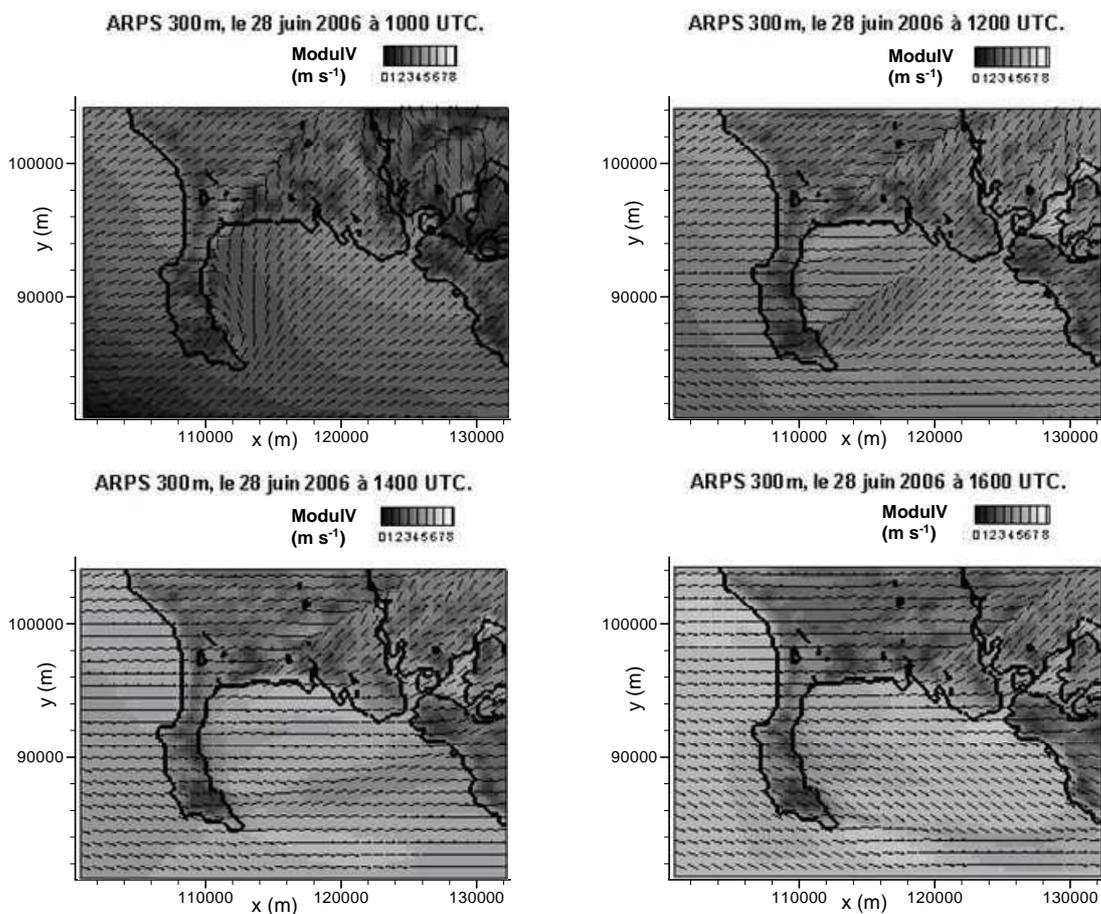


Figure 191 Simulation ARPS 300m le 28 juin de 10 à 16 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal (m/s) sont représentées en nuances de gris et les vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$.

La Figure 191 permet de suivre la transition entre la brise marine à une échelle locale (d'un ordre de grandeur de quelques centaines de mètres) et la brise à l'échelle régionale. On observe en effet à partir de 12 UTC l'entrée de brise marine en baie de Quiberon par l'isthme de Penthièvre. A 16 UTC la simulation ARPS 300m nous montre la représentation classique d'une brise de mer établie : la direction moyenne en baie de Quiberon se situe entre 280° et 300° et on simule bien un vent plus à droite à l'ouest de la baie (300°) qu'au nord de la baie (inférieur à 270°), caractéristique de l'effet d'éventail en baie de Quiberon.

La Figure 192 montre l'établissement de la brise marine à une échelle régionale (simulation ARPS 1km). On retrouve bien l'évolution prévue (Figure 18), avec un établissement près de la côte dans un premier temps qui s'étend ensuite plus au large, le vent le plus fort étant simulé au plus près de la côte. La Figure 192 permet également d'observer le déplacement dans les terres du front de brise de mer : à 13 UTC celui-ci se situe entre 10 et 25 km de la côte.

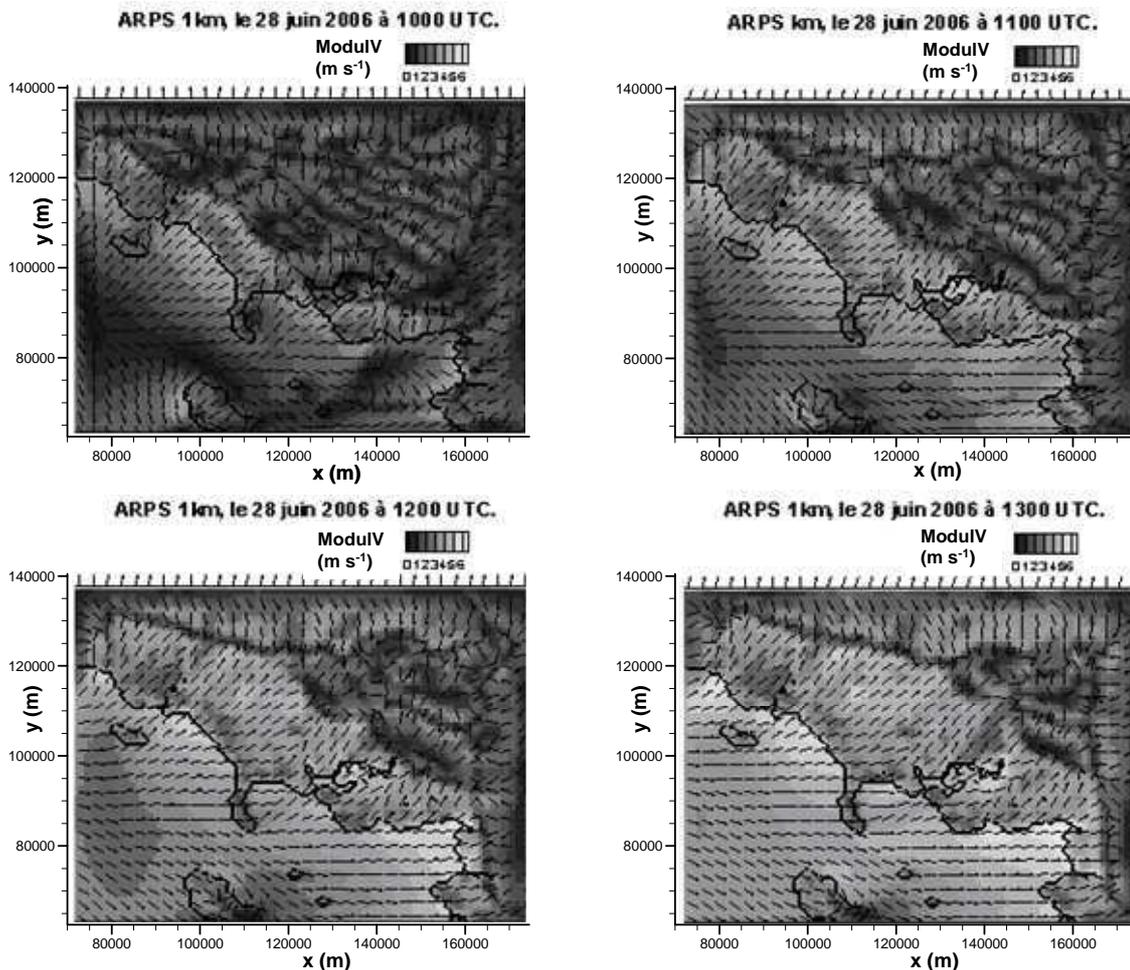


Figure 192 Simulation ARPS 1km le 28 juin de 10 à 13 UTC. Les isovaleurs du module du vent horizontal sont en nuances de gris et vecteurs indiquent la direction du vent horizontal à $z=5m$.

Sur la Figure 194 la position du FBM est mise en évidence grâce à la représentation simultanée du vent horizontal et du vent vertical. Les Figure 193 et Figure 194 montrent que la position du front de brise en milieu d'après-midi (environ 16 UTC) est bien simulée par ARPS 1km.



Figure 193 Image satellite visible, le 28 juin 2006 à 1636 UTC.

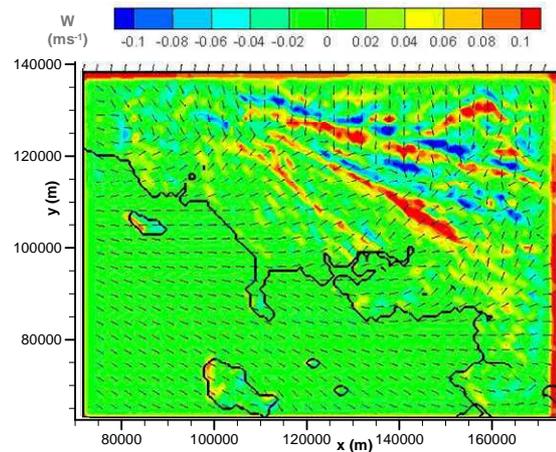


Figure 194 Simulation ARPS 1km, isovaleurs de la composante verticale du vent en couleurs et vecteurs vent horizontal en noir, le 28 juin à 16 UTC

V.6.3 Bilan des simulations pour la journée du 28 juin

Nous retrouvons ici le problème déjà rencontré précédemment qui découle d'une mauvaise simulation de la brise de terre. L'écart entre les directions observées et simulées a des conséquences sur la simulation de la transition brise de terre/brise de mer : ARPS simule une rotation à droite, alors que le vent mesuré tourne à gauche. Cependant à partir de 10 UTC l'ensemble des simulations convergent à nouveau avec les mesures. A partir de cette heure les résultats de ARPS sont satisfaisants et permettent de retrouver les effets de site comme « l'éventail » en baie de Quiberon. La position du FBM dans les terres est particulièrement bien simulée.

V.7 Synthèse sur la micro-météorologie en baie de Quiberon

V.7.1 Transition de la brise de terre à la brise de mer

La transition entre la brise de terre et la brise de mer est une phase qui semble particulièrement difficile à simuler. L'une des caractéristiques marquantes de cette phase est le sens de la rotation du vent et sa reproduction est un critère de qualité de la simulation. Les résultats de la campagne de mesure montrent des sens de rotation qui varient d'un jour à l'autre. Nous avons fait l'hypothèse que le principal facteur déterminant le sens de rotation était le vent synoptique. Or nous avons vu que pour deux journées soumises à un vent synoptique issu du même quadrant, nous observons deux sens de rotation opposés. Par exemple le 17 juin et le 28 juin sont deux journées classifiées comme « quadrant 1 » et pourtant on observe une rotation à droite le 17 juin et une rotation à gauche le 28 juin. Cette remarque ne signifie pas pour autant que le vent synoptique

n'influence pas le sens de rotation mais plutôt qu'une classification du vent synoptique en 4 quadrants est trop grossière, ou que nous avons mal déterminé le quadrant du vent synoptique pour certaines journées. Comme évoqué au § III.2.4.2, le 17 juin était à la limite du quadrant 2, ce qui justifierait une rotation à droite. Cette dernière hypothèse ne doit pas être négligée car il est effectivement délicat de déterminer la direction du vent synoptique lorsque celui-ci est faible, ce qui était globalement le cas lors des journées étudiées, d'autant plus que nous ne disposons pas de point de mesures à haute altitude (au-delà de 1000m) sur le domaine d'étude.

Les mesures effectuées le 27 juin montrent deux sens de rotations différents (à gauche à PEN et STP, à droite à INZ, III.2.5.5.2). La principale différence entre ces sites est l'orientation de la côte à une échelle de l'ordre de grandeur de la centaine de mètre. On peut donc en déduire que pour espérer simuler correctement la phase de transition, il est nécessaire d'utiliser des résolutions bien inférieures au kilomètre sur une côte découpée comme celle que nous étudions. Nous avons cependant observé que l'utilisation de très hautes résolutions n'est pas suffisante en elle-même : le forçage sur les frontières du domaine et l'initialisation sont également déterminants. Dans nos simulations WRF, la brise de terre a le plus souvent été sous-estimée, le forçage utilisé dans les simulations ARPS est donc biaisé. Cette constatation confirme l'importance du forçage sur les frontières du domaine de calcul et par là même l'importance du vent synoptique dans l'établissement des brises thermiques.

V.7.2 Etablissement de la brise marine

Les six journées étudiées grâce aux simulations numériques ont permis d'explorer différents types de forçage météorologique à grande échelle sur la région de Quiberon, représentatifs de la période estivale. Pour l'étude des phénomènes thermiques à l'interface terre/mer, la classification des journées selon la méthode des quadrants se révèle relativement commode pour étudier l'influence des conditions synoptiques. C'est notamment cette méthode que nous retenons ici pour faire le bilan de l'établissement de la brise marine (ou du renforcement thermique diurne).

V.7.2.1 Journées de quadrant 3

Nous avons étudié deux journées caractérisées comme étant de quadrant 3. Lors de ces deux journées nous avons observé à chaque fois un bon accord entre les résultats des simulations et les mesures. Cependant nous pouvons noter deux comportements différents dans l'établissement de l'effet thermique le 22 et le 27 juin.

Le 27 juin, lors de l'établissement du renforcement thermique le vent se renforce d'abord dans la partie ouest de la baie de Quiberon. Nous n'observons pas (et ne simulons pas) ce phénomène le 22 juin. La principale différence entre le 22 et le 27 juin est la vitesse du vent synoptique. Le faible vent synoptique du 27 juin a entraîné une chute quasi-complète du vent lors de la transition et nous avons donc mesuré la rotation du vent présent durant la nuit jusqu'à une brise thermique à échelle locale, la loi du « plus court chemin » induisant des sens de rotations différents selon les sites. La journée du 27 juin se rapproche ainsi d'avantage de la description d'une brise marine avec un vent synoptique nul que d'une

journée de quadrant 3. La journée du 22 juin est quant à elle très caractéristique d'un renforcement thermique lié à un vent synoptique de quadrant 3. Cette observation montre encore une fois que de petites variations du forçage synoptique peuvent avoir de fortes conséquences sur l'établissement d'un effet thermique.

V.7.2.2 Journées de quadrant 1 ou quadrant 1-2

Les 17, 23 et 28 juin nous mesurons deux sens de rotation différents lors de la transition. Pour chacune des journées la simulation WRF 5km simule le bon sens de rotation, alors que les différentes simulations ARPS simulent un sens opposé.

Le 17 et le 23 juin, la direction du vent synoptique est supérieure à 40° (Tableau 4 et Tableau 5), alors que le 28 juin elle est plus proche du secteur nord. Cette petite différence de forçage semble être la cause des différences de sens de rotation observées. La direction critique pour obtenir un sens de rotation ou l'autre semble se situer à la frontière séparant le quadrant 1, qui entraîne une rotation à gauche et le quadrant 2, qui induit une rotation à droite. Nous pouvons noter que c'est également autour de cette frontière que nos simulations diffèrent, en accord avec la théorie des quadrants. Il est intéressant de noter que plusieurs paramètres interviennent dans la détermination du sens de rotation :

- La direction du vent synoptique,
- La force du vent synoptique,
- L'historique du vent en fin de nuit, lui-même perturbé par le vent synoptique,
- L'orientation de la côte pour chaque site étudié sachant que l'échelle spatiale à considérer augmente avec le temps lors de la phase d'établissement.

En outre, comme pour tous les phénomènes thermiques, il faut aussi prendre en compte le phénomène générateur, le gradient de température entre terre et mer, qui peut varier d'une journée à l'autre.

Les gradients de la vitesse du vent mesurés et simulés sur les différents sites confirment que l'établissement est un phénomène dont l'échelle descend jusqu'à la centaine de mètres.

Lorsque le phénomène thermique devient prépondérant, ce qui a été le cas pour toutes les journées étudiées sauf le 16 juin, l'échelle augmente jusqu'à la dizaine de kilomètres. A ce stade les effets thermiques simulés sont quasiment homogènes sur nos domaines de calcul et les différences de vitesses et de directions observées sur les différents sites sont liées à des effets locaux dont l'échelle varie selon le découpage de la côte.

V.7.3 Brise marine établie

Plusieurs paramètres peuvent être retenus pour caractériser une brise marine :

- La distance de propagation du front de brise dans les terres,
- La vitesse verticale au niveau du front de brise,
- L'intensité maximale du vent horizontal,
- La nébulosité associée.

Nous avons choisi de sélectionner des critères en rapport avec les préoccupations des régatiers, et nous regardons donc la vitesse maximale de la brise, moyennée sur 15 minutes, la direction, ainsi que l'heure d'occurrence. Ces caractéristiques sont pertinentes pour les régatiers car elles peuvent par exemple influencer sur le choix des voiles à utiliser et à embarquer à bord du voilier. Ces critères issus de l'observation et de la simulation numérique sont donnés dans le Tableau 20 excepté pour le 16 juin qui est marqué par des effets d'échelle synoptique.

On note encore une fois que la méthode des quadrants est un bon outil d'analyse des journées marquées par des effets thermique.

La journée du 17 juin est donnée à titre indicatif, même si elle est à considérer séparément car les conditions n'étaient pas réunies pour assister à un phénomène thermique conséquent (stabilité de l'atmosphère, températures, historique des précipitations, etc.).

Pour les quatre dernières journées on peut en revanche dégager certaines généralités. Le maximum simulé est en moyenne 2 m s^{-1} plus faible que le maximum mesuré. Le maximum intervient plus tôt dans l'après-midi pour les journées de quadrant 3 (22 et 27 juin) que pour les journées de quadrant 1 ou 2 (17, 23 et 28 juin). L'heure du maximum simulé (par ARPS) est toujours en avance par rapport aux mesures (de 30 min à 2 heures).

Jour (juin 2006)	Mesures			ARPS		
	Vitesse max (ms ⁻¹)	Direction (°)	heure	Vitesse max (ms ⁻¹)	Direction (°)	heure
17	6,5	220-270	17:00	7,2	320	21:00
22	9,5	270	15:30	7,5	260	13:30
23	7	280	16:30	4,8	240-300	15:30
27	7	250	14:30	5,3	250	14:00
28	8,8	280	17:00	6,2	280	16:00

Tableau 20 Vitesses maximales atteintes par la brise, direction et horaire correspondants.

V.8 Bilan de l'analyse des simulations

La comparaison des mesures avec les différentes simulations effectuées a été très riche à différents niveaux. Un des objectifs était de valider l'utilisation de ARPS pour simuler des journées estivales (avec un risque d'occurrence de brise élevé) sur une côte complexe comme celle de la baie de Quiberon et avec une résolution suffisamment fine (de l'ordre de la centaine de mètres). Les besoins en termes de temps de calcul de telles simulations ont exigé de mettre en place un processus d'emboîtement des simulations qui incluait notamment l'utilisation de WRF sur un domaine de taille régionale (maillage horizontal de 5km). Selon le point de vue adopté, on peut valider les résultats obtenus par ARPS ou au contraire ne pas constater d'apport particulier par rapport aux simulations à plus grande échelle. L'évaluation statistique par le calcul de la RMSE et du biais pour les différentes simulations ne permettent pas de justifier le coût supplémentaire en temps de calcul exigé par la haute-résolution (ARPS 100m). Et pourtant les phases clés du point de vue d'un régatier telles que l'établissement de la brise, ou le développement d'effets de site locaux ne sont pas simulées par WRF (ou avec une résolution trop grossière pour être exploitées). Sur ces sujets l'apport des simulations ARPS avec des résolutions de l'ordre de grandeur de la centaine de mètres est indéniable. Il faudrait néanmoins envisager une analyse de ces

simulations avec d'autres moyens : les moyennes au quart d'heure ne permettent pas de valoriser complètement les améliorations apportées par la très haute résolution, l'étude des champs de vent instantanés ou l'étude des flux turbulents pourraient prouver la supériorité des simulations à très haute résolution.

Le principal échec réside dans la simulation des phases de transition de la brise nocturne à la brise diurne : les simulations ARPS ne se sont pas montrées performantes sur ce point précis. Même si notre échantillon de journées est restreint, il semblerait au premier abord que WRF réussisse mieux sur ce point. Cependant les simulations WRF 5km montrent des défauts inévitables car nous simulons avec une résolution horizontale de 5 km certains phénomènes physiques dont l'échelle caractéristique est inférieure au kilomètre. En utilisant ces résultats imparfaits comme forçage de nos simulations ARPS, nous introduisons des erreurs qui peuvent éventuellement s'amplifier (c'est ce qui semble se passer lors de la transition entre la brise nocturne et la brise diurne).

Le second objectif majeur consistait à mieux appréhender les différents effets de sites propres à la baie de Quiberon ainsi que les effets thermiques qui viennent s'y mêler. A cet effet l'analyse de la campagne de mesure a permis d'apporter des débuts de réponses à certaines questions. Une base de données établie sur une quinzaine de journées se révèle cependant insuffisante d'un point de vue statistique pour valider des théories de manière absolue. Paradoxalement la comparaison mesures/simulations dont la période est réduite à 6 journées s'est révélée plutôt plus riche en termes de conclusions. En effet, après avoir identifié les épisodes météorologiques bien simulés par comparaison avec les mesures, nous avons pu examiner l'ensemble du champ de données 3D couvrant le domaine de calcul. Cette méthode permet d'explorer, en émettant les réserves de rigueur sur la précision des résultats, les phénomènes thermiques ou les effets de site particulièrement compliqués à analyser avec seulement quelques points de mesures. Nous avons ainsi pu visualiser le déplacement des fronts de brise, mesurer l'épaisseur verticale des cellules de brise marine, quantifier l'effet d'accélération (et de rotation induite par effet de Coriolis) dans l'axe des rivières par vent de terre. Si certains effets de site sont apparus de manière évidente dans les résultats des simulations, comme l'effet d'éventail de vent en baie de Quiberon par vent de secteur ouest, d'autres effets qui étaient pourtant prévus par la bibliographie se sont montrés imperceptibles (effets de côte à gauche ou à droite par exemple), probablement à cause du découpage complexe de la côte de Quiberon qui empêche de discerner certains effets qui se conjuguent. Une approche complémentaire consisterait à réaliser des simulations de même type sur une côte fictive (rectiligne par exemple pour étudier les « effets de côte à gauche ou à droite »).

VI Conclusion

Les phénomènes météorologiques les plus difficiles à appréhender sur le site d'étude de la baie de Quiberon sont sans aucun doute les brises thermiques, et plus particulièrement les phases d'établissement et de transition entre les effets diurnes et les effets nocturnes. Lors de notre étude nous nous sommes donc orientés plus particulièrement vers cet aspect de la micro-météorologie en baie de Quiberon.

L'étude bibliographique nous a montré qu'il existe assez peu de publications scientifiques à propos du comportement des brises thermiques sur des côtes complexes sous l'influence d'un vent synoptique. Cette problématique soulève pourtant de nombreuses questions liées à des applications pratiques : les régates qui constituent la base de notre étude en sont un bon exemple, mais on pourrait aussi envisager des études de dispersion de polluant, d'implantation d'éoliennes, la construction d'un ouvrage portuaire ou pétrolier, etc.

Les informations les plus précises dont nous disposons sur le sujet de l'interaction entre le vent synoptique et les brises thermiques sont la plupart du temps d'origine relativement empirique. Une approche basée sur l'orientation du vent synoptique par rapport à la côte existe néanmoins dans quelques articles, mais ils se limitent généralement à distinguer deux cas extrêmes : le vent de terre et le vent de mer. Un seul article mentionne une asymétrie engendrée par la force de Coriolis mais sans s'appuyer sur une campagne de mesure ou des simulations. Les interactions entre le vent synoptique et les brises thermiques sont décrites de manière plus détaillée dans les ouvrages de D. Houghton (en anglais) et J.-Y. Bernot / D. Wisdorff (en français). Leurs descriptions font appel à une classification des interactions selon quatre orientations (« quadrants ») du vent synoptique par rapport à la côte. Nous avons choisi de reprendre cette classification issue de météorologues spécialisés en régates comme ligne directrice pour l'analyse de la campagne de mesure menée sur le site de Quiberon en juin 2006.

Lors de cette campagne de mesure, nous avons rencontré des conditions météorologiques assez variées, allant de situations favorables à l'établissement d'une brise marine à un passage dépressionnaire caractérisée par du vent d'origine synoptique. Cependant l'éventail des conditions rencontrées n'est pas exhaustif et la durée de la campagne a été trop courte pour espérer valider de manière statistiquement fiable les outils de prédiction tels que la « méthode des quadrants ». L'utilisation de cet outil s'est pourtant révélée pertinente dans le cadre de l'analyse de la campagne de mesure. Nous avons bien retrouvé des évolutions du vent liées à des effets thermiques diurnes caractéristiques de chacun des quadrants. La principale limite de cet outil est liée aux changements du vent synoptique. En effet le vent synoptique réel varie au cours de la journée : il peut changer de quadrant plusieurs fois en quelques heures, mais il peut aussi faiblir ou se renforcer, ce qui peut nous amener à revenir à une situation de « vent synoptique nul », ou au contraire à une situation d'un vent synoptique trop fort pour permettre l'établissement de la brise marine. Ces variations du vent synoptique ont d'autant plus d'importance qu'elles sont aussi parfois accompagnées de variations de la nébulosité qui provoquent des perturbations du phénomène générateur de la brise. Un autre paramètre limite la vérification de la méthode des quadrants : il s'agit du découpage complexe de la côte. Les quadrants sont en effets définis par rapport à un trait de côte censé être rectiligne, mais la réalité est bien différente

sur le site de Quiberon. Nous avons dû faire le choix d'une échelle de grandeur caractéristique des phénomènes de brise, soit plusieurs dizaines de kilomètres. Ce choix est pertinent lorsque la brise marine dite « continentale » est bien établie mais en procédant ainsi on minimise partiellement l'analyse de l'établissement de la brise sur tous les tronçons de la côte qui ne sont pas parallèles au trait de côte à échelle régionale choisi pour définir les quadrants. C'est typiquement le cas de la façade est de la presqu'île de Quiberon.

Un autre point est ressorti de l'analyse des mesures, il s'agit de la hiérarchisation des effets d'échelle locale : la bibliographie sur les différents effets de côte mentionne peu l'importance relative des effets locaux. Lors de la campagne de mesures nous avons pu voir la prédominance de certains des effets listés dans la bibliographie. En période estivale, l'effet local le plus influant sur cette zone d'étude est la brise thermique. Ce phénomène peut engendrer des rotations complètes du vent ainsi que des vitesses bien supérieures au vent synoptique. Les autres effets ne peuvent que modifier légèrement le vent en force et en direction. Les effets dits de « côte à gauche » et « côte à droite » sont passés inaperçus sur les points de mesure en mer, leur éventuelle existence étant noyée dans les autres effets de site majeurs (brises et reliefs notamment). La vérification de ce type d'effet exigerait une instrumentation assez dense le long d'une côte rectiligne, qui n'existe pas sur notre site d'étude qui présente un trait de côte complexe. Cette hiérarchisation des effets doit cependant être relativisée compte tenu de la durée de la campagne de mesure : nous avons probablement connu une période avec des basses couches de l'atmosphère plutôt instables, ce qui explique la présence d'effets thermiques marqués, alors que les autres effets se révèlent mieux dans une atmosphère plus stable.

L'analyse de la campagne de mesure a permis de confirmer, que l'on pouvait retrouver sur notre site d'étude les principaux effets météorologiques d'échelle locale abordés dans la partie bibliographique. Nous avons également pu pondérer l'influence des différents effets pour cette côte complexe de relief modéré en période estivale. La base de données qui a été constituée est donc un bon repère pour juger de la qualité des résultats de nos simulations numériques sur quelques journées choisies.

Le choix des journées à simuler a été fait à partir de plusieurs critères : la présence de phénomène de brise et le bon fonctionnement des acquisitions de données sur les sites de mesure sont les deux principales raisons qui nous ont amené à choisir de simuler les cycles diurnes du 17, 23 et 28 juin dont l'intérêt était aussi de présenter des sens de rotation du vent différents lors de l'établissement de la brise marine. Afin d'initialiser au mieux les simulations, nous avons choisi de débiter la simulation 24 heures en amont, soit des simulations de 48 heures. Ceci nous a permis de simuler par la même occasion des journées que nous n'avions pas retenues lors de la première sélection mais qui se sont révélées très instructives.

Une étude préliminaire à la campagne (Herlédant, 2004) avait montré l'importance de la résolution spatiale et de la qualité de la description du mode d'occupation des sols dans la prévision des brises thermiques en site complexe. Nous avons notamment observé des différences notables entre les températures de surface des mailles représentant la ville et de celle représentant la campagne. Nous avons donc construit des fichiers contenant les différentes caractéristiques du sol adaptés aux objectifs fixés. Nous avons utilisé deux bases de données libre d'accès pour renseigner l'ensemble des variables décrivant le sol et le terrain : « BD ALTI 500m » de l'I.G.N. pour le relief de la zone d'étude et CORINE

Land Cover (CLC) pour le mode d'occupation de sols à la résolution de 25 mètres. L'adaptation des données de CLC à notre modèle a nécessité l'utilisation de logiciels de traitement des données de type géographiques comme MapInfo et OrbisGis. L'autre aspect de la modélisation du sol sur la zone d'étude est l'initialisation des variables d'état du sol, en particulier la température et l'humidité. Le modèle ARPS est particulièrement sensible à ce dernier paramètre qui n'a pas été mesuré lors de la campagne, nous conduisant à une initialisation approximative qui constitue probablement l'une des principales faiblesses de notre processus de simulation.

La modélisation « géographique de la zone d'étude » est une première étape : elle peut déjà permettre de mener des simulations afin de régler au mieux les paramètres d'entrée du modèle. Cette première approche nous a par exemple permis de déterminer les emplacements des capteurs lors de la campagne de mesure sur la zone de Quiberon. Afin de pouvoir comparer les simulations avec les mesures et éventuellement analyser l'interaction entre le vent synoptique et les brises thermiques, il a fallu intégrer au modèle des données atmosphériques réelles correspondant aux journées choisies. Les phénomènes météorologiques que nous désirons intégrer aux simulations sont de l'ordre de grandeur de la centaine de kilomètre (typiquement les anticyclones, dépressions, perturbations, etc.), tous les phénomènes de plus petite échelle devant être simulés. Les fichiers météorologiques au format GRIB édités par les différents organismes mondiaux proposent généralement des résolutions amplement suffisantes pour répondre à nos exigences mais il nous semblait préférable de réaliser une simulation intermédiaire entre la résolution 1km de ARPS et la résolution des fichiers GRIB de l'ordre de grandeur de plusieurs dizaines de kilomètres. Nous avons choisi d'utiliser le modèle WRF pour diverses raisons : la compatibilité de format avec ARPS, la collaboration avec le laboratoire TNO (Pays-Bas) qui utilise ce modèle. Après avoir simulé avec WRF (résolution horizontale de 5 km) les 3 paires de journées choisies, nous avons pu forcer le modèle ARPS avec des données atmosphériques correspondant à la campagne de mesure. Nous avons alors utilisé le modèle ARPS à trois résolutions horizontales différentes en emboîtement unidirectionnel (1km, 300m et 100m).

La comparaison des simulations avec les résultats de la campagne de mesure nous a permis de juger la capacité des différents modèles à simuler des phénomènes météorologiques à échelle fine sur l'interface terre/mer complexe qui est celle de Quiberon. Les simulations WRF sont globalement satisfaisantes pour l'usage que l'on veut faire des résultats et compte tenu de la résolution horizontale du maillage : nous observons bien les variations générales liées à l'évolution des systèmes météorologiques à l'échelle synoptique, nous simulons également des effets thermiques. Cependant la résolution bien trop grossière (la côte est représentée de manière quasi-rectiligne) interdit toute représentation des effets de sites locaux liés aux particularités du trait de côte.

Le bilan des différentes simulations ARPS est mitigé, certaines phases sont très bien simulées, tandis que d'autres sont moins bien simulées qu'avec WRF. On a notamment noté une tendance de ARPS à sous-estimer l'intensité maximale atteinte par les brises thermiques (diurnes et nocturnes). Les résultats de WRF sont difficilement comparables aux mesures de manière précise car le centre de la maille la plus proche du sol se situe à une altitude supérieure à l'ensemble des capteurs déployés. Cependant WRF semble avoir une tendance à sous-estimer l'intensité des phénomènes de brise. Les simulations ARPS sont elle-même forcées par les résultats de WRF : la tendance de ARPS à sous-estimer la brise (dans le cadre de notre plate-forme de simulation) semble donc légitime.

Si WRF est peut-être légèrement plus performant lorsque la brise est bien établie (brise dite « continentale » ou « régionale »), en revanche ARPS utilisé avec des résolutions fines se montre bien plus performant lors des phases d'établissement de la brise. On retrouve alors le développement de la brise avec des variations très locales de la vitesse mais surtout de la direction (de l'ordre de la centaine de mètre). Il s'agit des phénomènes qui avaient été observés sur la zone d'étude et qui constituent une caractéristique importante du plan d'eau de Quiberon. A ce niveau l'apport des simulations ARPS par rapport aux simulations WRF est indéniable dans la perspective d'une utilisation des résultats par les régatiers. En outre, lorsque la brise est bien établie à une échelle régionale les simulations ARPS sous-estiment en moyenne la brise mais permettent néanmoins de retrouver le phénomène d'« éventail » du vent dans la baie de Quiberon observé par exemple sur les catamarans. Ce type de phénomène a une échelle de l'ordre de grandeur d'un parcours de régates côtière classique et intéresse donc au plus haut point les régatiers. Les visualisations des simulations sous forme de champs de vent horizontaux permettent de mieux quantifier le phénomène que les données obtenues sur les catamarans qui ne présentent qu'une vision ponctuelle du phénomène.

En dehors du problème d'intensité de la brise, l'autre point faible majeur de nos simulations ARPS est la prévision du sens de rotation du vent lors de la transition de la brise nocturne à la brise diurne. WRF s'est montré en moyenne plus performant sur ce dernier point, il s'agit peut-être là d'un indice sur l'échelle géographique du phénomène : si un modèle utilisant une résolution horizontale de 5 km parvient à simuler le bon sens de rotation, c'est sûrement parce que le phénomène déterminant la rotation est d'une échelle de type « régionale » ou « continentale ». Ce constat nous amène à considérer la force et la direction du vent synoptique comme le critère principal pour déterminer le sens de rotation du vent lors de la transition.

Il semblerait que le facteur critique ait été la mauvaise simulation de la direction de la brise de terre en fin de nuit. Lorsque la direction est proche de la direction critique, un écart de 10 ou 20° peut entraîner un sens de rotation inversé. La tendance de WRF 5km à sous-estimer la vitesse du vent en cas de brise de terre peut également être déterminante pour le sens de rotation de la brise : nous pouvons induire un forçage atmosphérique de type « vent synoptique nul » alors que la situation réelle est plutôt celle d'un vent synoptique issu d'un des quatre quadrants.

Les raisons de la simulation approximative par ARPS de la brise de terre en fin de nuit ne sont pas clairement élucidées, mais encore une fois, l'explication d'un forçage atmosphérique trop approximatif par WRF 5km n'est pas à écarter et peut-être même à privilégier.

Ces résultats nous montrent qu'un modèle atmosphérique tel que WRF utilisé avec un maillage de 5km (que nous qualifions de grossier par comparaison avec les maillages de 100 m mais qui reste relativement fin pour un modèle météorologique) permet de simuler certains éléments de la météorologie côtière avec un certain succès comme la force et la direction de la brise marine établie ou le sens de rotation du vent lors d'une phase de transition. Cependant ces données ne sont pas suffisantes pour appréhender les finesses d'un plan d'eau de régates tel que la baie de Quiberon. Les simulations ARPS avec une résolution fine permettent de comprendre le fonctionnement des brises et des différents effets de sites qui font sa différence par rapport à une côte rectiligne.

La plate-forme de simulations numériques développée a permis de dégager certains résultats intéressants. Une amélioration éventuelle des résultats nécessiterait d'être plus précis sur certains points : si la finesse du maillage et du mode d'occupation des sols paraît suffisante, il semble que le forçage atmosphérique fourni par WRF 5km ainsi que l'initialisation de l'humidité et la température du sol sont trop approximatifs. Pour améliorer l'initialisation il faudrait disposer de mesures de l'humidité du sol à différentes profondeurs, sur plusieurs types de sol caractéristique de la zone d'étude et sur une période couvrant l'ensemble de la campagne de mesure. Nous pourrions ainsi contrôler le bon fonctionnement du modèle de sol. L'amélioration du forçage externe semble moins simple a priori. Nous pourrions tester d'autres sources de fichiers GRIB, introduire un ou plusieurs points d'assimilation de données à partir de nos propres mesures, développer notre propre fichier de mode d'occupation du sol comme nous l'avons fait pour ARPS. Les remarques faites à propos de l'initialisation des simulations ARPS valent bien sûr également pour WRF et pourraient permettre d'améliorer notamment les épisodes de brise de terre.

Le pré-requis à l'utilisation poussée des résultats des simulations reste la comparaison avec les mesures in situ, mais si sur une plage horaire donnée les mesures et les simulations concordent, nous pouvons alors avoir une approche quantitative des différents effets de site alors que l'étude bibliographique ne nous permet qu'une approche qualitative et que les mesures restent trop ponctuelles pour extrapoler correctement les informations.

Grâce à cette approche mixte numérique/expérimentale nous avons ainsi pu déterminer par exemple des valeurs critiques de la direction du vent en fin de nuit qui entraînent un sens de rotation ou l'autre lors de la transition vers la brise diurne. Nous avons également pu confirmer les prévisions de la méthode des quadrants pour les brises (avec toutes les réserves déjà émises précédemment sur la taille de notre échantillon représentatif et sur le caractère variable du vent synoptique qui rend l'application de la théorie parfois délicate). Les résultats obtenus concernant le phénomène d'éventail de vent en baie de Quiberon ou les accélérations en sortie de rivières pourraient être utilisés pour prévoir les trajectoires optimales de régates dans des conditions similaires.

S'il est possible d'utiliser les résultats obtenus de manière directe pour améliorer les connaissances sur le site de Quiberon, on peut également envisager de transposer certains résultats à d'autres plans d'eau. Le développement de la brise selon des échelles géographiques croissantes dans le temps est applicable à toute côte découpée soumise à une brise et il en va de même concernant l'influence d'une presqu'île sur le développement des brises et des effets de site.

L'étude menée a ainsi dégagé certains résultats propres à Quiberon mais aussi d'autres transposable à la majorité des plans d'eaux côtiers. On peut cependant regretter que certains aspects n'aient pas pu être plus approfondis par manque de temps : la base de données finale constituée des mesures et des résultats des simulations contient toujours une manne d'informations qui n'a été exploitée que partiellement. L'étude des champs de vent horizontaux au niveau du sol a été privilégiée dans l'analyse des simulations pour coller au mieux aux besoins des régatiers. On pourrait pourtant pousser encore plus loin l'investigation des champs de vent dans le plan vertical, le phénomène de retour du flux en altitude lors des épisodes de brise thermique est en effet encore assez mal connu malgré toutes les conséquences qu'il peut avoir au niveau de sol. Une autre approche du problème aurait pu consister à retrouver les résultats bibliographiques en simulant des côtes

rectilignes et des vents synoptiques homogènes et constants. Lors de la mise au point des simulations nous avons parfois eu recours à cette méthode afin de mieux comprendre les difficultés rencontrées mais nous n'avons pas eu le temps de développer cette méthode de manière exhaustive (différentes vitesses et directions du vent synoptique, côte rectiligne, île, variation de l'humidité du sol, influence des marées, etc.).

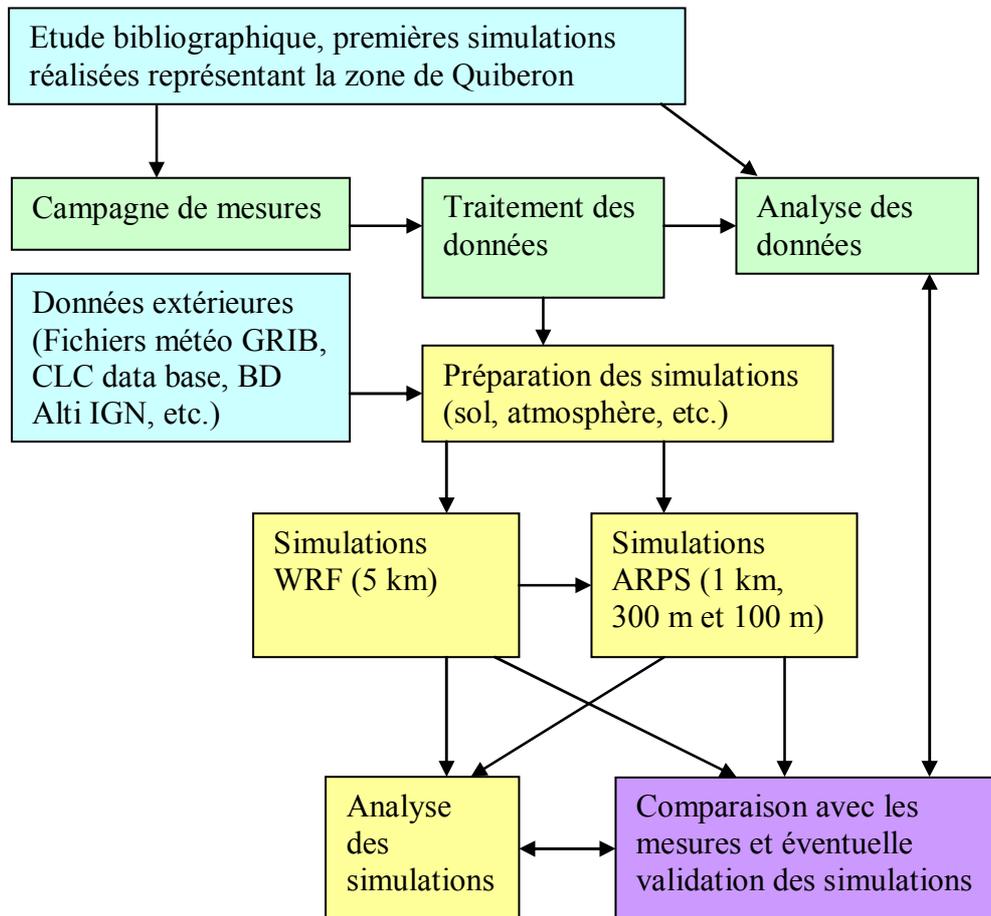


Figure 195 Méthodologie de « mesures, simulations et analyse des résultats » développée dans ce travail.

Enfin, le principal apport de cette étude n'est pas à chercher dans l'un des aspects particuliers abordés (développement du code de calcul, traitement des données de la campagne de mesure, etc.) mais plutôt dans l'approche globale du problème (Figure 195) combinant approche expérimentale et approche numérique. Dans un premier temps la mise en place et l'élaboration d'une campagne de mesure adaptée à la validation de simulations numériques, s'est appuyée sur les bases fondatrices constituées des différents éléments bibliographiques recensés, des résultats des pré-simulations réalisées lors de mon stage de D.E.A., sur mes connaissances de régatier et sur l'expérience de l'équipe de recherche en matière de modélisation et d'expérimentation sur site. Après avoir traité et analysé les mesures, une partie des résultats obtenus a été utilisée afin de paramétrer les simulations numériques. Nous avons alors pu mener des simulations de la micro-météorologie de la baie de Quiberon sur certaines journées correspondant à des journées de mesure sur le site. Nous avons utilisé encore une fois les données mesurées pour mener à bien l'évaluation des capacités des modèles numériques choisis à bien simuler des processus liés aux interfaces terre/mer du type de la baie de Quiberon. A partir de ces résultats nous avons pu

analyser en profondeur et de manière inédite certaines situations météorologiques particulièrement complexes et ainsi contribuer à l'amélioration des connaissances spécifiques à la zone d'étude, mais aussi, de manière plus générale, aux connaissances sur le développement des brises thermiques et des effets de site sur les côtes complexes.

Références

- Adams, E., Four ways to win the sea breeze game, *Sailing World*, March, 44–49, **1997**.
- Alpert, P., & J. Neumann, On the enhanced smoothing over topography in some mesometeorological models, *Boundary-Layer Meteorology*, 30:1-4, 293-312, **1984**.
- Arritt, R.W., Effects of large scale flow on characteristic features of the sea breeze, *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1, 116-125, **1993**.
- Asai, T., & S. Mitsumoto, Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: A numerical experiment, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 56 (6), 559–570, **1978**.
- Atkins, N. T., R. M. Wakimoto, & T. M. Weckwerth, Influence of the synoptic-scale flow on sea-breezes observed during CaPE, *Monthly Weather Review*, 125, 2112-2130, **1997**.
- Baker, R. D., B. H. Lynn, A. Boone, W.-K. Tao, & J. Simpson, The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation, *Journal of Hydrometeorology*, 2, 193-211, **2001**.
- Banta, R. M., L. D. Olivier, & D. H. Levinson, Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed doppler radar, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, 3959–3982, **1993**.
- Banta, R. M., Sea breezes shallow and deep on the California coast, *Monthly Weather Review*, 123, 3614-3622, **1995**.
- Barré, S., I. Calmet, O. Herledant, P. Hiachkine, J.-M. Kobus, P. G. Mestayer, C. De Nomazy, T. Piquet, O. Quillard, & J.-M. Rosant, The Quiberon 2006 Experiment : Description and first results on the sea-breeze local behavior, *7th Conference on Coastal Atmospheric and Oceanic Prediction and Processes*, San Diego Ca, 10th-13th September 2007, Paper P15.1, 5pp, **2007**.
- Bastin, S. & P. Drobinski, Sea-breeze-induced mass transport over complex terrain in south-eastern France: A case-study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 405-423, **2006**.
- Bernot, J.-Y. , Les Cahiers de Régate n°25, avril **1998**.
- Bernot, J.-Y. , Météo locale : croisière et régates, **2007**.
- Bernot, J.-Y. , Météo et stratégie : croisière et course au large, **2004**.
- Bernot, J.-Y. , Vent et régates : les stratégies. Chiron, **1994**.
- Cairns, M. M., & J. Corey, Mesoscale model simulations of high-wind events in the complex terrain of western Nevada. *Weather and Forecasting*, 18, 249–263, **2003**.
- Chiba, O., F. Kobayashi, G. Naito, & K. Sassa, Helicopter observations of the sea breeze over a coastal area, *Journal of Applied Meteorology*, 38, 481–492, **1999**.
- Chemel, C., & J.-P. Cholet, Transport vertical et mélange de polluants dans les vallées alpines : Observations et simulations numériques, 17^{ème} congrès français de mécanique, Troyes, France, **2005**.
- Chow, F. K., A. P. Weigel, R. L. Street, M. W. Rotach, & M. Xue, High-Resolution Large-Eddy Simulations of Flow in a Steep Alpine Valley. Part I: Methodology, Verification, and Sensitivity Experiments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 63–86, **2006**.
- Civerolo, K. L., G. Sistla, S. T. Rao, & D. J. Nowak.: The effects of land use in meteorological modeling: Implications for assessment of future air quality scenarios, *Atmospheric Environment*, 34, 1615–1621, **2000**.

- Colby Jr., F. P., Simulation of the New England Sea Breeze: The Effect of Grid Spacing, Weather and Forecasting, *Weather and Forecasting*, 19, 277-285, **2004**.
- Cotton W. R., R. A. Pielke Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnelly, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Carrio, & J. P. McFadden, RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29, **2003**
- Cui, Z., M. Tjernström, & B. Grisogono, Idealized Simulations of Atmospheric Coastal Flow along the Central Coast of California. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 1332-1363, **1998**.
- Davenport, A., S. Grimmond, T. Oke & J. Wieringa, The revised Davenport roughness classification for cities and sheltered country, *3rd Symp. On the Urban Environment*, 14-18 Aug. 2000, Davis, Ca, AMS Proceedings, 9-10, **2000**.
- Drobrinski, P., *Météorologie côtière: notes de cours sur le phénomène de brise*. 76pp., Institut Pierre Simon Laplace/ Service d'aéronomie, Paris, France, **2005**.
- Doyle, J. D., The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband. *Monthly Weather Review*, 125, 1465-1488, **1997**.
- Drouin, N., Campagne de mesures dans la baie de Quiberon, *Mémoire de stage de Master I*, Laboratoire de Mécanique des Fluides UMR 6598, **2006**.
- Dupont, S., & P.G. Mestayer, Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1744-1765, **2006**.
- Eastman, J. L., R. A. Pielke, & D. J. McDonald, Calibration of soil moisture for large-eddy simulations over the FIFE area. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1131-1140, **1998**.
- Ekman, V. W., On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Ark. Mat. Astr. Fys.*, vol. 11, n° 2, **1905**.
- Estoque, M. A., The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19, 244-250, **1962**.
- Finkele, K., J. M. Hacker, H. Kraus, & R. A. D. Byron-Scott, A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations, *Boundary-Layer Meteorology*, 73, 299-317, **1995**.
- Friedrich, K., & N. Mölders, On the influence of surface heterogeneity on latent heat-fluxes and stratus properties, *Atmospheric Research*, 54, 59-85, **2000**.
- Gilliam, R. C., S. Raman, D. D. S. Niyogi, Observational and numerical study on the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution, *Boundary-Layer Meteorology*, 111, 275-300, **2004**.
- Godske, C. L., T. Bergeron, J. Bjercknes, & R. C. Bundgaard, *Dynamic Meteorology and Weather and Forecasting*, 800 pp., Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., **1957**.
- Hart, K. A., W. J. Steenburgh, D. J. Onton, & A. J. Siffert, An evaluation of mesoscale-model-based model output statistics (MOS) during the 2002 Olympic and Paralympic Winter Games. *Weather and Forecasting*, 19, 200-218, **2004**.
- Helmis, C. G., D. N. Asimakopoulos, D. G. Deligiorgi, & D. P. Lalas, Observations of sea-breeze fronts near the shoreline, *Boundary-Layer Meteorology*, 38, 395-410, **1987**.
- Helmis, C. G., K. H. Papadopoulos, J. A. Kalogiros, A. T. Soilemes, & D. N. Asimakopoulos, Influence of background flow on evolution of Saronic Gulf sea breeze, *Atmospheric Environment*, 29, 3689-3701, **1995**.
- Herlédant, O., Simulations micro-météorologiques d'un site de régates côtières, *Mémoire de stage de DEA « Dynamique des Fluides et des Transfert »*, Laboratoire de Mécanique des Fluides UMR 6598, **2004**.
- Holton, J. R., *An introduction to dynamic meteorology*, 511pp., academic, San Diego, **1992**.

- Houghton, D., & F. Campbell, *Wind Strategy*, 128 pp., Wiley nautical, **2005**.
- Intrieri, J. M., C. G. Little, W. J. Shaw, R. M. Banta, P. A. Durkee, & R. M. Hardesty, The Land/Sea Breeze Experiment (LASBEX), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71(5), 656–664, **1990**.
- Kusuda, M., & P. Alpert, Anti-Clockwise Rotation of the Wind Hodograph. Part I: Theoretical Study, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, 487-499, **1983**.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, & J. Vila-Guerau de Arellano, The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16, 90-109, **1998**.
- Lemonsu A., S. Bastin, V. Masson & P. Drobinsky, Vertical structure of the urban boundary layer over Marseille under sea-breeze conditions, *Boundary-Layer Meteorology*, 118, 477-701, **2006a**.
- Lemonsu A., G. Pigeon, V. Masson & C. Moppert, Sea-town interactions over Marseille: 3D urban boundary layer and thermodynamic fields near the surface, *Theoretical and Applied Climatology*, 84, 171-177, **2006b**
- Leroyer, S., Simulations numériques de l’atmosphère urbaine avec le modèle Submeso : Application à la campagne CLU-Escompte sur l’agglomération de Marseille., *Thèse de Doctorat de l’Université de Nantes et de l’École Centrale de Nantes*, **2006**.
- Leroyer S., I. Calmet & P. Mestayer: Urban boundary layer simulations of sea-breeze over Marseille during the ESCOMPTE experiment, *International Journal of Environment and Pollution*, 40, 109-122, **2010**
- Lihoreau B., B. Gauvreau, M. Bérengier, Ph. Blanc-Benon & I. Calmet, Outdoor sound propagation modeling in realistic environments: Application of coupled parabolic and atmospheric models, *Journal of Acoustical Society of America*, 120, 110-119, **2006**.
- Lutgens, F. K., & E. J. Tarbuck, *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*, 484 pp., Prentice-Hall, Old Tappan, N. J., **2001**.
- Lyons, W. A., Soil moisture influences on the performance of mesoscale and cloud-scale prognostic models, *Environmental Modeling*, P. Zannetti, Ed., Vol. 3, Computational Mechanics Publications, 183–213, **1995**.
- Mahrer, Y., & R. A. Pielke, The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model, *Monthly Weather Review*, 105, 1151-1162, **1977**.
- Mak, M. K., & J. E. Walsh, On the Relative Intensities of Sea and Land Breezes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 242-251, **1976**.
- McPherson, R. D., A Numerical Study of the Effect of a Coastal Irregularity on the Sea Breeze, *Journal of Applied Meteorology*, 9, 767-777, **1970**.
- Michioka, T., & F. K. Chow, High-resolution large-eddy simulations of scalar transport in atmospheric boundary layer flow over complex terrain, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 3150-3169, **2008**.
- Miller, S. T. K., & B. D. Keim, Synoptic-scale controls on the sea breeze of the central New England coast, *Weather and Forecasting*, 18, 236–248, **2003**.
- Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot & H. Mao, Sea-breeze: structure, forecasting and impacts, *Reviews of Geophysics*, 41 (3), 1011, **2003**.
- Moeng, C.-H., A Large-Eddy Simulation Model for the Study of Planetary Boundary-Layer turbulence, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 2052-2062, **1984**.

- Monin, A. S., & Obukhov, A. M., Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst* 24, 163-187, **1954** (english translation by John Miller, 1959).
- Neumann, J., On the rotation rate of the direction of sea and land breezes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1913–1917, **1977**.
- Nitis, T., Z. B. Klaic, D. Kitsiou, & N. Moussiopoulos, Boundary layer height determination under summertime anticyclonic weather conditions over the coastal area of Rijeka, Croatia, *9th Int. Conf. on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*, Garmisch-Partenkirchen, Germany, **2004**.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*. 2d ed. Methuen, 435 pp, **1987**.
- Paulson, C. A., The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *Journal of Applied Meteorology*, 9, 857–861, **1970**.
- Pénelon, T., Simulations micro-météorologiques sur site complexe avec le modèle SUB-MESO., *Thèse de Doctorat de l'Université de Nantes et de l'École Centrale de Nantes*, **2002**.
- Pielke, R. A., R. L. Walko, L. T. Steyaert, P. L. Vidale, G. E. Liston, W. A. Lyons, & T. N. Chase, The Influence of Anthropogenic Landscape Changes on Weather in South Florida. *Monthly Weather Review*, 127, 1663-1673, **1999**.
- Pope, S. B., *Turbulent Flows*, Cambridge university press, **2000**.
- Prtenjak, M. T., Main characteristics of sea/land breezes along the eastern coast of the Northern Adriatic, *Geofizika*, 20, 75-92, **2003**.
- Purdum, J. F. W., Some Uses of High-Resolution GOES Imagery in the Mesoscale Forecasting of Convection and Its Behavior, *Monthly Weather Review*, 104, 1474-1483, **1976**.
- Ravon, D., & C. Dumard, *La régale, tactique et stratégie*, **2000**.
- Roebber, P. J., D. M. Schultz, B. A. Colle, & D. J. Stensrud, Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations. *Weather and Forecasting*, 19, 936–949, **2004**.
- Sertel, E., A. Robock, & C. Ormeci, Impacts of land cover data quality on regional climate simulations, *International Journal of Climatology*, **2009**.
- Simpson, J. E., *Sea Breeze and Local Wind*, 234 pp., Cambridge Univ. Press, New York, **1994**.
- Skamarock, W. C., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, X. Huang, W. Wang, & J. Powers. A description of the advanced research WRF version 3, NCAR technical note, **2008**.
- Sun, W.-Y., & C.-Z. Chang, Diffusion model for a convective layer. Part I: Numerical simulation of convective boundary layer, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1445-1453, **1986**.
- Tijm, A. B. C., & A. J. van Delden, The role of sound waves in sea-breeze circulation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 1997– 2018, **1999**.
- Wilson, M. F., & A. Henderson-Sellers, A Global Archive of Land Cover and Soils Data for Use in General Circulation Climate Models. *Journal of Climatology*, 5, 119-143, **1985**.
- Wisdorff, D., *Le vent dans les pertuis*, édition FFVoile/Météo France, 82p, **1997**.
- Wood, R., I. M. Stromberg, & P. R. Jonas, Aircraft observations of sea-breeze frontal structure, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 1959 –1995, **1999**.
- Xian, Z., & R. A. Pielke, The effects of width of land-masses on the development of sea breezes, *Journal of Applied Meteorology*, 30, 1280-1304, **1991**.

- Xue, M., K. K. Droegemeier, & V. Wong, The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 5, 161-193, **2000**.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, . Liu, and D. Wang, The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 76, 143-166, **2001**.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, & K. Brewster, *ARPS Version 4.0 User's Guide*. Center for Analysis and Prediction of Storms, 380 pp., **1995**.
- Yoshikado, H., & H. Kondo, Inland penetration of the sea breeze in the suburban area of Tokyo. *Boundary-Layer Meteorology*, 48, 389-407, **1989**.
- Yoshikado, H., Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1146-1164, **1992**.
- Zhong, S., & E. S. Takle, An observational study of sea- and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1426-1438, **1992**.

Annexes

A.1 Etude expérimentale.

A.1.1 Mise en place du mât sur le site PEN.

La remorque supportant le mât a été amenée sur le site de mesure. Les dernières dizaines de mètres ont été parcourues « à la force des bras » car un fossé empêchait le passage d'un véhicule tracteur. Une fois en place la remorque a été tournée de manière à être orientée selon les points cardinaux (avant vers l'ouest).



Figure 196 Remorque supportant le mât de mesure amenée sur le site de Penthivière (PEN).

En parallèle de la fixation des différents capteurs sur le mât encore replié, il a fallu enfoncer les pieux soutenant le haubannage. Compte tenu de la nature caillouteuse du terrain, cette tâche qui peut être anodine sur un terrain meuble s'est révélée ici particulièrement laborieuse. Le mât de 26m étant censé rester en place plusieurs semaines, le montage devait pouvoir résister au vent, nous étions néanmoins prêt à l'abaisser en cas de prévision de tempête ou d'orage fort.



Figure 197 Mise en place de l'ancrage des haubans (PEN).



Figure 198 Utilisation de la défonceuse pour faciliter la mise en place des pieux (PEN).

Lorsque les points de fixation du haubannage sont installés, on redresse à la verticale le mât replié, on fixe et tend le premier étage de haubans, puis on peut alors ériger le mât en surveillant que des câbles électriques ne se coincent pas dans l'armature. Enfin on règle la tension du haubannage de la même manière que pour le mât d'un bateau : on commence par

les étages les plus bas en gardant les étages supérieurs les plus mous possibles et on monte jusqu'au sommet en respectant la verticalité. Il faut être prudent et ne pas trop tendre les haubans sous peine de voir le mât flamber. Lorsque l'on est satisfait du résultat obtenu il faut marquer les ridoirs de réglage des haubans (scotch ou peinture) afin de pouvoir retrouver rapidement le bon réglage au cas où il faudrait redescendre le mât (alerte météo ou intervention technique sur un capteur). Une fois le mât érigé et fixé on peut procéder aux derniers branchements et lancer l'acquisition des mesures. Avant de quitter les lieux il faut sécuriser le site (prévention des accidents et des vols). La sécurisation a consisté en un ruban bicolore cernant la zone haubanée et un grillage fermé autour de la remorque.

La dernière étape comme pour les autres sites est un repérage précis du site de mesure :

- Position référencée par rapport aux repères géodésiques des cartes IGN.
- Altitudes des différents capteurs.

Les hauteurs au-dessus du sol des capteurs des différents étages du mât ont été mesurées à l'aide d'un théodolite:

- Hauteur du centre du Metek au sommet : 28 m
- Thermocouples+THR : 25.3 m
- Thermocouples : 20.4 m
- Metek+THR+Thermocouples : 16.2 m
- Young+Thermocouples : 11.2 m
- Thermocouples : 5.90 m
- Thermocouples+THR : 2 m
- Thermocouples : 0 m

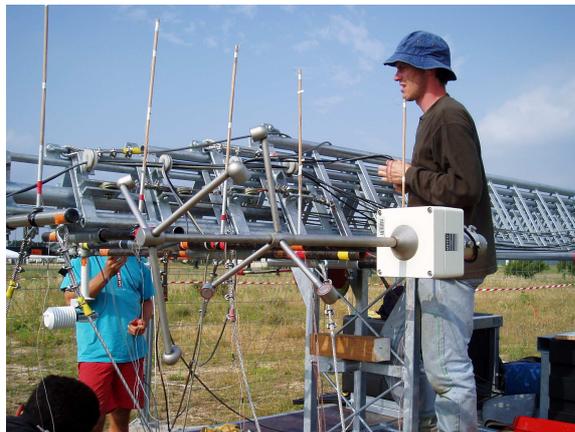


Figure 199 Installation des thermocouples différentiels sur des baguettes de bois sur le mât en position horizontale (PEN).



Figure 200 Mise en position verticale du mât à PEN.



Figure 201 Mât du site PEN en position verticale mais non déployé. on distingue les anémomètres, les capteurs THR et les réseaux de câbles des thermocouple.



Figure 202 Mesures au théodolite de la hauteur des capteurs sur le site PEN (en arrière-plan le bâtiment de la biscuiterie).

A.1.2 Description du dispositif de mesure de la température par utilisation de thermocouples.

Un thermocouple est constitué de la mise en contact de deux métaux (sous forme de câbles). A l'interface entre deux métaux différents (le plus souvent réalisée par une soudure), on observe une différence de potentiel (effet découvert par Seebeck en 1821). Cette différence de potentiel est caractéristique de la nature des métaux mis en contact et dépend de la température ambiante. Une mesure précise des tensions électriques dans les câbles peut donc apporter des informations sur les températures des zones de contact entre les métaux.

Plusieurs « couples » de métaux sont utilisés pour ce type de mesure. Dans notre cas nous avons utilisé le couple cuivre/constantan (alliage de cuivre et de nickel) aussi appelé

thermocouple de type T. La plage de température pour laquelle l'évolution du potentiel en fonction de la température est approximativement linéaire pour ce thermocouple va de -200 à +350°C, ce qui correspond bien à une utilisation dans des conditions atmosphériques.

Les thermocouples différentiels (deux interfaces cuivre/constantan placées à quelques mètres d'intervalle) sont fixés au mât, les interfaces entre cuivre et constantan sont écartées du mât de quelques dizaines de centimètre par l'intermédiaire d'une baguette en bois.

Lors de la mise en place du mât de mesure sur le site de Penthièvre (PEN), les thermocouples différentiels ont été fixés sur le mât alors qu'il était encore replié sur lui-même, à l'horizontale. La Figure 203 représente le plan de câblage des thermocouples relatifs installés aux différents étages du mât de mesure installé à PEN.

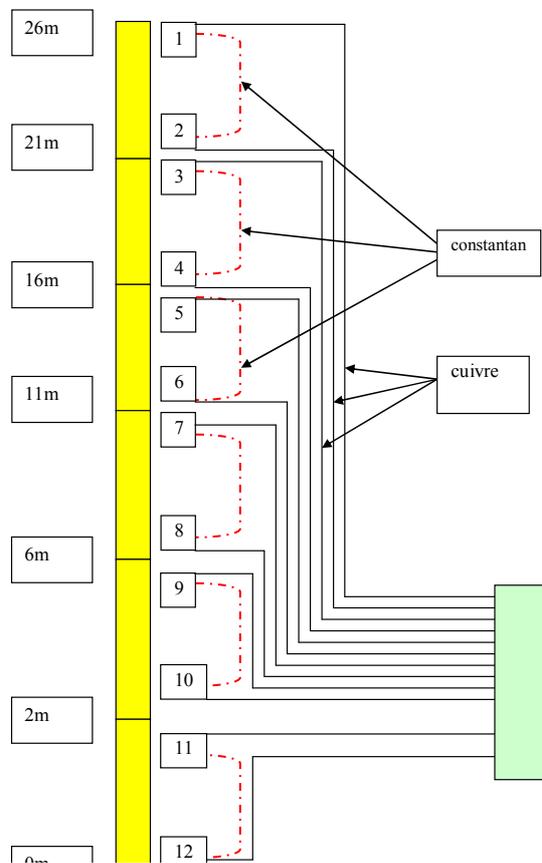


Figure 203 Plan de câblage des thermocouples relatifs (site PEN).

A.1.3 Mise en place quotidienne du dispositif de mesure lors des journées d'acquisition.

L'acquisition des mesures a commencé peu après l'installation de chacun des sites. Tous les sites de mesure à terre fonctionnaient en continu (sauf le sodar à ENV pour des raisons de nuisances sonores). Parmi ces sites tous étaient alimentés par le secteur à l'exception d'INZ (îlot isolé) qui fonctionnait sur des batteries qu'il fallait changer régulièrement. Sur tous les sites l'acquisition des données se faisait par l'intermédiaire d'une centrale Campbell ou d'un PC. Il fallait régulièrement venir y relever les données et une visite

quotidienne permettait également de s'assurer du bon état de fonctionnement du dispositif. Ce sont les catamarans qui ont imposé la logistique la plus lourde avec une mise en place d'une heure chaque matin et une récupération presque aussi longue le soir:

- Le matin :
 1. Récupération du bateau à moteur pour le remorquage.
 2. Chargement des batteries sur les catamarans.
 3. Remorquage jusqu'aux emplacements prédéterminés (environ une heure, parfois plus en cas de mer agitée).
 4. Mouillage des catamarans aux coordonnées GPS.
 5. Activation du système de transmission des données par ondes radio (autonomie limitée).
 6. Mise à l'eau des sondes courant/température.
- Le soir :
 1. Trajet vers les catamarans au mouillage.
 2. Désactivation de l'émission des données.
 3. Retour à ENV avec les catamarans en remorque.
 4. Récupération des batteries.
 5. Eventuelle mise à sec des catamarans pour vider l'eau dans les coques (problème d'étanchéité lié à l'utilisation de catamarans ayant beaucoup servi en école de voile).

L'utilisation d'un dispositif d'émission des données en temps réel ne présentait pas de réel intérêt dans le cadre de l'analyse différée qui était programmée. En revanche, cette mise en situation permettait d'éprouver le matériel de l'ENV destiné à être utilisé lors de la préparation des jeux olympiques sur le site des épreuves de voile en Chine.

Les journées de mesures ont donc été rythmées de la manière suivante :

- Prévision météo pour la journée à venir, afin de déterminer notamment la stratégie de disposition des catamarans.
- Mise en place des catamarans par une partie de l'équipe (deux ou trois personnes). Certains jours cette équipe a profité du trajet au milieu de la baie pour effectuer des mesures de température de surface de la mer au radiothermomètre.
- Démarrage du sodar et premières mesures de températures de surface au radiothermomètre sur le site ENV.
- Visites de contrôle sur les différents sites de mesure qui servent également à relever les données et changer de batterie.
- Contrôle des données mesurées afin de détecter d'éventuelles anomalies (sur les données stockées dans les centrales et sur les données émises par les catamarans).
- Mesures de températures de surface au radiothermomètre.
- Observations visuelles (nébulosité principalement).
- Collecte des données météo du jour (cartes satellites, cartes de pression, radiosondages, rapport d'aéroport, etc.).
- En fin de journée, retour des catamarans et préparation pour le lendemain (recharge des batteries, entretien, etc.).
- Aux alentours de 20h (heure locale), arrêt du sodar pour limiter les nuisances sonores.

L'acquisition a pris fin le 29 juin. Cette journée a été consacrée au démontage des différents sites de mesure. Comme pour le montage, c'est le site de Penthièvre (PEN) qui a nécessité le plus de logistique, notamment pour abaisser le mât en évitant d'abîmer les thermocouples, ou pour déterrer les pieux de fixations des haubans (à l'aide d'une « chèvre » spécialement adaptée).

A.1.4 Fiche de renseignement sur les catamarans pendant la campagne de mesure, position et état de fonctionnement.

Les coordonnées géographiques des sites en mer, où ont été positionnés les 4 catamarans, sont indiquées dans le Tableau 23. Le positionnement des catamarans selon la journée considérée est récapitulé dans les tableaux 21 et 22.

<p>Jeudi 15 juin KTA1 en R + temp1 KTA1 – compas1</p>	<p>Lundi 19 juin KTA1 en R + temp1 KTA2 en T KTA3 en Q + temp2 KTA1 – compas1 KTA2 – compas2 KTA3 – compas4bis</p>
<p>Vendredi 16 juin KTA1 en R + temp1 KTA2 en M KTA3 en Q + temp2 KTA1 – compas1 KTA2 – compas2 KTA3 – compas3</p>	<p>Mardi 20 juin KTA1 en R KTA2 en K KTA3 en J KTA4 en Q KTA1 – compas1 KTA2 – compas2 KTA3 – compas4bis KTA4 – compas3bis</p>
<p>Samedi 17 juin KTA1 en R + temp1 KTA2 en K KTA3 en J KTA1 – compas1 KTA2 – compas2 KTA3 – compas3</p>	<p>Mercredi 21 juin KTA2 en R + temp1 KTA3 en T + temp4 KTA4 en Q + temp3 KTA2 – compas2 KTA3 – compas4bis KTA4 – compas3bis</p>
<p>Dimanche 18 juin KTA1 en R + temp1 KTA2 en T KTA3 en Q + temp2 KTA1 – compas1 KTA2 – compas2 KTA3 – compas4bis</p>	<p>Jeudi 22 juin KTA1 en R + temps4 (sonde temp+prof) KTA2 en K KTA3 en J KTA4 en Q + temp3 Etalonnage des 4 compas KTA1 – compasFFV1 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3 KTA4 – compasFFV2</p>

Tableau 21 Position, équipement et état de fonctionnement des catamarans de mesures pour la période du 15 au 22 juin, source : Cahier « Cata Campagne Quiberon 2006 ».

<p>Vendredi 23 juin KTA1 en R + temp4 KTA2 en C KTA3 en T KTA4 en Q + temp3 KTA1 – compasFFV1 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3 KTA4 – compasFFV2</p>	<p>Lundi 26 juin KTA2 en R + temp3 KTA3 en Q + temp4 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3</p>
<p>Samedi 24 juin KTA1 en R + temp4 KTA2 en L KTA3 en M KTA4 en Q + temp3 KTA1 – compasFFV1 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3 KTA4 – compasFFV2 Problème compas sur KTA1 et KTA4</p>	<p>Mardi 27 juin KTA2 en R +temp3 KTA3 en Q + temp4 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3</p>
<p>Dimanche 25 juin KTA2 en R + temp3 KTA3 en Q + temp4 KTA2 – compasENV2 KTA3 – compasENV3</p>	<p>Mercredi 28 juin KTA1 en J + temp3 KTA2 en R + temp4 KTA3 en K KTA1 - compas1bis KTA2 - compasENV2 KTA3 – CompasENV3</p>

Tableau 22 Position, équipement et état de fonctionnement des catamarans de mesures pour la période du 23 au 28 juin, source : Cahier « Cata Campagne Quiberon 2006 ».

Site de mesures	Latitude	Longitude
C	47°29.805N	2°58.781W
J	47°29.643	3°03.713
K	47°32.746	3°01.779
L	47°32.528	3°06.847
M	47°31.756	3°04.560
N	47°30.853	3°05.859
Q	47°32.146	3°05.715
R	47°31.369	3°03.389
T	47°30.583	3°01.084

Tableau 23 Coordonnées géographiques des emplacements des catamarans.

A.1.5 Etats de fonctionnement et périodes d'acquisition des capteurs sur les sites à terre durant la campagne de mesure.

Les coordonnées géographiques des sites à terre sont indiquées dans le Tableau 24. Les Tableaux 25 à 28 présentent les périodes de fonctionnement des différents capteurs.

Site	longitude	latitude
INZ	03°04'02.2'' W	47°27'55.5'' N
ENV	03°07'04.4'' W	47°30'35.3'' N
PEN	03°07'58.2'' W	47°32'53.7'' N
STP	03°00'14.8'' W	47°34'02.8'' N

Tableau 24 Coordonnées géographiques des sites de mesures à terre.

	14/06/2006	15/06/2006	16/06/2006	17/06/2006	18/06/2006
SITE ENV					
SODAR	10:30-18:30	14:45-18:00	08:30-19:00	07:30-20:00	07:30-19:45
Pyranomètre	07:39-09:15	/	07:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyrgéomètre	07:39-09:15	/	07:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	07:39-09:15	/	07:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression	07:39-09:15	/	07:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
AnémoCV3F	continu	continu	continu	continu	continu
St PHILIBERT					
Metek (10,6m)	16:45-24:00	00:00-24:00	00:00-09:05 11:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
CV3F (6,1m)	16:45-24:00	00:00-24:00	00:00-09:05 11:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	16:45-24:00	00:00-24:00	00:00-09:05 11:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression (2m)	16:45-24:00	00:00-24:00	00:00-09:05 11:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyranomètre	16:45-24:00	00:00-24:00	00:00-09:05 11:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
PENTHIEVRE					
Metek (28 m)		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
Metek (16,20 m)		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
7 thermocouples différenciels		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
6 thermocouples sol		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
sondes THR (25-16-2 m)		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
Girouette Young (11,2 m)		11:25-12:30	05:30-18:55	05:40-24:00	00:00-24:00
SEMAPHORE					
Anémomètre CV3F	09:43 - ...	continu	continu	continu	continu
INIZ					
Metek (8 m)	/	/	17:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
2 sondes THR (2 m et 6 m)	/	/	17:55-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00

Tableau 25 Récapitulatif des périodes de fonctionnement des capteurs sur les sites à terre (1/4).

	19/06/2006	20/06/2006	21/06/2006	22/06/2006
SITE ENV				
SODAR	08:15-19:15	07:00-19:30	06:30-19:45	07:00-20:15
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyrgéomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
AnémoCV3F	continu	continu	continu	continu
	19/06/2006	20/06/2006	21/06/2006	22/06/2006
St PHILIBERT				
Metek (10,6m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-05:10	00:00-24:00
CV3F (6,1m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression (2m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
	19/06/2006	20/06/2006	21/06/2006	22/06/2006
PENTHIEVRE				
Metek (28 m)	00:00-07:15	16:10-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Metek (16,20 m)	00:00-07:15	16:10-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
7 thermocouples différenciels	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
6 thermocouples sol	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
sondes THR (25-16-2 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Girouette Young (11,2 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
	19/06/2006	20/06/2006	21/06/2006	22/06/2006
SEMAPHORE				
Anémomètre CV3F	continu	continu	continu	continu
	19/06/2006	20/06/2006	21/06/2006	22/06/2006
INIZ				
Metek (8 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
2 sondes THR (2 m et 6 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00

Tableau 26 Récapitulatif des périodes de fonctionnement des capteurs sur les sites à terre (2/4).

	23/06/2006	24/06/2006	25/06/2006
SITE ENV			
SODAR	07:45-19:30	HS	HS
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyrgéomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
AnémoCV3F	continu	continu	continu
	23/06/2006	24/06/2006	25/06/2006
St PHILIBERT			
Metek (10,6m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
CV3F (6,1m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pression (2m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
	23/06/2006	24/06/2006	25/06/2006
PENTHIEVRE			
Metek (28 m)	00:00-23:30	05:30-24:00	00:00-24:00
Metek (16,20 m)	00:00-23:30	05:30-24:00	00:00-24:00
7 thermo. dif.	00:00-24:00	00:00-10:10 12:55-24:00	00:00-24:00
6 thermo. sol	00:00-24:00	00:00-10:10 12:55-24:00	00:00-24:00
3 sondes THR	00:00-24:00	00:00-10:10 12:55-24:00	00:00-24:00
Girouette Young (11,2 m)	00:00-24:00	00:00-10:10 12:55-24:00	00:00-24:00
	23/06/2006	24/06/2006	25/06/2006
SEMAPHORE			
Anémomètre CV3F	continu	continu	continu
	23/06/2006	24/06/2006	25/06/2006
INIZ			
Metek (8 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
2 sondes THR (2 m et 6 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00

Tableau 27 Récapitulatif des périodes de fonctionnement des capteurs sur les sites à terre (3/4).

	26/06/2006	27/06/2006	28/06/2006
SITE ENV	HS	HS	HS
SODAR			
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-15:40
Pyrgéomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-15:40
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-15:40
Pression	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-15:40
AnémoCV3F	continu	continu	continu
	26/06/2006	27/06/2006	28/06/2006
St PHILIBERT			
Metek (10,6m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 13:00
CV3F (6,1m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 13:00
Temp, Hr	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 13:00
Pression (2m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 13:00
Pyranomètre	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 13:00
	26/06/2006	27/06/2006	28/06/2006
PENTHIEVRE			
Metek (28 m)	00:00-21:50	05:35 - 24:00	00:00 - 04:25
Metek (16,20 m)	00:00-21:50	05:35 - 24:00	00:00 - 04:25
7 thermo. dif.	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 04:25
6 thermo. sol	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 04:25
3 sondes THR	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 04:25
Girouette Young (11,2 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00 - 04:25
	26/06/2006	27/06/2006	28/06/2006
SEMAPHORE			
Anémomètre CV3F	continu	continu	continu
	26/06/2006	27/06/2006	28/06/2006
INIZ			
Metek (8 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00
2 sondes THR (2 m et 6 m)	00:00-24:00	00:00-24:00	00:00-24:00

Tableau 28 Récapitulatif des périodes de fonctionnement des capteurs sur les sites à terre (4/4).

A.1.6 Traitement des données.

A l'issue de la campagne de mesure, nous avons récupéré une somme de données brutes très volumineuse. Ces données se présentent sous différentes formes selon les capteurs et les centrales d'acquisition utilisés. Une première étape de traitement a déjà été franchie pour certaines parties de la base de données. Ce travail est résumé dans le rapport de stage de Nicolas Drouin [Drouin, 2006]. L'essentiel de ce travail a consisté à écrire les différentes sorties des capteurs avec une certaine homogénéité. Les sorties peuvent ainsi être regroupées par dates et/ou site. En outre une nomenclature a été créée afin d'avoir une façon cohérente de nommer les fichiers. La quasi-totalité des données à notre disposition se trouvait sous la forme de fichier texte avec l'ensemble des variables écrites à la fréquence d'acquisition de chacun des capteurs (en général de 1 à 20 Hz). Il s'agissait alors

de traiter les données en créant des regroupements entre les données issues des mêmes capteurs, sites de mesures ou journées. Il fallait également moyenner les différentes variables ou calculer des valeurs statistiques (de type variances, covariances, etc. afin de pouvoir calculer les flux).

Dans le cadre de notre étude nous avons choisi de moyenner les différentes variables sur 15 minutes, cette période correspondant à un des standards les plus utilisés en météorologie. Le traitement des données a été réalisé en collaboration avec Thibaud Piquet et Sophie Barré. Afin de procéder au traitement de l'ensemble des données, nous avons choisi de rendre le traitement semi-automatique. Cela consistait à créer une routine informatique effectuant d'abord un tri des données (plages de temps avec ou sans acquisitions, existence de données aberrantes, etc.), puis effectuant les différents calculs statistiques évoqués plus haut (moyennes et variances principalement), et enfin mettant la base de donnée ainsi traitée à disposition du plus grand nombre. Nous avons donc réalisé un cahier des charges pour la création de la routine de traitement qui comprend plusieurs éléments clés :

- Possibilité de lire en entrée les fichiers au format d'acquisition développé par Nicolas Drouin.
- Possibilité de cataloguer chacun des fichiers de sortie selon la validité des données (recherche d'éventuelles absences d'acquisition ou de données aberrantes). A la suite de ce premier tri on peut alors trier manuellement les quelques fichiers douteux.
- Création d'une nomenclature concernant le nom des fichiers, le nom des variables, le nom des sites, etc.
- Création d'une bibliothèque de fonctions adaptables à de nouvelles campagnes de mesures (avec le même matériel, ou avec un matériel différent).

Les différentes variables calculées et mises à disposition sont listées dans le Tableau 29.

La vitesse de frottement u^* est calculée à partir des covariances $\langle u'w' \rangle$ et $\langle v'w' \rangle$:

$$u^* = \sqrt[4]{\langle u'w' \rangle^2 + \langle v'w' \rangle^2} \quad (\text{A.1})$$

Le flux de chaleur Q_h est calculé par :

$$Q_h = \rho C_p \langle \theta'w' \rangle \quad (\text{A.2})$$

où ρ est la masse volumique de l'air et C_p la capacité calorifique de l'air à pression constante (fixée à $1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Enfin, la longueur de Monin-Obukhov est donnée par :

$$L = -\frac{u^{*3} \theta_s}{\kappa g \langle \theta'w' \rangle} \quad (\text{A.3})$$

où κ est la constante de von Kármán prise égale à 0,43.

u_moy	Moyenne de la composante u (Ouest-Est) du vent	wteta_cov	Covariance de w et de la température de l'air $\langle \theta'w' \rangle$
v_moy	Moyenne de la composante v (Sud-Nord) du vent	uv_dir_std	Ecart type de la direction du vent
w_moy	Moyenne de la composante verticale w du vent	u_TDL_var	$\langle u'^2 \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
t_moy	Moyenne de la température de l'air (°C)	v_TDL_var	$\langle v'^2 \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
T_moy	Moyenne de la température de l'air (°K)	w_TDL_var	$\langle w'^2 \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
uv_mod_moy	Module de la vitesse moyenne du vent	teta_TDL_var	$\langle \theta'^2 \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
uv_dir_moy	Moyenne de la direction du vent	uv_TDL_covar	$\langle u'v' \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
phi	Direction du vent moyen	uw_TDL_covar	$\langle u'w' \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
u_var	Variance de u $\langle u'^2 \rangle$	vw_TDL_covar	$\langle v'w' \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
v_var	Variance de v $\langle v'^2 \rangle$	wteta_TDL_covar	$\langle \theta'w' \rangle$ avec prise en compte de la tendance linéaire
w_var	Variance de w $\langle w'^2 \rangle$	uv_TDL_dir_std	Ecart type de la direction du vent avec prise en compte de la tendance linéaire
teta_var	Variance de température $\langle \theta'^2 \rangle$	u*	Vitesse de frottement (A.1)
uv_cov	Covariance de u et v $\langle u'v' \rangle$	Qh	Flux de chaleur (A.2)
uw_cov	Covariance de u et w $\langle u'w' \rangle$	L Monin-Obukhov	Longueur de Monin- Obukhov (A.3)
vw_cov	Covariance de v et w $\langle v'w' \rangle$		

Tableau 29 Variables statistiques calculées lors du traitement des données.

Le résultat est une base de données au quart d'heure de l'ensemble de la campagne de mesures. Les résultats sont visualisables sous différents formats, notamment Matlab et Excel. Les données sont regroupées au choix de l'utilisateur par site ou par journée. L'avantage du traitement semi-automatique est qu'il a permis de recalculer de nouvelles valeurs statistiques à la demande de manière très rapide (en comparaison avec un traitement manuel). La base de données obtenue a été mise à disposition de l'équipe via l'intranet du laboratoire.

La réalisation d'une routine de traitement, même semi-automatique représente une certaine somme de travail qui n'est pas forcément compensée par un gain de temps suffisant par comparaison avec un traitement manuel (fichier par fichier). Nous avons tout de même choisi cette option afin que ce travail puisse servir de base pour les prochains travaux du même type au sein de l'équipe.

A.2 Etude numérique.

A.2.1 Requête en langage SQL destinée à traiter grâce au logiciel Orbis-Gis les données issues de la base de données CLC.

select register('studyarea');

création du fichier « studyarea ».

create table studyarea as select intersection(a.the_geom, b.the_geom) as the_geom, a."CODE_00" from fence as b, clc as a where a."CODE_00"='112' and intersects(a.the_geom, b.the_geom);

calcul de l'intersection entre le domaine de calcul (« fence ») et les zones urbaines (code 112 de la nomenclature CLC).

select register('grid');

création du fichier « grid ».

create table grid as select creategrid(100, 100) from fence;

création d'un maillage de 100m par 100m dans le domaine de calcul.

select register('gridIntersectWithBati');

création du fichier « gridIntersectWithBati ».

create table "gridIntersectWithBati" as select intersection(a.the_geom, b.the_geom) as the_geom, a.index from grid a, studyarea b where isValid(b.the_geom) and intersects(a.the_geom, b.the_geom);

calcul de l'intersection entre « studyarea » et « grid ».

select register('exploded');

création du fichier « exploded ».

create table exploded as select explode() from "gridIntersectWithBati";

la fonction « explode() » permet de séparer les colonnes.

select register('filterPointsAndLines');

création du fichier « filterPointsAndLines ».

*create table "filterPointsAndLines" as select * from exploded where dimension(the_geom)= 2;*

filtrage des données pour ne conserver que des surfaces.

select register('unionGridBati');

création du fichier « unionGridBati ».

create table "unionGridBati" as select geomunion(the_geom) as the_geom, index from "filterPointsAndLines" group by index;

calcul de la réunion des géométries pour éviter les redondances.

select register('batiDensityPerCell');

création du fichier « batiDensityPerCell ».

create table "batiDensityPerCell" as select area(the_geom) as Area, index from "unionGridBati";

calcul de la surface urbanisée pour chaque indice.

select register('density');

_create table density as select a.the_geom, a.index, b.Area/ area(a.the_geom) as area from grid as a, "batiDensityPerCell" as b where a.index=b.index;

calcul de la densité urbaine dans chaque maille de la grille 100m par 100m.

select register ('D:\Documents and Settings\herledant.PC-DMEE61\Mes documents\olivier\arps\Corine land cover\density\112.csv', 'myTable');

*create table "myTable" as select * from density;*

enregistrement des données sur le disque dur de l'ordinateur.

A.2.2 Requête en langage SQL destinée à traiter grâce au logiciel Orbis-Gis la base de données altimétrique de l'IGN (résolution 500m).

```
select register('r2p');
create table r2p as select RasterToPoints('smallsample');
select register('grid');
create table grid as select CreateGrid(1000,1000) from r2p;
select register('gridah');
create table gridah as select grid.index,avg(r2p.height) as meanHeight from grid,
r2p where contains(grid.the_geom,r2p.the_geom) group by grid.index order by
index;
select grid.*,meanheight from grid,gridah where grid.index = gridah.index;
select register('C:\Documents and Settings\olivierh\Mes documents\these\Corine
land cover\bdaltiign\bd500alti1000m.csv','myTable');
create table "myTable" as select * from gridah;
```

A.2.3 Script fortran d'affectation des variables de caractéristiques du sol pour le maillage à 1 km.

```
IF (styp(i,j).EQ.13) THEN
  DO prof=1,nprof
    temp(i,j,prof)=289.0
    wet(i,j,prof)=1.0
    wetcanp(i,j,prof)=1.0
  ENDDO
  ELSE IF (typsol(i,j).EQ.2) THEN
    !typsol=2 : code CLC 121,123,124 , industry
    temp(i,j,1)=290.0
    temp(i,j,2)=294.0
    DO prof=1,nprof
      wet(i,j,prof)=0.18
      wetcanp(i,j,prof)=0.2
    ENDDO
  [ ... ]
ENDIF
```

A.2.4 Post-traitement.

Les fichiers obtenus en sortie de ARPS sont des fichiers au format binaire. Il est possible de choisir la fréquence d'écriture des fichiers de sortie. En général nous avons choisi d'effectuer une sortie toutes les 15 minutes. Chacun des fichiers contient les valeurs des principales variables dans les mailles atmosphériques ainsi que dans les mailles du modèle de sol au pas de temps considéré. Par défaut les valeurs données par ARPS correspondent à l'état instantané (du pas de temps en question) des variables. Ce type de sortie a son intérêt pour observer des champs instantanés. Cependant, afin de pouvoir mener au mieux des comparaisons avec notre campagne de mesure, nous avons choisi de moyenniser les résultats de ARPS sur des périodes de 15 minutes. Pour réaliser ces moyennes sur un quart d'heure il a fallu modifier ARPS.f90. Nous avons créé, pour chaque variable qui nous intéresse, une nouvelle variable qui stocke à chaque pas de temps la valeur de la moyenne de la variable étudiée depuis le début de la

période de 15 minutes. A la fin de chaque quart d'heure ces variables sont réinitialisées après avoir été enregistrées dans le fichier de sortie.

Traitement temporel

Afin de pouvoir comparer les mesures avec les simulations, l'idéal est de pouvoir les visualiser de la même manière. Nous avons donc écrit une procédure en Fortran qui regroupe certaines variables des fichiers de sortie (un fichier chaque quart d'heure) en un unique fichier pour l'ensemble de la durée de la simulation. Nous avons à chaque fois choisi de sélectionner les mailles correspondant aux emplacements des sites de mesures sur le terrain : STP, PEN, ENV, INZ et KTA. Le fichier obtenu peut ainsi être, par exemple, inséré dans un fichier Excel de données de la campagne de mesure afin d'afficher sur un même graphique les simulations et les données expérimentales (Figure 204).

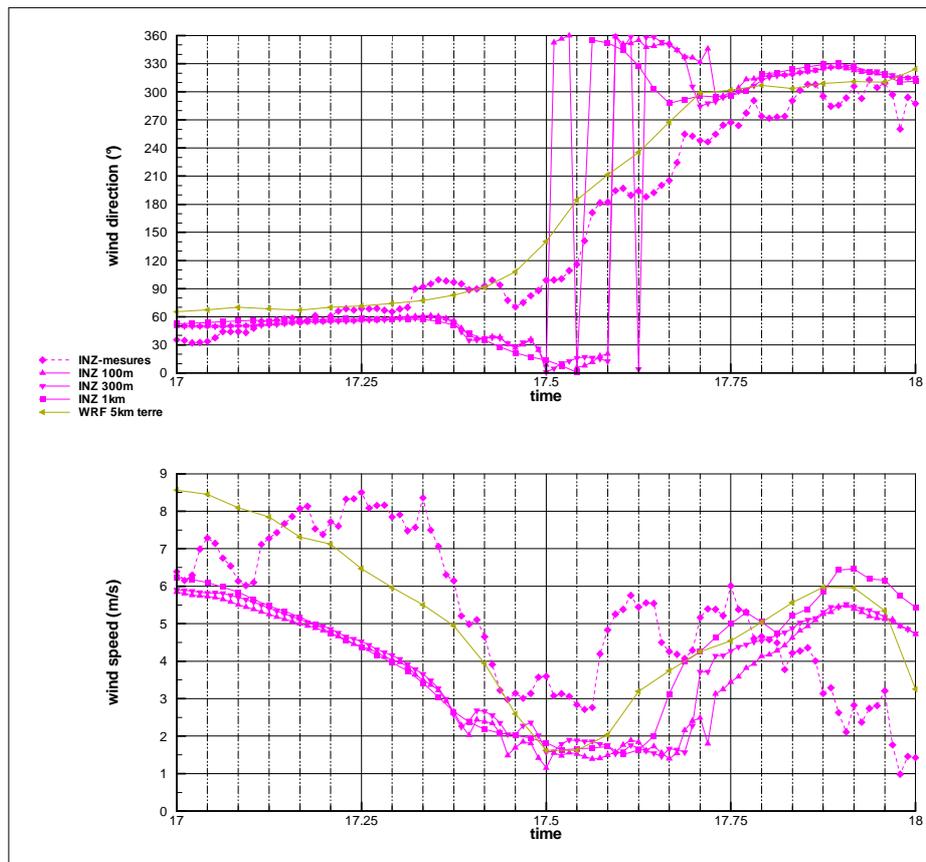


Figure 204 Exemple de visualisation des résultats moyennés au quart d'heure d'une journée de simulation en comparaison avec les mesures sur site (ici le site INZ le 17 juin 2006).

Champs de vent horizontaux

La visualisation sous forme de champ de vent, le plus souvent dans un plan horizontal proche du sol, est sans doute la plus appropriée à la compréhension des phénomènes météorologiques qui sont simulés. C'est aussi l'approche la plus intuitive pour les régatiers qui sont habitués à raisonner dans un plan horizontal. Le principal défaut de cette visualisation est qu'elle ne permet de représenter qu'un pas de temps à la fois.

Sodar numérique

Le sodar disposé sur le site de mesure ENV s'est révélé être un outil précieux lors de l'étude des phénomènes de brise thermique. Le mode d'affichage des résultats (temps en abscisse et altitude en ordonnée) est particulièrement bien adapté au type d'étude que nous menons. Nous

avons donc choisi de reproduire ce type d'affichage des résultats avec les sorties de nos simulations.

Afin de pouvoir effectuer des comparaisons mesures/simulation nous avons choisi comme point de référence la maille horizontale correspondant le mieux au site de l'ENV pour chacune des résolutions utilisées. Nous avons contrôlé la légitimité de ce choix de maille représentative :

- Pour certaines journées simulées comme le 22 juin (journée dominée par des effets d'origine synoptique), nous avons comparé les sodars numériques des différentes résolutions horizontale (Figure 205) et nous n'avons observé que peu de différences dans les 400 mètres près du sol. Si on considère les avantages apportés par l'utilisation de la résolution la plus fine (100m) comme notamment une meilleure prise en compte des variations du relief et du mode d'occupation des sols, il semble alors pertinent de comparer directement les mesures avec les résultats de la simulation ARPS 100m.
- La Figure 206 nous confirme en outre qu'il est légitime de s'appuyer sur les résultats d'une seule maille (ici avec l'exemple de la maille ENV) pour comparer les résultats de la simulation ARPS 100m et les mesures. En effet les différences observées avec quatre mailles adjacentes semblent continues et de faibles amplitudes, sans sursaut apparent. La conclusion serait différente avec les résultats de la simulation ARPS 1km, car dans ce cas les mailles adjacentes pourraient être des mailles de mer ce qui entraînerait des changements discontinus d'une maille à l'autre.

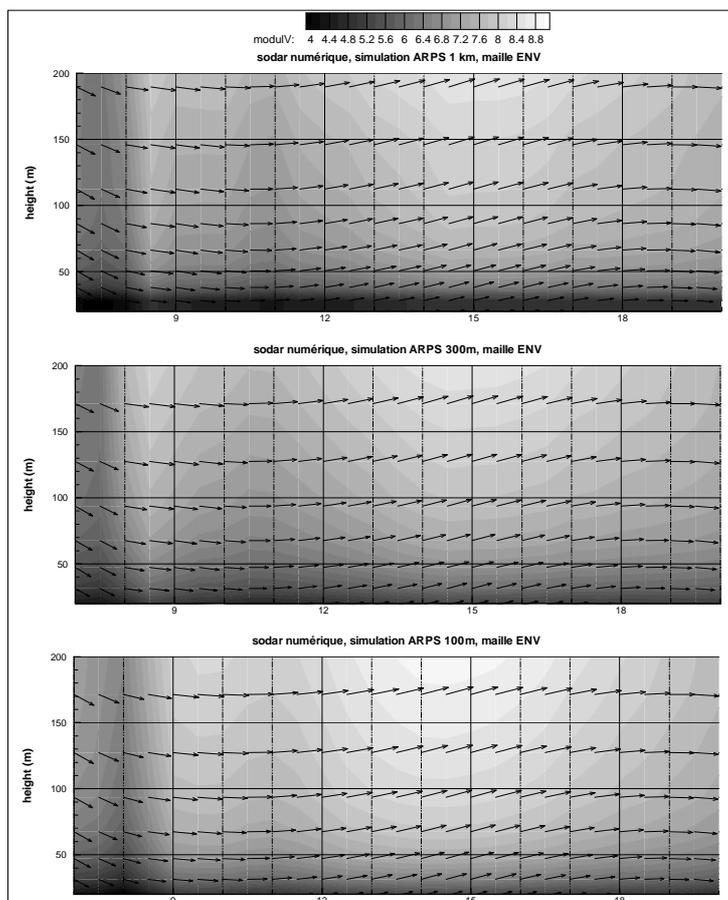


Figure 205 Sodars numériques de la maille correspondant à ENV pour les simulations ARPS 1km, ARPS 300m et ARPS 100m, isovalues du vent horizontal en nuances de gris et vecteurs vent horizontal en noir, le 22 juin 2006.

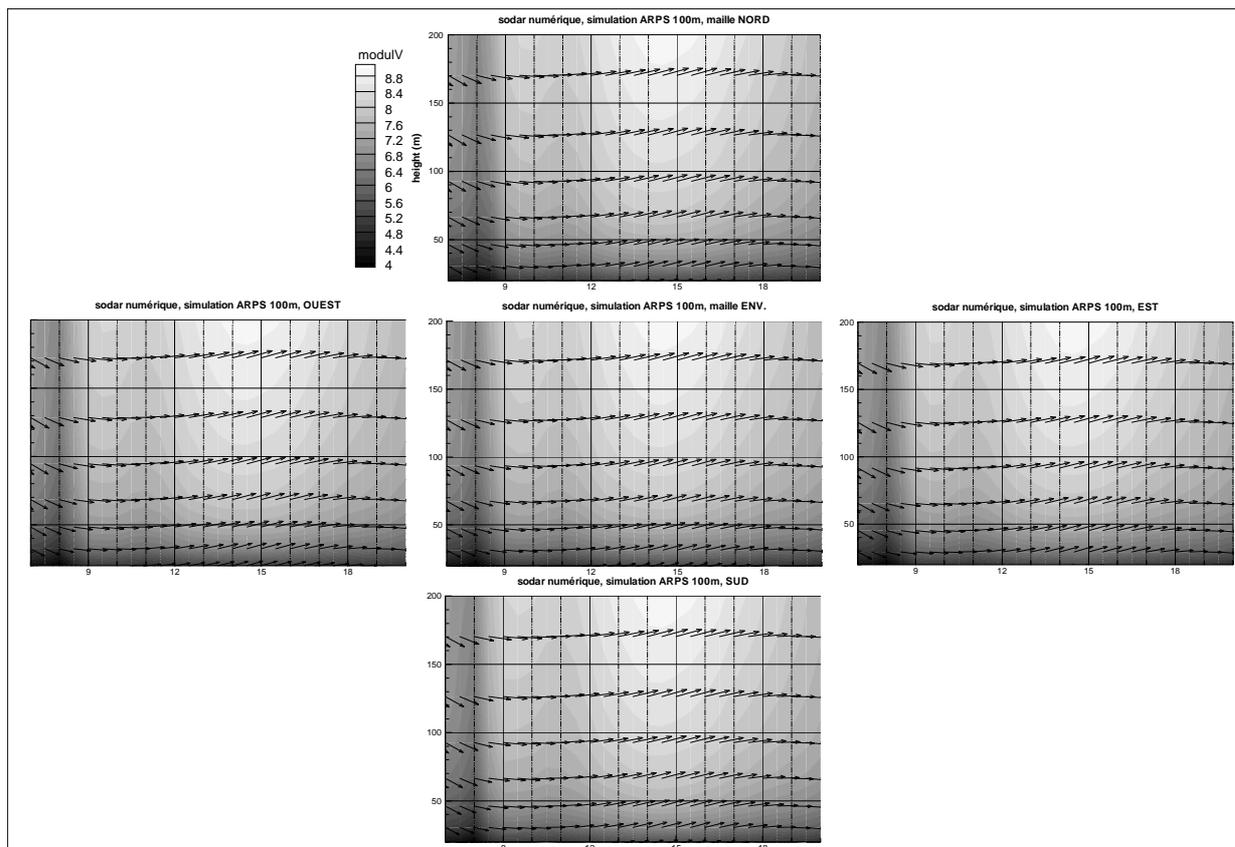


Figure 206 Sodar numérique de la maille ENV de la simulation ARPS 100m, ainsi que les quatre mailles entourant celle-ci (est, nord, ouest et sud), isovaleurs du vent horizontal en nuances de gris et vecteurs vent horizontal en noir, le 22 juin 2006.

Résumé :

Ce travail entre dans le cadre d'un programme de recherche consistant à développer des outils d'optimisation de la prise de décision des régatiers face aux situations micro-météorologiques complexes rencontrées lors des compétitions olympiques ou de match-racing. L'objectif est l'amélioration des connaissances de l'évolution du vent sur les plans d'eau de régates côtières.

Un dispositif d'étude de la micro-météorologie de la baie de Quiberon a été mis en place avec un volet expérimental et un volet numérique. Plusieurs situations météorologiques ont été rencontrées pendant la campagne de mesures Quiberon2006 (14-29 Juin 2006). L'analyse des données collectées montre, à partir d'une classification en quadrants, l'influence du vent synoptique sur les transitions et les développements des phénomènes de brise thermique.

Des simulations à haute résolution spatiale (mailles de 1km à 100m) de certaines journées sélectionnées ont été menées avec le modèle atmosphérique ARPS pour appréhender les effets de site liés au découpage de la côte et à la présence de la presqu'île. Une représentation fine de la topographie et des modes d'occupation des sols a été construite, basée sur l'analyse de la base de données CORINE Land Cover. Les champs météorologiques d'échelle régionale servant de forçage au modèle à haute résolution ont été obtenus par assimilation des données météorologiques avec le modèle WRF.

La capacité des modèles à reproduire les phénomènes micro-météorologiques côtiers en site complexe est évaluée par comparaison aux données expérimentales. L'approche de modélisation à haute résolution spatiale permet de caractériser les comportements du vent à l'échelle du plan d'eau, caractéristiques difficilement quantifiables expérimentalement.

Mots-clés : Brise thermique, Simulation numérique, Haute résolution spatiale, Campagne expérimentale, Baie de Quiberon, Brise de mer, Classification en quadrants, Régate.

Title and Abstract:

Numerical and experimental study of the micrometeorology over inshore regatta racecourses applied to the Quiberon Bay

This work is part of a research program aiming at developing tools allowing to optimize the tactical decision process during inshore sailing races in complex micrometeorological situations. The goal is to enhance the knowledge of the windshifts in coastal racecourses.

A study of the Quiberon bay micrometeorology has been set up, including measurements and numerical simulations. Several meteorological situations have been encountered during the Quiberon2006 measurement campaign that was carried out from June 14-29, 2006. The analysis of the measurement data, based on a synoptic wind quadrant classification, shows how the thermal breeze behaviour is influenced by the synoptic wind gradient.

High resolution large eddy simulations (1km to 100m horizontal meshes) have been performed with the ARPS atmospheric numerical model to highlight the influence of a complex coastline (including a peninsula) on the local winds. The local topography and land use have been finely modelled using the Corine Land Cover European database. Lateral boundary conditions for the regional scale simulations were generated using meteorological data assimilation with the WRF model.

The measurement results are compared to numerical results in view of validating the ability of the numerical models to simulate coastal micrometeorological processes in a complex topographical situation. High-resolution numerical simulations provide a quantification of some local coastal effects at small-scale that can hardly be detected by measurements.

Keywords : Thermal breeze, Numerical Simulation, High resolution, Experimental campaign, Quiberon Bay, Sea-breeze, Quadrant classification, Regatta.