



**HAL**  
open science

## Etude et modélisation des transferts d'eau et de sel en milieu deltaïque agricole (Camargue-France)

Laura Torres Rondon Torres-Rondon

► **To cite this version:**

Laura Torres Rondon Torres-Rondon. Etude et modélisation des transferts d'eau et de sel en milieu deltaïque agricole (Camargue-France). Autre [q-bio.OT]. Université d'Avignon, 2013. Français. NNT : 2013AVIG0048 . tel-01057792

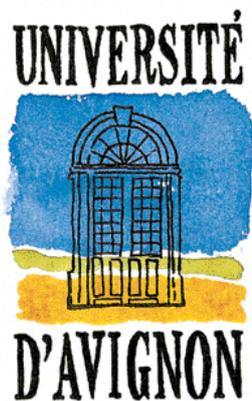
**HAL Id: tel-01057792**

**<https://theses.hal.science/tel-01057792>**

Submitted on 25 Aug 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.



**ACADEMIE D'AIX-MARSEILLE**  
**UNIVERSITE D'AVIGNON**  
**ET DES PAYS DE VAUCLUSE**



**THESE**

Présentée à l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse  
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

Spécialité : Hydrogéologie

Ecole doctorale 536 « **Agrosciences et Sciences** » (A2S)

UMR 1114 EMMAH INRA-UAPV  
Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes

Présentée par

**Laura TORRES-RONDON**

**ETUDE ET MODELISATION DES TRANSFERTS D'EAU ET  
DE SEL EN MILIEU DELTAÏQUE AGRICOLE  
(CAMARGUE-FRANCE)**

L. Barbiero	Chargé de Recherches, IRD	Rapporteur
G. de Marsily	Professeur émérite, Université Pierre et Marie Curie	Rapporteur
E. Custodio	Professeur émérite, Universitat Politècnica de Catalunya	Examineur
K. Chalikakis	Maître de conférences, Université d'Avignon	Examineur
O. Radakovich	Maître de conférences, CEREGE	Examineur
Y. Travi	Professeur émérite, Université d'Avignon	Examineur
V. Vallès	Professeur, Université d'Avignon	Directeur de thèse



# TABLE DES MATIERES

---

---

LISTE DE FIGURES .....	- 6 -
LISTE DE TABLEAUX .....	- 10 -
INTRODUCTION.....	- 11 -
Chapitre I . LA PLAINE DE LA CAMARGUE : CONTEXTE GENERAL .....	- 15 -
1. Les deltas de la Méditerranée .....	- 16 -
2. Le delta du Rhône et la plaine de la Camargue.....	- 17 -
2.1. Contexte environnemental de la Camargue.....	- 18 -
2.2. Géologie régionale du delta du Rhône .....	- 20 -
2.3. Géomorphologie.....	- 24 -
2.4. Les sédiments et leurs environnements de sédimentation .....	- 26 -
2.5. Types de sol.....	- 27 -
2.6. Agro-hydrosystèmes de la Camargue.....	- 27 -
2.7. Anthropisation de la Camargue.....	- 29 -
3. Structure interne du Delta du Rhône et systèmes aquifères.....	- 30 -
3.1. L'aquifère profond .....	- 31 -
3.2. L'aquitard.....	- 31 -
3.3. L'aquifère superficiel .....	- 32 -
3.4. Relation entre l'aquifère profond et l'aquifère superficiel .....	- 34 -
4. Présentation de la zone d'étude.....	- 35 -
Chapitre II . MATERIELS ET METHODES.....	- 41 -
1. Méthode du travail .....	- 41 -
2. Matériels et Instrumentation .....	- 42 -
2.1. Le réseau de points de mesure.....	- 42 -
2.2. Etude topographique .....	- 44 -
2.3. Prospection géophysique.....	- 45 -
2.4. Détermination des propriétés hydrogéologiques .....	- 49 -
2.5. Mesure de la piézométrie .....	- 50 -
2.6. Mesure de paramètres physico-chimiques et analyses géochimiques .....	- 52 -
2.7. Données climatologiques .....	- 53 -
Chapitre III . STRUCTURE DE L'AQUIFERE .....	- 55 -
1. Etude topographique .....	- 56 -
2. Etude Géologique .....	- 59 -

3. Etude Géophysique.....	- 64 -
3.1. Cartographie Electromagnétique .....	- 66 -
3.2. Sondage Electrique .....	- 68 -
3.3. Tomographie électrique .....	- 70 -
Chapitre IV . COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE .....	- 73 -
1. Dispositif expérimental .....	- 74 -
2. Piézométrie.....	- 74 -
2.1. Correction de la piézométrie.....	- 75 -
2.2. Suivi piézométrique de l'aquifère local .....	- 76 -
3. Essais de pompages.....	- 87 -
Chapitre V . CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DE L'AQUIFERE.....	- 93 -
1. Variation spatiale et temporelle de la minéralisation de l'aquifère .....	- 94 -
1.1. Evolution de la conductivité électrique de l'eau souterraine .....	- 94 -
1.2. Analyse chimique des ions majeurs.....	- 100 -
2. Origine de la minéralisation de l'aquifère .....	- 105 -
2.1. Contribution des données chimiques des ions majeurs.....	- 105 -
2.2. Contribution des isotopes stables et radioactifs de l'eau ( $^{18}\text{O}$ , $^2\text{H}$ et $^3\text{H}$ ).....	- 108 -
3. Synthèse du fonctionnement hydrogéologique .....	- 114 -
Chapitre VI . MODELISATION NUMERIQUE DE L'AQUIFERE.....	- 117 -
1. Construction et calibration du modèle.....	- 118 -
1.1. Bases mathématiques du modèle .....	- 118 -
1.2. Données d'entrée .....	- 119 -
1.3. Calibration du modèle.....	- 122 -
2. Sensibilité du modèle aux paramètres .....	- 130 -
2.1. Piézométrie initiale .....	- 131 -
2.2. Recharge .....	- 131 -
2.3. Evapotranspiration.....	- 131 -
2.4. Propriétés hydrodynamiques .....	- 132 -
2.5. Synthèse de l'étude de sensibilité.....	- 133 -
3. Etude de transport de solutés.....	- 134 -
3.1. Mise en place du modèle de transport .....	- 134 -
3.2. Distribution de la salinité actuelle dans la zone d'étude.....	- 138 -
4. Modèle vs Processus Hydriques.....	- 142 -
4.1. Connexion hydrique avec le Vaccarès.....	- 142 -
4.2. Irrigation .....	- 143 -
4.3. Effet endoréique.....	- 145 -

Chapitre VII . APPLICATION DU MODELE A LA PREVISION DES MODIFICATIONS DU REGIME HYDROSALIN INDUIT PAR LES CHANGEMENTS GLOBAUX.....	- 149 -
1. Prévisions de changement climatique pour le Sud-Est de la France.....	- 152 -
2. Modélisation des changements du régime hydrosalin de la zone d'étude .....	- 153 -
2.1. Scénario 1.....	- 155 -
2.2. Scénario 2.....	- 158 -
2.3. Scénario 3.....	- 159 -
2.4. Scénario 4.....	- 161 -
2.5. Scénario 5.....	- 163 -
2.6. Scénario 6.....	- 165 -
CONCLUSION GENERALE .....	- 171 -
RÉFÉRENCES .....	- 175 -
ANNEXES .....	- 183 -

# LISTE DE FIGURES

Fig. I.1 Delta du Rhône. Plaine de la Camargue (Bouteyre et Toni, 1972) .....	- 17 -
Fig. I.2 Précipitation mensuelle et cumul annuelle au Mas de Cabassole pour les années 2009, et 2010 et 2011.....	- 19 -
Fig. I.3 Ecart à la moyenne de référence 1971-2000 de la température annuelle en France depuis 1900.. Source : <a href="http://www.meteofrance.com">www.meteofrance.com</a> .....	- 19 -
Fig. I.4 Cartes de structures post-pyrénéennes (Arnaud-Fassetta, 1998).....	- 20 -
Fig. I.5 Limite Nord de la transgression flandrienne et système dunaire post flandrien (Heurteaux, 1969).....	- 21 -
Fig. I.6 Etapes de l'édification du delta du Rhône pendant la transgression Flandrienne (Arnaud-Fassetta, 1998) .....	- 22 -
Fig. I.7 Etapes de l'édification du delta du Rhône pendant la progradation à partir de 5500 BP. (Arnaud-Fassetta, 1998) .....	- 23 -
Fig. I.8 Carte géomorphologique du delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998) .....	- 25 -
Fig. I.9 Carte des sols de la haute Camargue et Schéma de répartition des sols (Bouteyre et Toni, 1972) .....	- 28 -
Fig. I.10 Stratigraphie de dépôts holocènes dans le delta du Rhône (Oomkens, 1970) .....	- 30 -
Fig. I.11 Représentation schématique des différents systèmes hydrogéologiques (De Montety, 2008) ...	- 31 -
Fig. I.12 Distribution de la perméabilité des sols en fonction de la géomorphologie (De Montety, 2008) .....	- 32 -
Fig. I.13 Localisation de la zone d'étude (Mas de Cabassole) .....	- 35 -
Fig. I.14 Localisation du site Cabassole et morphologie du terrain (d'après Arnaud-Fassetta, 1998).....	- 36 -
Fig. I.15 Cartes des isobathes du toit cailloutis plio-pléistocène en Camargue d'après A) Griolet, 1976 et B) Vella et al., 2005 .....	- 37 -
Fig. I.16 Carottages profonds (S6 et S2) réalisés près du Mas de Cabassole (Arnaud-Fassetta, 1998)....	- 38 -
Fig. I.17 Carte de distribution de sols dans la zone d'étude (D.D.A., 1970) .....	- 39 -
Fig. I.18 Schéma des circulations de l'eau entre les différents éléments de la surface et de la nappe superficielle (Godin, 1990) .....	- 40 -
Fig. II.1 Localisation de l'équipement de mesure installé dans la zone d'étude.....	- 44 -
Fig. II.2 Sondage à la tarière. B) Pointe de 10 cm de diamètre. C) Pointe de 20 cm de diamètre .....	- 44 -
Fig. II.3 Exemple de piézomètres installés dans la zone d'étude.....	- 44 -
Fig. II.4 Théodolite et échelle topographique .....	- 45 -
Fig. II.5 Dispositif de mesure Schlumberger. A et B électrodes d'injection, M et N électrodes de mesure du potentiel électrique .....	- 46 -
Fig. II.6 Schéma représentatif du dispositif de mesure Wenner-Schlumberger ( <a href="http://www-ig.unil.ch/cours/">http://www-ig.unil.ch/cours/</a> consulté en 2011) .....	- 47 -
Fig. II.7 Equipement ABEM Terrameter SAS 4000 utilisé pour l'étude de tomographie électrique .....	- 47 -
Fig. II.8 Equipements électromagnétiques utilisés sur le terrain A) EM 34-3 et B) EM38 .....	- 48 -
Fig. II.9 Equipement GEONICS EM-34 .....	- 48 -
Fig. II.10 Pompe de surface utilisée pour les essais de pompages.....	- 49 -
Fig. II.11 Sondes Diver utilisées pour les mesures piézométriques.....	- 50 -
Fig. II.12 Appareil de mesure de l'eddycovariance de l'INRA.....	- 53 -
Fig. III.1 Etapes du processus de modélisation géologique .....	- 55 -
Fig. III.2 Localisation des points de mesure topographique .....	- 57 -
Fig. III.3 Fiche du repère de nivellement M.C.D3-111 BIS localisé à l'entrée du Mas de Cabassole ( <a href="http://geodesie.ign.fr/">http://geodesie.ign.fr/</a> ).....	- 57 -
Fig. III.4 Profil topographique Sud-Nord de la zone d'étude et points d'observations positionnés selon l'altitude calculée (localisation cf. Fig. III.2).....	- 58 -
Fig. III.5 Profil topographique Ouest-Est de la zone d'étude (localisation cf. Fig. III.2).....	- 58 -
Fig. III.6 Position des sondages à la tarière utilisés pour l'étude géologique .....	- 60 -
Fig. III.7 Images de la composition de certains des faciès lithologiques décrits .....	- 60 -

Fig. III.8 Représentation 2D des faciès sédimentaires du sous-sol avec le positionnement de certains sondages géologiques et leur profondeur d'investigation relative. D'après la description lithologique, les environnements sédimentaires identifiés sont : F, fluvial ; L, dépôts lagunaires et d'étang salé ; D, éolien ; P, palustre, et M, marin (localisation c.f. Fig. III.6) (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 63 -
Fig. III.9 Section ERT Nord-Sud réalisé à l'Est de la zone d'étude (Mommessin, 2009).....	- 63 -
Fig. III.10 Positionnement des mesures géophysiques (EM, ES et ERT), des sondages géologiques et de la section 2D, réalisés sur le Mas de Cabassole (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 65 -
Fig. III.11 A) Corrélogrammes et B) Variogrammes directionnels, obtenus à partir des données de la cartographie EM (VD-10 m) pour les directions Est-Ouest et Nord-Sud (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 66 -
Fig. III.12 Superposition des cartes EM par rapport à l'espacement des bovines (carte VD-10 m au dessus et carte VD-20 m au dessous). Positionnement des ERT, ES et sections 2D de la corrélation ES (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 67 -
Fig. III.13 Intégration des ES et les résultats des sondages géologiques (Torres-Rondon et al., 2013) ...	- 69 -
Fig. III.14 Corrélation structurale basé sur les résultats de l'ES (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 69 -
Fig. III.15 Interprétation des sections ERT et superposition de la corrélation lithologique des sondages à la tarière, avec l'environnement de sédimentation entre parenthèse. A) Section ERT Cam1 (itération 3, erreur= 1,4%). B) Section ERT Cam3 (itération 3, erreur= 6%) (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 71 -
Fig. III.16 Modèle conceptuel 3D de la géométrie de l'aquifère superficiel (Torres-Rondon et al., 2013).....	- 72 -
Fig. IV.1 Localisation des points d'observation de l'aquifère superficiel au Mas de Cabassole et délimitation des zones d'intérêt .....	- 74 -
Fig. IV.2 Coupe géologique présentant le contour des nappes identifiées sur le terrain et le comportement de l'aquifère superficiel .....	- 77 -
Fig. IV.3 Piézométrie saisonnière suivant l'axe Nord-Sud dans la zone d'étude .....	- 77 -
Fig. IV.4 Comparaison entre les niveaux piézométriques sur certains points d'observations de la zone d'étude et les principales sources d'alimentation de la nappe principale (deuxième niveau) (Canal de Montlong, Etang du Vaccarès et la précipitation). A) Période d'irrigation- année 2011, et B) Hors période d'irrigation- année 2011-2012.....	- 79 -
Fig. IV.5 Fluctuations journalières sur quatre piézomètres (Cab1, Cab2, Cab4 et Cab4prof) et l'étang de Vaccarès.....	- 82 -
Fig. IV.6 Exemple de décalage entre l'étang de Vaccarès et la nappe superficielle (Control 2 et Cab 3) pour l'année 2011 (le 25/12/2011, le 14/01/2012 et le 04/02/2012, en cercles).....	- 83 -
Fig. IV.7 Exemple de décalage (en cercle) entre l'étang de Vaccarès et la nappe superficielle (Cab1 et Cab2) pour l'année 2009.....	- 83 -
Fig. IV.8 Comparaison entre les courbes des piézomètres Cab4, Cab4prof et Cab5 pendant l'été 2009. -	86 -
Fig. IV.9 Coupe géologique de la partie Nord de la zone d'étude présentant les possibles sens d'écoulements souterrain et la limite de l'influence de l'évapotranspiration.....	- 86 -
Fig. IV.10 Piézométrie du point Cab 6 du mars-2012 au mars-2013 .....	- 87 -
Fig. IV.11 Exemple de courbes de rabattement en fonction du log du temps mesurées pendant les pompages faits au Puits 1, Puits 2 et Puits 4 .....	- 89 -
Fig. IV.12 Distribution des valeurs de transmissivité dans les couches sableuses de l'aquifère superficiel local.....	- 89 -
Fig. IV.13 Comportement du Puits1 pendant le pompage sur le Puits2 (02/04/2010) .....	- 90 -
Fig. IV.14 Distance sur le terrain entre le Puits 1 et le Vaccarès (image prise sur Google Earth) .....	- 90 -
Fig. V.1 Distribution de la conductivité électrique moyenne de l'eau dans la zone d'étude .....	- 95 -
Fig. V.2 Coupe géologique avec les valeurs moyennes de conductivité électrique de l'eau souterraine et des eaux de surface.....	- 96 -
Fig. V.3 Profils de conductivité électrique de l'eau acquis en 2011 sur les piézomètres Control2, Puits1, Puits 2, Cab 4, Cab4prof et Cab6.....	- 97 -
Fig. V.4 Comparaison entre la conductivité électrique de l'eau des piézomètres installés dans le faciès <b>Al-La</b> (Cab 3 et Cab 6) et ceux installés dans le faciès <b>SI-S</b> (Cab 3prof et Cab 6prof).....	- 99 -

Fig. V.5 Diagramme de Piper montrant les faciès chimiques reconnus et l'évolution temporelle de certains points de l'aquifère superficiel local .....	101 -
Fig. V.6 Diagramme de Stabler pour les moyennes des Puits et des masses d'eau superficielles (orientés selon l'axe Nord-Sud) .....	103 -
Fig. V.7 Relation entre le Na <sup>+</sup> et le Cl <sup>-</sup> des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée) .....	106
Fig. V.8 Relation entre le Br <sup>-</sup> et le Cl <sup>-</sup> des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée) .....	106
Fig. V.9 Relation entre SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> et le Cl <sup>-</sup> des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée) ..	107 -
Fig. V.10 Relation entre Ca <sup>2+</sup> et le Na <sup>+</sup> des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée) .....	108
Fig. V.11 Relation entre l'index de saturation de la calcite et le Cl <sup>-</sup> des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée).....	108
Fig. V.12 Moyennes de la relation entre d <sup>2</sup> H et d <sup>18</sup> O de l'aquifère le Montlong, le Vaccarès, une Rizière et la Méditerranée. Les moyennes ont été obtenues entre mai-2012, décembre-2012 et janvier-2013 .....	109 -
Fig. V.13 Relation d <sup>18</sup> O/Cl <sup>-</sup> pour les points de mesure .....	111 -
Fig. V.14 Modèle conceptuel saisonnier de l'aquifère superficiel. A) Hors période d'irrigation, B) En période d'irrigation.....	115 -
Fig. VI.1 A) Représentation 3D des conditions aux limites (charges et flux imposés). B) Modèle de grille construit pour la discrétisation spatiale de l'aquifère superficiel et zones de recharge du modèle	120 -
Fig. VI.2 Caractérisation des unités hydrogéologiques et les couches du modèle.....	121 -
Fig. VI.3 Représentation 3D des unités lithologiques différenciées pour le modèle numérique de l'aquifère superficiel. A) Est, B) centre et C) Ouest.....	121 -
Fig. VI.4 Graphique de la comparaison entre la charge hydraulique calculée et la charge hydraulique observée. A) Pendant la période d'irrigation, B) Hors période d'irrigation .....	124 -
Fig. VI.5 Charge hydraulique du modèle (couche #3) en régime permanent. A) Pendant la période d'irrigation, B) Hors période d'irrigation.....	125 -
Fig. VI.6 Comparaison entre la charge hydraulique calculée et la charge hydraulique observée dans le temps pour les piézomètres Cab1, Cab2, Cab3, Cab4, Cab5 et Cab6.....	129 -
Fig. VI.7 Positionnement des piézomètres fictifs utilisés pour l'étude de la dispersivité et localisation des trois points d'observations pour le piézomètre Vac1 .....	135 -
Fig. VI.8 Réponse de l'aquifère superficiel au test de sensibilité de la dispersion pour A) une même valeur pour toutes les couches et B) pour différentes valeurs sur une seule couche .....	136 -
Fig. VI.9 Carte du transport de soluté (distribution de sel) pour le jour 1000 de la simulation dans la deuxième couche. A) Sans marais, B) Avec marais.....	137 -
Fig. VI.10 Profil du modèle de distribution de sel pour le scénario B. A) à 106 jours de simulation, B) à 912 jours de simulation .....	138 -
Fig. VI.11 Carte de la conductivité électrique du sol en utilisant l'Em38 (à gauche). ECa= Conductivité électrique apparente .....	141 -
Fig. VI.12 Cartes des scénarios du transport de solutés superposées. Couche 1 du modèle (à droite)...	141 -
Fig. VI.13 Avancement du front de concentration au bord du Vaccarès dans le temps .....	143 -
Fig. VI.14 Impact de l'irrigation dans la distribution de la salinité sur une parcelle de riz pour trois jours de simulation (jour 365, 547 et 730).....	144 -
Fig. VI.15 Impact de l'effet de l'évapotranspiration dans la distribution de la salinité sur une parcelle non irriguée et sur les trois premières couches du modèle .....	145 -
Fig. VII.1. Moyenne globale du changement du niveau de la mer (I.P.C.C., 2013).....	149 -
Fig. VII.2 Schéma conceptuel décrivant les relations cause/effet du changement climatique sur l'eau souterraine et les écosystèmes liés (Pasini et al., 2012) .....	150 -
Fig. VII.3 de jours par an avec températures maximales supérieures à 35°C en France, selon trois scénarios A2, A1 et B1 (source : www.meteofrance.fr –2007) .....	151 -

Fig. VII.4 Nombre Moyenne multi-modèles des anomalies de précipitations (mm /an) pour la période estivale et la période hivernale couvrant 2046-2065 (Pagé et al., 2008).....	- 152 -
Fig. VII.5 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 1 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 156 -
Fig. VII.6 Profils de distribution de salinité pour le scénario 1 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309 .....	- 157 -
Fig. VII.7 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 2 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 158 -
Fig. VII.8 Profils de distribution de salinité pour le scénario 2 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309 .....	- 159 -
Fig. VII.9 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 3 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 160 -
Fig. VII.10 Profils de distribution de salinité pour le scénario 3 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309 .....	- 161 -
Fig. VII.11 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 4 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 162 -
Fig. VII.12 Profils de distribution de salinité pour le scénario 4 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24.....	- 163 -
Fig. VII.13 Cellules affectées par la recharge sur le bourrelet alluvial pour le cas d'une réduction de la surface irriguée.....	- 163 -
Fig. VII.14 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 5 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 164 -
Fig. VII.15 Profils de distribution de salinité pour le scénario 5 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24.....	- 164 -
Fig. VII.16 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 6 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3 .....	- 166 -
Fig. VII.17 Profils de distribution de salinité pour le scénario 6 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24.....	- 166 -

## LISTE DE TABLEAUX

Tableau II.1 Méthodes et techniques géophysiques utilisées pour l'exploration.....	- 45 -
Tableau III.1 Résistivité apparente des faciès au centre du bourrelet alluvial (Torres-Rondon et al., 2013) ....	- 68 -
Tableau IV.1 Valeurs calculées de la densité de l'eau à partir de la conductivité électrique .....	- 75 -
Tableau IV.2 Niveaux piézométriques calculés de l'équivalent d'eau douce.....	- 75 -
Tableau IV.3 Hauteurs de l'équivalente d'eau douce obtenus pour les piézomètres Control 2, Cab 5 et Cab 6 .....	- 76 -
Tableau IV.4 Piézomètres choisis pour l'étude des variations piézométriques .....	- 80 -
Tableau IV.5 Paramètres hydrogéologiques obtenus lors des pompages .....	- 88 -
Tableau V.1 Conductivité électrique moyenne saisonnière de l'eau de certains piézomètres situés de Nord au Sud.....	- 96 -
Tableau V.2 Paramètres hydrochimiques de l'eau souterraine, du canal de Montlong et de l'étang de Vaccarès.....	- 102 -
Tableau V.3 Comparaison des pourcentages des principaux éléments dans la composition du faciès chloruré-sodique.....	- 104 -
Tableau V.4 Teneurs moyennes de <sup>18</sup> O et <sup>2</sup> H pour l'eau souterraines et les eaux superficielles .....	- 110 -
Tableau V.5 Proportion de mélange Montlong/Vaccarès pour le Puits 2 et Puits 4 .....	- 110 -
Tableau V.6 Teneurs en tritium dans la zone d'étude pour décembre-2012 et janvier-2013 .....	- 111 -
Tableau V.7 Résumé de l'identification hydrochimique des eaux souterraines et superficielles .....	- 112 -
Tableau VI.1 Charges hydrauliques des piézomètres moyennes des chroniques manuelles .....	- 123 -
Tableau VI.2 Charges hydrauliques des conditions aux limites moyennes des chroniques manuelles ..	- 123 -
Tableau VI.3 Bilan d'eau du modèle en régime permanent et pendant la période d'irrigation (avec recharge) .....	- 126 -
Tableau VI.4 Bilan d'eau du modèle en régime permanent, hors période d'irrigation (sans recharge)..	- 126 -
Tableau VI.5 Paramètres hydrogéologiques utilisés pour la calibration du modèle .....	- 127 -
Tableau VI.6 Valeurs de l'évapotranspiration utilisées pour la calibration du modèle .....	- 128 -
Tableau VI.7 Débits entrants et sortants calculés pour le modèle en régime transitoire .....	- 129 -
Tableau VI.8 Comparaison entre les différentes réponses aux cas de sensibilité par piézomètre. Où PI est la piézométrie initiale, K la Conductivité Hydraulique, S le coefficient d'emmagasinement, R la recharge et E l'évapotranspiration .....	- 131 -
Tableau VI.9 Valeurs de déphasage de conductivité hydraulique obtenues lors de l'étude de sensibilité.....	- 133 -
Tableau VI.10 Valeurs de déphasage du coefficient d'emmagasinement obtenues lors de l'étude de sensibilité .....	- 133 -
Tableau VII.1 Données utilisée par les conditions aux limites : Recharge, Marais et Vaccarès pendant les simulations prédictives.....	- 154 -
Tableau VII.2 Données utilisée par le canal pendant les simulations prédictives .....	- 154 -
Tableau VII.3 Données utilisée par l'option évapotranspiration pendant les simulations prédictives....	- 155 -

# INTRODUCTION

---

---

Lors de leur mise en place, les systèmes sédimentaires côtiers, en particulier deltaïques, sont influencés par divers facteurs tels que : un régime fluvial avec une divagation de la position du lit du fleuve au cours du temps, la dynamique côtière, le contexte structural du delta, l'eustatisme et le climat (Cojan et Renard, 1997).

La complexité des hydrosystèmes associés est liée premièrement à la rencontre des eaux douces continentales et des eaux salées en surface et en profondeur, deux masses d'eau de densité différente. Elle est également associée à la forte hétérogénéité tridimensionnelle de la granulométrie des sédiments liée à l'activité du fleuve. Heureusement cette hétérogénéité spatiale est généralement bien structurée. De plus, les aquifères superficiels deltaïques interagissent directement avec l'atmosphère et l'évapotranspiration joue un rôle important. En effet, l'évapotranspiration, générée notamment par des hautes températures et le vent, a pour conséquence le transfert de grandes quantités d'eau du sol vers l'atmosphère sous forme de vapeur, induisant ainsi une baisse du niveau de l'eau dans les aquifères, surtout en été. Lorsque la nappe est proche du sol, elle joue aussi un rôle sur la salinisation. C'est pourquoi cette dernière présente une forte variabilité spatio-temporelle.

Depuis quelques années, de nombreuses études visent à prévoir les conséquences des changements climatiques sur le fonctionnement de la nature et par voie de conséquence, sur les activités humaines (e.g. Green et al., 2011). Si les modalités de l'élévation future des températures sont encore controversées, l'augmentation du niveau des mers, en revanche, est déjà un fait unanimement admis (Suarez et al., 1997 ; I.P.C.C., 2007), les processus sont avérés et présentent une dynamique d'accélération. Les aquifères côtiers et plus particulièrement deltaïques sont en première ligne face à ces changements en cours. Ils apparaissent ainsi comme des sentinelles pour les aquifères, face aux changements globaux du climat. En effet, ce sont eux qui devraient présenter les premiers des modifications de leur fonctionnement.

De nombreuses questions restent à étudier telles que leur inertie ou bien leur rapidité à répondre à la modification des conditions aux limites générée par les changements globaux. Ces aquifères côtiers constituent donc des objets particulièrement intéressants pour les études hydrogéologiques.

Le delta du Rhône se situe au Sud de la France, sur le bord de la mer Méditerranée. Il est limité par les bras du fleuve (le Grand Rhône et le Petit Rhône) et par la mer Méditerranée. La configuration géologique du delta est similaire à celle des autres systèmes deltaïques en Méditerranée (Boyer et al., 2005 ; Falgàs et al., 2011 ; Iribar et al., 1997) tel que le delta de l'Ebre, le delta du Tordera, le delta du Llobregat, le delta du Tibre, le delta du Nil et le delta du Pô. Un grand nombre d'études géologiques et hydrogéologiques ont été menées sur le delta du Rhône afin de caractériser les aquifères deltaïques du delta (e.g. D.D.A., 1970 ; Godin, 1990 ; Heurteaux, 1969 ; L'Homer, 1975 ; Marinos, 1969 ; Pons et al., 1979). Cependant, ces études restent très générales du fait de la complexité de l'environnement.

Le climat méditerranéen se caractérise par une courte période de pluie et des températures élevées en été (Cary, 2005), faisant de la Camargue une des régions la plus sèche de France. Deux types de vents fréquents et très violents soufflent en alternance, le Mistral et le vent marin (Est et Sud-

Est). Leur effet sur le basculement des plans d'eau, tel que celui du Vaccarès, est connu depuis les années 70, mais leur impact sur l'hydrogéologie locale n'a pas encore été étudié. Compte-tenu de sa localisation et de sa faible pente, le delta peut être affecté par les changements du niveau de la mer qui remonte de 3,3 mm/an depuis 1992 (Nicholls et Cazenave, 2010), et plus encore si l'on considère la dernière décennie. Le terrain est par ailleurs subhorizontal induisant une interaction eau douce-eau salée et une infiltration préférentielle des eaux dans le delta exerçant alors une pression dans le sous-sol.

Par ailleurs, la Camargue, région importante pour la culture du riz, du blé et divers fruits, est soumise à une intense activité agricole pendant toute l'année. L'irrigation de ces cultures est nécessaire, particulièrement en été, ce qui affecte considérablement le niveau d'eau dans l'aquifère.

De 2002 à 2009 la région Crau/Camargue a été le centre des projets de recherche tels que RESYST (Réponse d'un système deltaïque aux forçages externes) et HYDROCCAM (Fonctionnements couplés Eaux de surface-Eaux souterraines dans les hydrosystèmes de Crau-Camargue). Ces projets avaient pour objet d'étudier et comprendre :

- les relations entre le fonctionnement des hydrosystèmes du delta et le fonctionnement de la surface.,
- les variations temporelles des forçages externes, afin de prévoir les conséquences et proposer une politique de gestion et de développement durable des hydrosystèmes côtiers.

L'objectif final étant de répondre à la question-clé :

« Comment répond le système hydro-sédimentaire d'une zone deltaïque aux variations climatiques, à la montée du niveau marin, aux modifications des apports sédimentaires et aux pressions anthropiques ? »

Pour répondre à cette question, des outils (modèles) devaient être proposés pour analyser l'impact du changement climatique (scénarios), ainsi que des modifications d'usage de terres et des pratiques agricoles. Cependant, cette dernière étape n'a pas été menée à son terme sur la durée des projets essentiellement du fait de l'hétérogénéité du milieu.

A cause de la complexité du système superficiel camarguais, il a été nécessaire de choisir un site représentatif pour l'étude de l'aquifère superficiel de la Camargue. La Moyenne Camargue est un environnement mixte construit par des dépôts fluviaux qui forment des couches allongées de sable (bourrelets alluviaux) avec des schémas de méandre qui séparent l'eau douce des dépressions contenant de l'eau saumâtre (Boyer et al., 2005). Les dépressions et les bourrelets alluviaux font partie des unités fonctionnelles de la Camargue (Griollet, Carte Hydrogéologique d'Arles, 1972). Cette partie du delta représente une situation intermédiaire entre la Haute et la Basse Camargue.

La zone d'étude se situe au Mas de Cabassole dans la Moyenne Camargue, au Nord de l'étang de Vaccarès. Elle intercepte toutes les unités géomorphologiquement fonctionnelles présentes : des dépressions au dessous du niveau de la mer (marais) et l'ancien bras du Rhône (bras du Saint Ferréol). De plus, le contact avec l'étang de Vaccarès, grand lac en communication avec la mer, donne les conditions favorables pour l'étude des échanges eau douce-eau salée. En résumé, le site expérimental est représentatif de la géomorphologie typique de structures superficielles de la

Moyenne Camargue et par conséquent elle peut être également représentative des différents processus observés à grande échelle.

### ***Objectifs du travail***

Le travail a consisté en l'acquisition de données hydrodynamiques, chimiques et isotopiques, afin d'étudier les processus régissant le fonctionnement hydrogéologique de surface de la zone d'étude, et de fournir assez d'information sur les caractéristiques hydrodynamiques des différentes couches. Par ailleurs, il sera nécessaire de définir avec précision la géométrie des différentes couches afin de pouvoir constituer une représentation 3D du système.

A l'issue de ce travail il sera possible d'intégrer toutes ces données dans un modèle numérique spatio-temporel qui sera utilisé pour simuler le comportement hydrodynamique et le régime hydrosalin des hydrosystèmes. Il doit permettre d'intégrer notamment les interactions qui existent entre les eaux superficielles et les eaux souterraines, et l'impact exercé par l'Homme sur les aquifères superficiels du delta du Rhône. Les processus évaporatoires et leur variabilité spatiale, les transferts hydrosalins des nappes superficielles et la salinisation des sols couplés aux paramètres hydrogéologiques des aquifères seront pris en compte dans ce modèle mathématique. La compréhension du système actuel permettra d'explorer les conséquences futures liées à une modification du milieu (impact anthropique, changement climatique...) à travers du modèle de manière à trouver les possibles solutions aux divers scénarios proposées.

Pour présenter ce travail le mémoire a été subdivisé en 7 chapitres. Les deux premiers correspondent à la présentation du delta du Rhône et des principales approches méthodologiques utilisées. Les autres chapitres présentent successivement :

1. Une *caractérisation de la structure du système (chapitre III)* : qui vise à comprendre la distribution spatiale des formations qui constituent le réservoir aquifère et ses limites,
2. une *caractérisation hydrogéologique (chapitre IV et V)* : cherchant à identifier les facteurs et conditions qui induisent les variations spatiales et temporelles de la charge hydraulique et la composition chimique et isotopique de l'eau souterraine, ainsi que les processus hydrogéologiques, et
3. la *construction d'un modèle numérique 3D (chapitre VI et VII)*, afin de simuler le fonctionnement actuel du système aquifère et l'utiliser pour simuler l'impact des changements globaux.



# Chapitre I . LA PLAINE DE LA CAMARGUE : CONTEXTE GENERAL

---

## Introduction

Les aquifères côtiers ont été définis par Post (2005) comme le sous-sol équivalent des zones côtières où l'eau souterraine douce continentale et l'eau de la mer se retrouvent. Tous les aquifères côtiers partagent les caractéristiques hydrogéologiques suivantes : la présence de gradients de densité due à la différence de salinité, des zones de mélanges, un changement rapide d'environnement géologique, et des fluctuations du niveau de la mer à court et long terme. Le gradient hydraulique typique (autour de 0,001) est équivalent au gradient de densité généré par la dissolution de seulement un gramme de sel par litre d'eau (1 g/l). Les variations de lithologie et de stratigraphie ont une influence considérable dans la distribution de l'eau douce et de l'eau salée dans les aquifères côtiers (Antonellini et al., 2008).

Un aquifère côtier peut intégrer différents environnements sédimentaires tels que : plages, dunes, cônes alluviaux, fonds intertidaux, et complexes baie/lagune, chacun avec sa propre distribution de taille de grains et ses propriétés hydrauliques (Antonellini et al., 2008 d'après Davis, 1994 ; Davis, 1997).

Custodio, (2010) signale que, du point de vue de la ressource d'eau, les régions deltaïques sont des formations côtières importantes, qui sont repérées aux embouchures des rivières, lorsque le taux des solides apportés par la rivière dépasse leur dispersion par les marées et les courants marins. Ce cas particulier est observé en Méditerranée, où il existe une production importante de sédiments issus des chaînes de montagnes littorales, due au régime pluviométrique, marqué par des pluies intenses ; une érosion des sols importante et le résultat de l'action de la dernière glaciation.

A cause des conditions de sédimentation, les aquifères deltaïques sont caractérisés par différentes sources de complexités (Torres-Rondon et al., 2013, d'après plusieurs auteurs) tels que :

1. une hétérogénéité spatiale et granulométrique. Le contraste de granulométrie des systèmes deltaïques peut être très important. Les systèmes deltaïques peuvent présenter aussi une forte variabilité latérale et verticale (variabilité 3D),
2. une salinisation de l'eau souterraine. La salinité est interceptée par les sédiments fins (argile principalement) et reste immobile,
3. une vulnérabilité aux activités anthropiques, à cause de la proximité de l'eau souterraine à la surface du sol et à la densité de population, et
4. autres événements atmosphériques, comme par exemple, réchauffement climatique ou évapotranspiration

D'après Arnaud-Fassetta et Provansal, (2003), les deltas sont considérés comme des zones humides parmi les plus productives du monde, et elles sont devenues le support du développement de communautés urbaines et rurales, qui abritent également des sites historiques et archéologiques. Ces enjeux matériels, humains et culturels soulèvent la question de leur

vulnérabilité, face aux risques d'érosion et de submersion marine, d'inondations fluviales, de rapides mouvements négatifs du sol. Ces risques « structuraux » des deltas sont actuellement exacerbés par l'élévation du niveau marin, qui est liée à l'intensification de l'effet de serre, et sont aggravés par la réduction des apports solides fluviaux, qui ne contribuent souvent plus à l'édification des plaines deltaïques.

## 1. Les deltas de la Méditerranée

Les changements eustatiques du niveau de la mer ont un rôle important dans les conditions hydrologiques de deltas. Ces changements ont eu lieu plusieurs fois pendant le Quaternaire, période de temps pendant laquelle les deltas de la Méditerranée ont été formés (Custodio, 2010).

Pendant plusieurs milliers d'années, les fleuves ont creusé des vallées profondes, souvent érodant les dépôts deltaïques constitués à partir d'anciennes glaciations, dépôts partiellement préservés ou totalement érodés, selon les conditions locales. La remontée du niveau de la mer a été rapide après la dernière glaciation. Il y a 6000 ans environ, un niveau similaire ou légèrement supérieur à l'actuel a été atteint. Sur le continent, l'apport de sédiments par les rivières a augmenté principalement à cause de la fonte des glaces et des changements de la couverture végétale (Custodio, 2010).

La remontée du niveau de la mer produit une importante transgression sur les plaines côtières, les anciens deltas et les bas de vallées, permettant leur remplissage sédimentaire. Ces sédiments, déposés dans des eaux salées, sont constitués d'argile marine ou estuarienne, limons et sables fluvio-marins, qui peuvent correspondre à des terrasses alluviales, des berges de rivières, des plages de sable, des dunes éoliennes et des dépôts riches en matière organique. Tel est le cas du Bas Rhône (au Sud de la France), du Bas Guadalquivir-Doñana (au Sud-Ouest de l'Espagne), et de la région d'Aveiro (au Nord du Portugal) (Custodio, 2010). Dans ces deltas méditerranéens, il y a des aquifères superficiels et profonds, des couches quasi-continues d'argile et de limons, et d'épaisses séquences de sable. L'eau de ces sédiments peut être douce, saumâtre ou salée, voire même hypersalée.

Chaque système a été soumis à des caractéristiques spécifiques locales. Cependant certaines caractéristiques sont communes. Derrière les dunes côtières, le terrain présente une altitude très faible et il existe des lacs superficiels, des lagunes et des marais à fond argileux.

Les caractéristiques typiques d'un delta méditerranéen s'observent dans les deltas de l'Ebre et du Llobregat en Catalogne, au Nord-Est de l'Espagne. Les deux deltas présentent une structure sédimentaire typique bien développée liée aux changements du niveau de la mer (Manzano Arellano et al., 1986 ; Gámez et al., 2009). Pour les deux deltas, il y a un aquifère superficiel peu épais constitué par de sédiments fluviaux, éoliens et de marais.

Le delta de l'Ebre contient des eaux superficielles salées et encore des saumures d'évaporation, malgré une bonne recharge par les précipitations et un vaste réseau de canaux d'irrigation. Sous ces sédiments, une couche sablo-argileuse de dépôts estuariens, qui deviennent plus épaisses vers la cote, est présente. Il en est de même, pour le delta du Rhône et le delta du Pô (au Nord-Est de l'Italie) mais ils sont plus complexes, présentant plusieurs couches perméables et des larges zones exposées aux inondations (Custodio, 2010).

Selon Boyer et al., (2005), le delta du Rhône, le delta du Pô et le delta du Nil présentent une organisation structurale similaire :

1. un développement de la plaine alluviale pendant la fin du Quaternaire, lors du niveau marin bas et les premiers stades de la transgression,
2. la formation d'une rapide migration d'un système de barrière-lagune pendant les dernières phases de la transgression (88000-6000 ans BP<sup>1</sup>),
3. la construction et progradation du delta pendant le niveau maximum marin (6000-800 ans BP) ; et
4. le développement de la plaine alluviale actuelle.

## 2. Le delta du Rhône et la plaine de la Camargue

Le delta du Rhône est localisé dans le golfe du Lion au Sud-Est de la France (Fig. I.1). Il présente une surface d'environ 1740 km<sup>2</sup>. La plaine de la Camargue débute à Arles, à une distance d'environ 30 km de la mer où le Rhône se divise en deux bras : le Petit Rhône à l'Ouest et le Grand Rhône à l'Est ; le débit de ce dernier représente 90% du débit total (De Montety, 2008). La Grande Camargue, d'environ 750 km<sup>2</sup>, est la partie du delta comprise entre les deux bras du fleuve (Fig. I.1). Ainsi délimitée, la plaine deltaïque du Rhône représente une unité morphologique bien individualisée (Griolet, 1976).

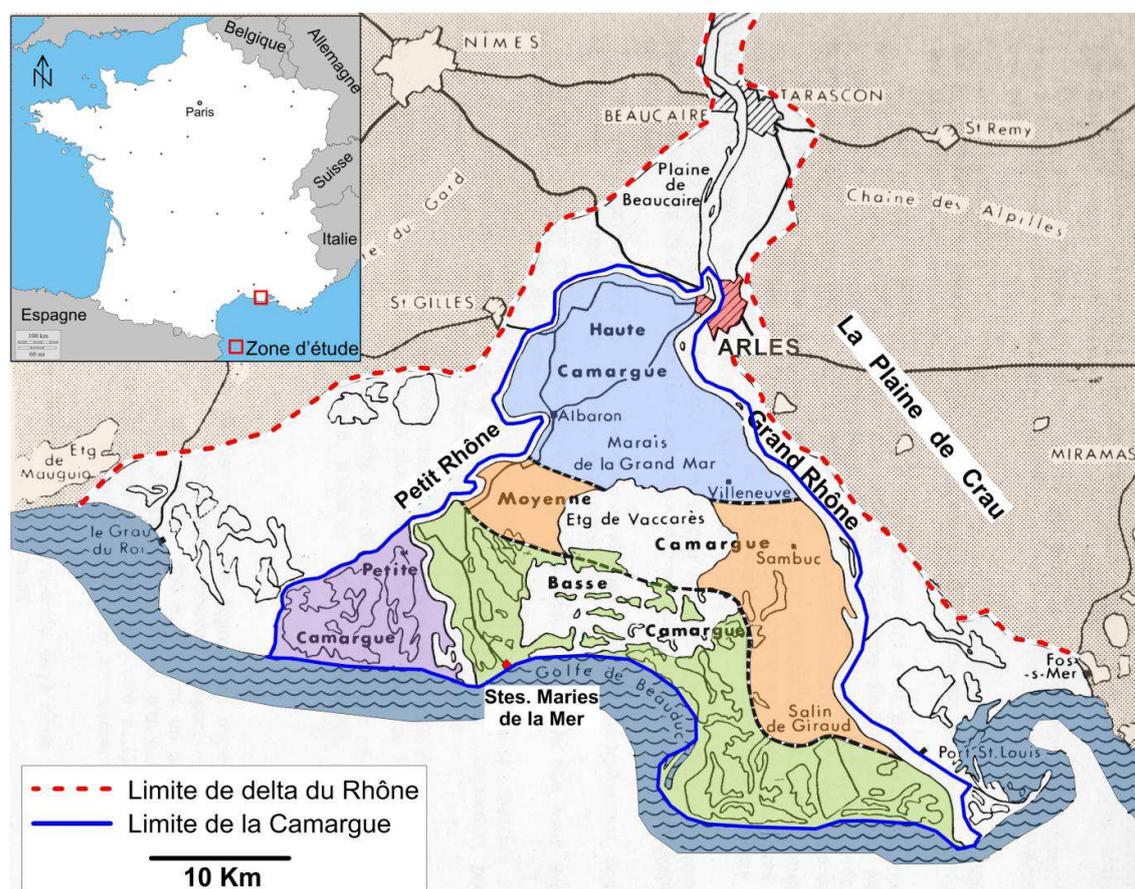


Fig. I.1 Delta du Rhône. Plaine de la Camargue (Bouteyre et Toni, 1972)

La plaine actuelle correspond au sommet d'une accumulation deltaïque, formant un prisme sédimentaire épais de plus de 70 m au Sud (Bravard et al., 2008). Sa topographie est

<sup>1</sup> Before present, i.e. avant le présent. L'année de référence est 1950 (date des premiers essais de datations au Carbone 14)

essentiellement horizontale, les points les plus élevés atteignent rarement plus de 4 m d'altitude, et les plus bas se trouvent jusqu'à 1,5 m au-dessous du niveau de la mer (Griolet, 1976).

Les nombreuses divagations du Rhône à son embouchure ont contribué à l'édification du delta. Le chenal le plus ancien est celui de Saint Ferréol (embouchure aux Saintes Maries de la Mer) qui sera actif jusqu'au XVI<sup>ème</sup> siècle. La morphologie de la Camargue est donc le reflet fidèle de ces multiples remaniements sédimentaires (P.N.R.C., 2008). En effet, cette plaine est constituée d'anciens chenaux du Rhône et de cordons littoraux. Ainsi le paysage camarguais est représenté par une succession de dépressions, occupées par les marais, et de bombements, qui matérialisent les anciens bourrelets alluviaux. A cela, il faut également ajouter les alignements dunaires qui résultent de l'activité du fleuve et des courants marins (P.N.R.C., 2008). Les dépôts, fluviaux (alluvions du Rhône), saumâtres (lagunes salées) ou littoraux (cordons sableux) s'organisent de façon complexe, et reposent sur une base alluviale pléistocène caillouteuse (Bravard et al., 2008).

La configuration géologique et structurale du delta du Rhône est similaire aux autres systèmes deltaïques méditerranéens (Boyer et al., 2005 ; Falgàs et al., 2011 ; Iribar et al., 1997 ; Torres, 1995) tels que : le delta de l'Ebre, le delta du Tordera, du Llobregat, du Tibre, du Nil et du Pô.

## 2.1. Contexte environnemental de la Camargue

Le contexte environnemental de la Camargue présenté est la synthèse de P.N.R.C., (2008) et Cary, (2005) :

Le climat en Camargue est de type méditerranéen. Le climat méditerranéen classique, caractérisé par des pluies et des orages au printemps et en automne, ainsi que par des étés très secs et chauds, s'exprime de façon particulière dans cette région à cause de l'absence de relief ou d'obstacles aux vents, ce qui fait aussi de cette région un des territoires les plus secs de France.

Le climat est caractérisé par des précipitations irrégulières. Plus de 200 mm d'eau peuvent tomber en deux ou trois jours et être suivis de plusieurs semaines totalement sèches, notamment en fin de printemps. Les précipitations présentent une variabilité annuelle et interannuelle importante, mais la pluviométrie annuelle moyenne est de l'ordre de 600 mm. Les pluies se concentrent majoritairement en automne. Dès le mois de septembre, les cumuls peuvent dépasser les 160 mm suite à des fortes précipitations qui se produisent le plus souvent sur de courtes durées, entre 24 et 72 heures. A l'inverse, au cours de l'été, les précipitations sont très faibles, souvent inférieurs à 10 mm en juillet (Fig. I.2).

La température moyenne présente un minimum en janvier (6,4°C) et un maximum en juillet (23°C). Toutefois, la position littorale du delta du Rhône, et donc l'influence maritime, régulent les variations de température. Les suivis des paramètres météorologiques font apparaître une légère augmentation de la température moyenne au fil des décennies, traduisant au niveau local le réchauffement climatique terrestre global (Fig. I.3).

L'évaporation potentielle est de l'ordre de 1300 mm par an du fait des fortes températures estivales, de l'ensoleillement et de la violence des vents (Chauvelon, 1996). A l'échelle du delta, la somme de l'évaporation des plans d'eau et de l'évapotranspiration conduit à une lame d'eau moyenne annuelle de 900 mm rendue à l'atmosphère. Cette forte évaporation, qui peut atteindre 1200 mm sur les lagunes et les étangs de Camargue, est un atout pour certaines activités humaines comme la production du sel de mer.

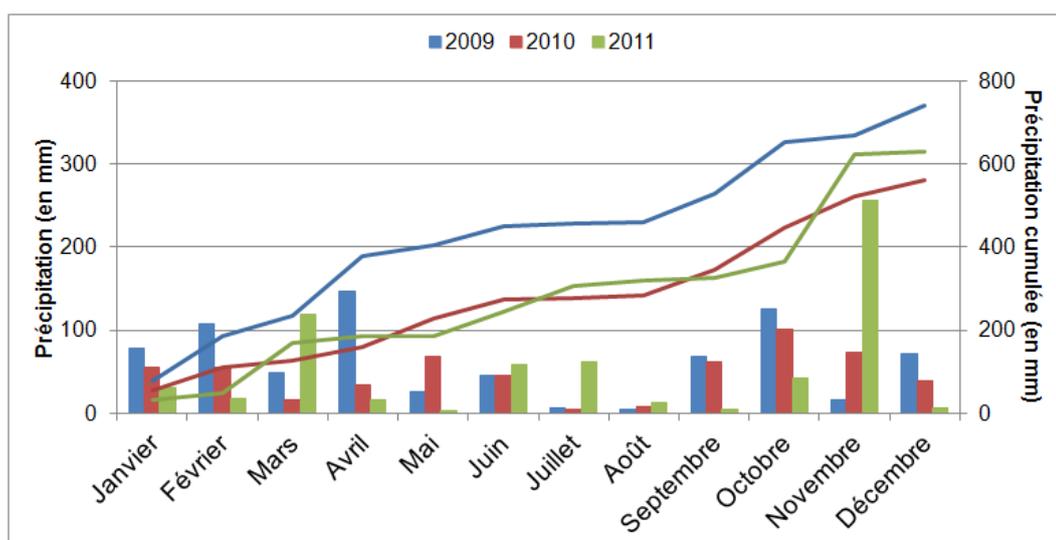


Fig. I.2 Précipitation mensuelle et cumul annuelle au Mas de Cabassole pour les années 2009, et 2010 et 2011

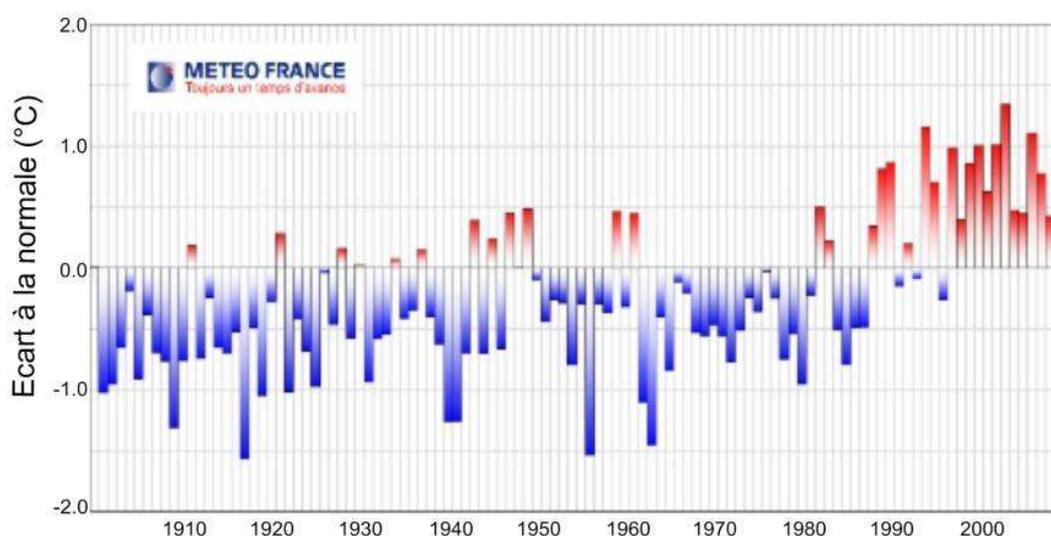


Fig. I.3 Ecart à la moyenne de référence 1971-2000 de la température annuelle en France depuis 1900..  
Source : [www.meteofrance.com](http://www.meteofrance.com)

Prise entre les vents de mer (Est et Sud-Est) et le Mistral, vent descendant le couloir rhodanien, la région ne compte que quatre-vingt jours de calme par an en moyenne. Les vents de mer apportent épisodiquement humidité et précipitations. Le Mistral, froid et sec, souffle toute l'année, mais particulièrement d'octobre à avril. Il provoque une diminution des températures atmosphériques et de l'humidité de l'air, ce qui accroît l'évaporation et favorise les remontées par capillarité de la nappe superficielle.

La tendance semi-aride du climat est très marquée et les périodes estivales de sécheresse sont caractérisées par un déficit hydrique, l'apport d'eau par les précipitations restant inférieur à la consommation par évaporation et évapotranspiration (Griole, 1976). Le déficit hydrique naturel en Moyenne Camargue se produit de mars à septembre, pouvant atteindre 200 mm par mois d'été (Chauvelon, 1996).

## 2.2. Géologie régionale du delta du Rhône

### 2.2.1. Les dépôts ante-holocènes

De Montety, (2008), d'après Marinos, (1969) et L'Homer, (1987), a présenté une synthèse de la géologie des dépôts ante-holocènes.

Formée d'un remplissage complexe tertiaire et quaternaire déposé sur une assise secondaire, la Camargue est une plaine alluviale de constitution récente (Godin, 1990). La Camargue est délimitée à l'Ouest par la faille de Nîmes, avec une orientation NE-SW, et elle est active depuis le début du Mésozoïque, à l'Est par la faille Salon-Cavaillon, avec une orientation NNE-SSW et qui date de la fin de la tectonique Hercynienne, et au Sud par un large plateau continental (Boyer et al., 2005) (Fig. I.4). Le delta du Rhône a été formé par la subsidence résultant de cette tectonique récente.

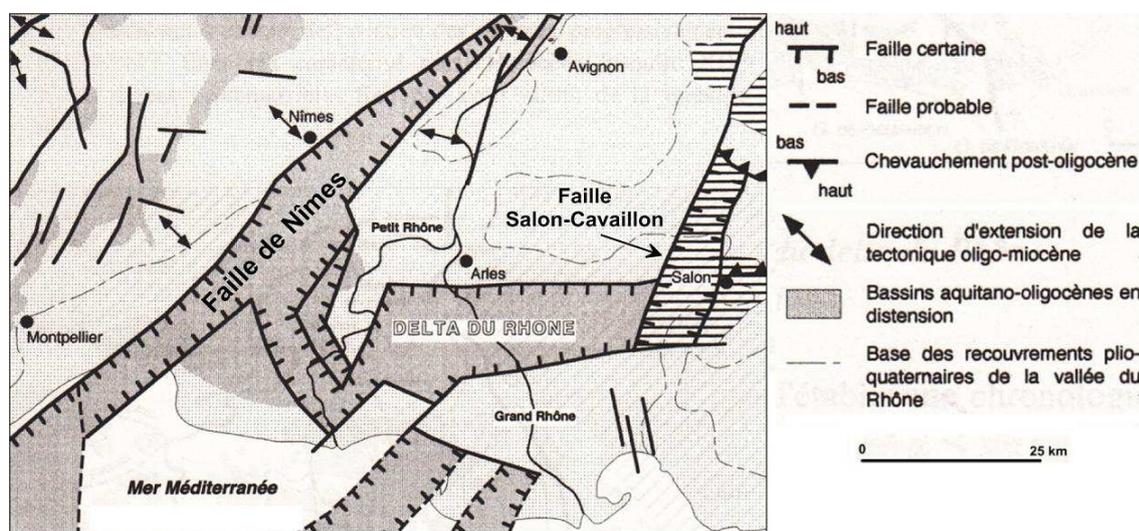


Fig. I.4 Cartes de structures post-pyrénéennes (Arnaud-Fassetta, 1998)

Un affaissement généralisé de la marge continentale Sud-Ouest provençale a été provoqué par un relâchement des contraintes pendant le Miocène. Cet événement se traduit par une phase transgressive provoquant la remontée de la mer dans les vallées du Rhône et de la Durance et le dépôt de molasse et de marnes. Au Miocène Supérieur les Alpilles se surélèvent tandis qu'au Sud la région s'affaisse formant une dépression dans laquelle arrivent les eaux du Rhône et de la Durance.

Au Messinien, la fermeture du détroit de Gibraltar entraîne, par déficit hydrique, l'abaissement du niveau marin de plus de 1500 m et, en conséquence, un surcreusement considérable des paléovallées du Rhône et de la Durance (Clauzon, 1982) qui entaillent les terrains miocènes et antérieurs.

Au début du Pliocène, un nouveau relâchement de contraintes tectoniques permet la formation du berceau du futur delta rhodano-durancien plio-quaternaire. Une importante transgression (cote maximum à 180 m), engendrée par la soudaine mise en eau de la Méditerranée, a eu lieu au Plaisancien (Pliocène), permettant ainsi le dépôt de marnes gris-bleus du Plaisancien et de sables et argiles jaunes ou verdâtres de l'Astien (Pliocène). Au Pliocène supérieur, des mouvements épirogéniques positifs provoquent une nouvelle régression, permettant ainsi l'installation du

Rhône et la plupart des affluents dans les vallées héritées du réseau pré-pliocène. A la fin du Pliocène, les bas niveaux marins associés aux grandes glaciations quaternaires permettant le dépôt d'une série continentale. Pendant cette régression pré-flandrienne, le Rhône, grossi de la Durance, érode la bordure de la Costière et de la Crau ainsi que le cailloutis (Griollet, 1976).

Du Villafranchien (fin Pliocène-début Quaternaire) jusqu'à Würm (Pléistocène supérieur), plusieurs phases de dépôts de cailloutis se sont succédées dans la vallée du Rhône pour lesquels deux origines sont distinguées : une origine rhodanienne au Nord-Ouest (Costière du Gard-Plaine du Beaucaire) et une origine durancienne à l'Est (Plaine de la Crau) caractérisée par son taux élevé en galets calcaires. Les cailloutis sont présents en Camargue sous les formations holocènes du delta du Rhône.

### 2.2.2. Holocène du delta du Rhône

Cette synthèse est basée sur l'étude d'Arnaud-Fassetta, (2008).

A la fin de la glaciation de Würm, le niveau de la mer est beaucoup plus bas que de nos jours (-50 m). Les glaciers fondants, le niveau marin remonte peu à peu produisant ainsi une dernière phase transgressive (P.N.R.C., 2008) (Fig. I.6). Cette dernière transgression, versilienne/flandrienne, conduit à l'édification du delta de la Camargue. En effet, la transgression Flandrienne, bien que modeste (1 à 1,5 m au maximum de la transgression d'après Denizot, (1939) est la dernière étape capitale de l'édification de la Camargue (Godin, 1990). Le niveau marin s'élève progressivement jusqu'à atteindre -19 m, arrivant au stade d'onlap maximal vers 7000-6500 ans BP. ; À ce moment le rivage se situe au niveau de la rive Nord actuelle du Vaccarès (Fig. I.5 et Fig. I.6).

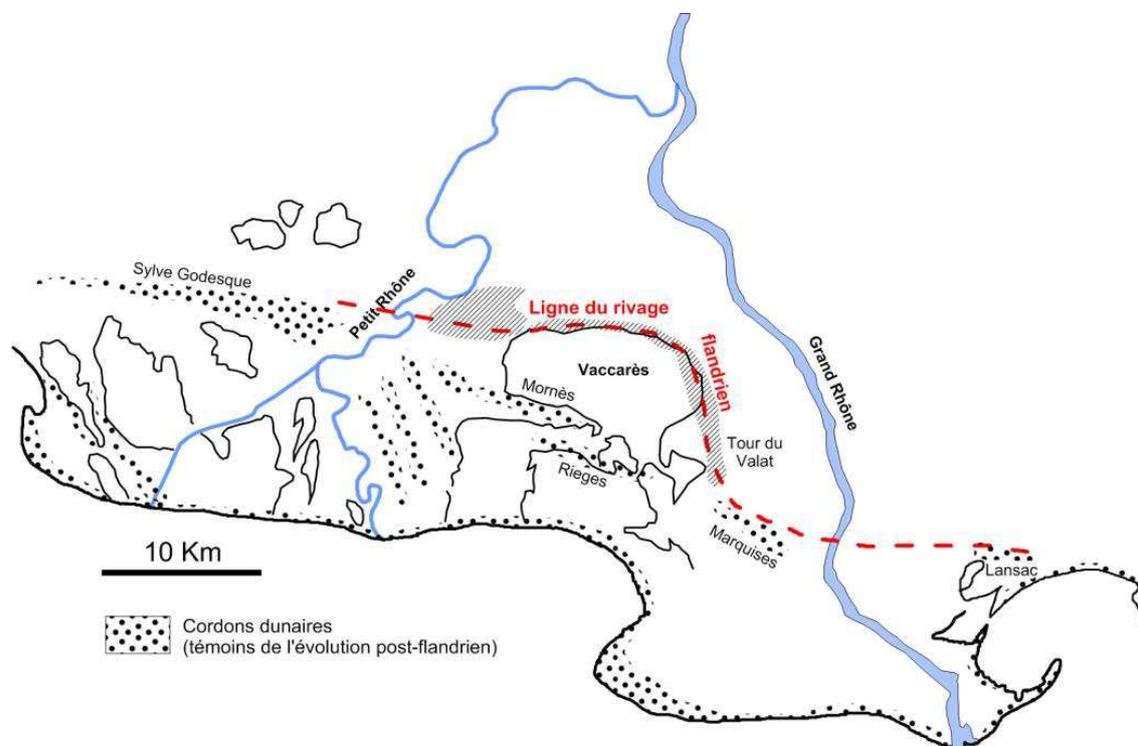


Fig. I.5 Limite Nord de la transgression flandrienne et système dunaire post flandrien (Heurteaux, 1969)

Au Nord de la ligne de rivage, les dépôts sont fluvio-lacustres d'origine rhodanienne, au Sud, la sédimentation est marine, puis laguno-lacustre, c'est-à-dire de formation deltaïque (gagnée sur la

mer). Les rivages flandriens sont soulignés par la présence de formations lagunaires sous les sédiments fluviatiles (Godin, 1990). Durant la transgression, plusieurs arrêts se sont produits. Ils sont marqués par la formation de tourbes d'eau douce. Ces arrêts sont observés à -36 m et à -17 m.

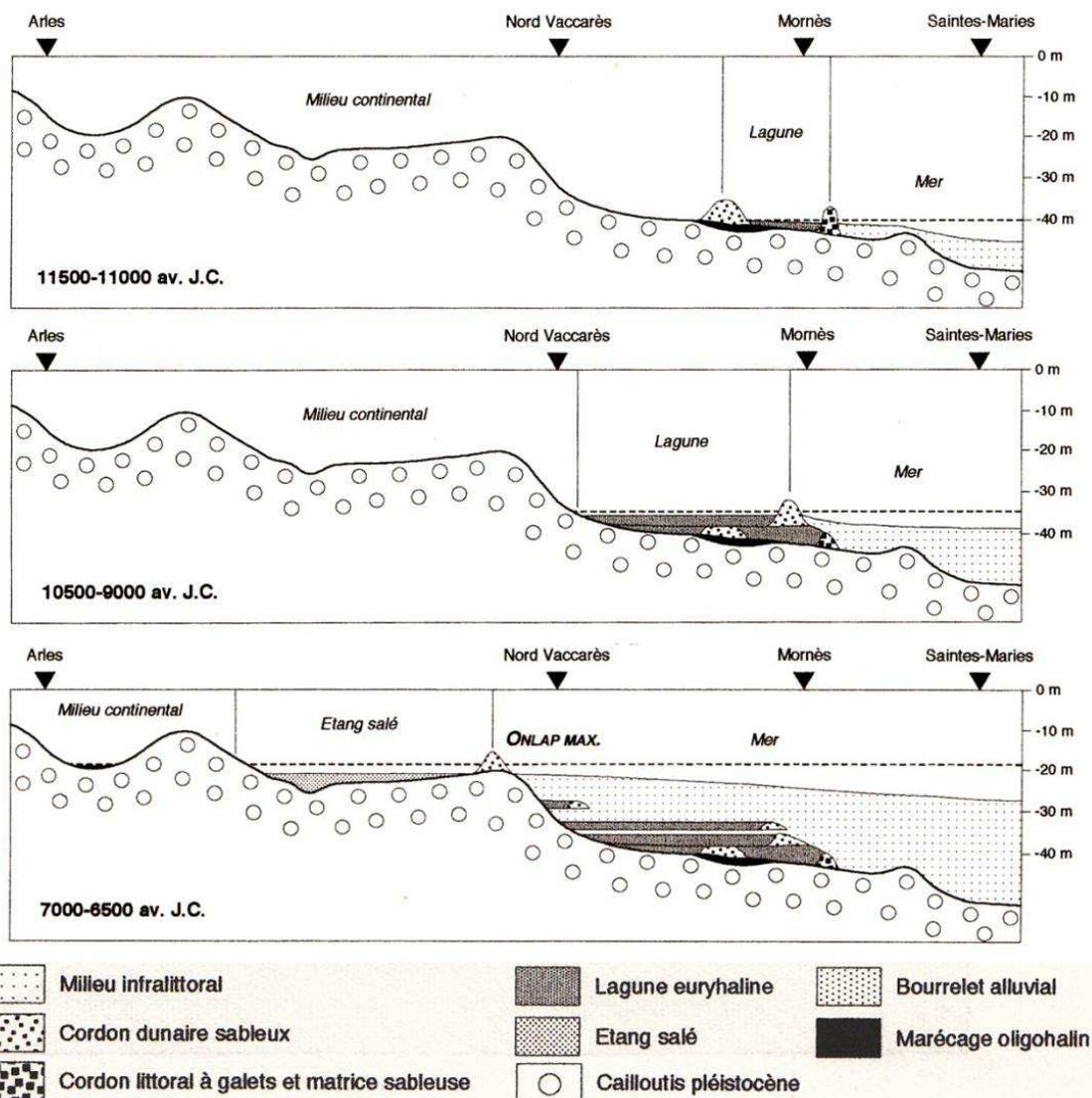


Fig. I.6 Etapes de l'édification du delta du Rhône pendant la transgression Flandrienne (Arnaud-Fassetta, 1998)

Vers 6500-5500 ans BP, un ralentissement de la montée du niveau marin et/ou une recrudescence des apports détritiques entraînent la progradation du trait de cote vers le Sud et un puissant cordon littoral se met en place empêchant définitivement la mer de retrouver son extension. Les apports du fleuve ont permis une avancée des terres émergées, progradantes depuis environ 7000 ans BP. Les cordons littoraux successifs sont matérialisés par des dépôts sableux coquilliers, formant des points hauts et alignés globalement Est-Ouest au centre du delta, et Sud-Est/Nord-Ouest en Petite Camargue (Vella, 1999). Par ailleurs, le Rhône commence à édifier ses bourrelets alluviaux (Fig. I.7).

Entre 5500 et 4500 ans BP., une accélération de la vitesse de remonté des eaux marines favorise l'ouverture de graus dans le cordon littoral ; un grand étang salé met en place un complexe

limono-sableux à passées tourbeuses. A partir de 4500 ans BP, la décélération de la vitesse de remonté du plan d'eau facilite la progradation des apports fluviaux et provoque de nombreuses divagations du fleuve sur la plaine deltaïque émergée. Les apports fluviaux représentent dans le Nord du delta un corps sédimentaire de plusieurs mètres d'épaisseur.

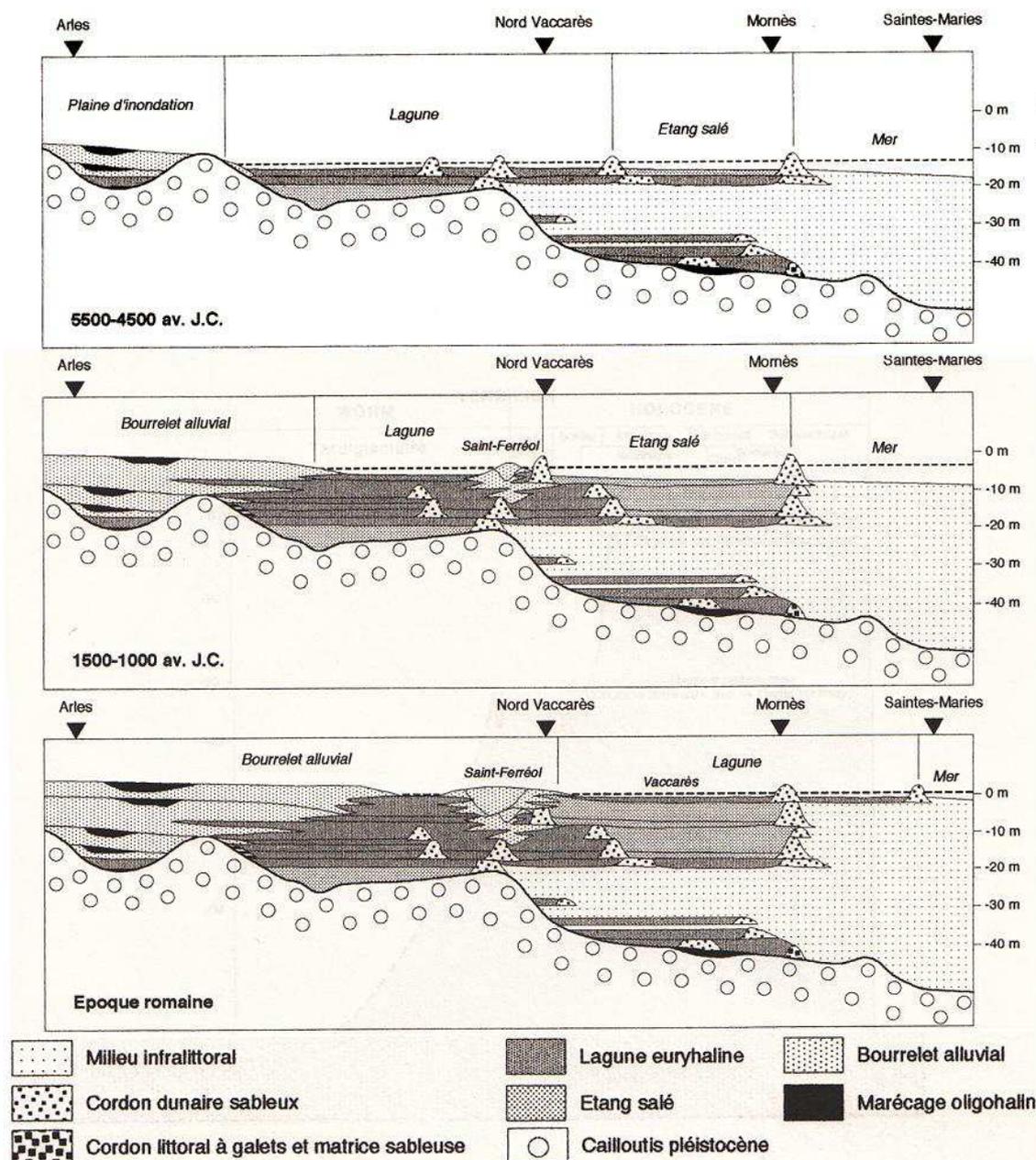


Fig. I.7 Etapes de l'édification du delta du Rhône pendant la progradation à partir de 5500 BP. (Arnaud-Fassetta, 1998)

Vers 1500-1000 ans BP, la montée du niveau marin a favorisée la mise en place de l'étang de Vaccarès, bordée par le cordon de Mornès au Sud et le bourrelet de Saint Ferréol au Nord. Le ralentissement de la transgression en petits « stades » a développé des milieux plus calmes et des tourbes.

Le Rhône a été divisé, selon les périodes, en plusieurs bras, dont le tracé et les embouchures se sont déplacés au cours du temps. Les chenaux fluviaux successifs, abandonnés par défluviations,

sont encore visibles en surface : les plus anciens (entre 6500 et 2000 ans BP) sont situés à l'Ouest : Rhône d'Albaron, des Torradons, de Saint Ferréol ; les plus récents sont situés au centre et à l'Est du delta : Rhône d'Ulmet, du Grand Passon, du Bras de Fer, Grand Rhône. Ces bras ont édifiés des bourrelets alluviaux, constitués de sables limoneux, bien drainés naturellement, qui dominent la plaine inondable marécageuse (Bravard et al., 2008) (Fig. I.8). Le bras de Saint Ferréol est considéré le bras le plus ancien du delta (L'Homer, 1987).

### 2.3. Géomorphologie

La géomorphologie en Camargue est le reflet des différents types de sols, de leur mode de dépôts et de leur texture. La répartition des sols est due à la dynamique de leur dépôt qui a aussi façonné la morphologie de la Camargue. Les sols, surtout en basse Camargue, ont une forte salinisation qui est due à la faible profondeur de la nappe salée (Godin, 1990).

La Camargue présente, de Nord au Sud, un paysage très contrasté en relation avec la morphologie du delta. Au Nord, les bourrelets alluviaux sont nombreux et bien marqués puis s'estompent au Sud, laissant place aux cordons dunaires. Les bourrelets alluviaux et les alignements dunaires constituent un maillage de zones hautes qui délimitent des dépressions occupées par des étangs, des marais ou des lagunes (Bouteyre et Toni, 1972) (Fig. I.8).

Deux unités morphologiques sont reconnues par Bouteyre et Toni, (1972), P.N.R.C., (2008) dans la Grande Camargue : (1) La Camargue fluvio-lacustre (depuis Arles jusqu'au cordon littoral au Sud de l'étang de Vaccarès), et (2) La Camargue laguno-marine (au Sud du cordon littoral).

La **Camargue fluvio-lacustre** se situe au Nord des étangs centraux de Grande Camargue, des bourrelets dunaires fossiles en Camargue gardoise et des anciens Salins du caban dans le Plan du Bourg. Les dépôts fluviatiles qui la constituent sont les moins marqués par le sel. Ce territoire est occupé en grande partie par les activités agricoles de plaine (riziculture) et par les grands marais (Marais de la Grand Mar, Marais de complexe Scamandre/Charnier et Marais du Vigueirat).

La **Camargue laguno-marine** s'étend au Sud de la précédente et jusqu'à la mer. C'est un territoire de formation géologique plus récente, où le Rhône et la mer ont joué de leurs forces. Cette unité morpho-éco-paysagère est dominée par les milieux salés à sursalés (étangs, lagunes, dunes, plages).

En outre, la Camargue peut être divisée du Nord au Sud en trois parties (Boyer et al., 2005, Bouteyre et Toni, 1972) (c.f. Fig. I.1).

La **Haute Camargue**, localisée au Nord, entre Arles et l'étang de Vaccarès. Elle est composée de dépôts fluviatiles du Rhône qui forment de larges bourrelets alluviaux d'altitude relativement élevé. Ces derniers enserrant des marais dont l'altitude reste supérieure ou égale au niveau de la mer.

La **Moyenne Camargue** est une zone mixte avec de dépôts fluviatiles méandriformes en longs corps sableux qui isolent l'eau douce de l'eau saumâtre. La couverture fluviatile, bien que généralisée, y est peu épaisse. Le Grand Rhône et le Petit Rhône délimitant une importante zone de marais comprenant l'étang de Vaccarès.

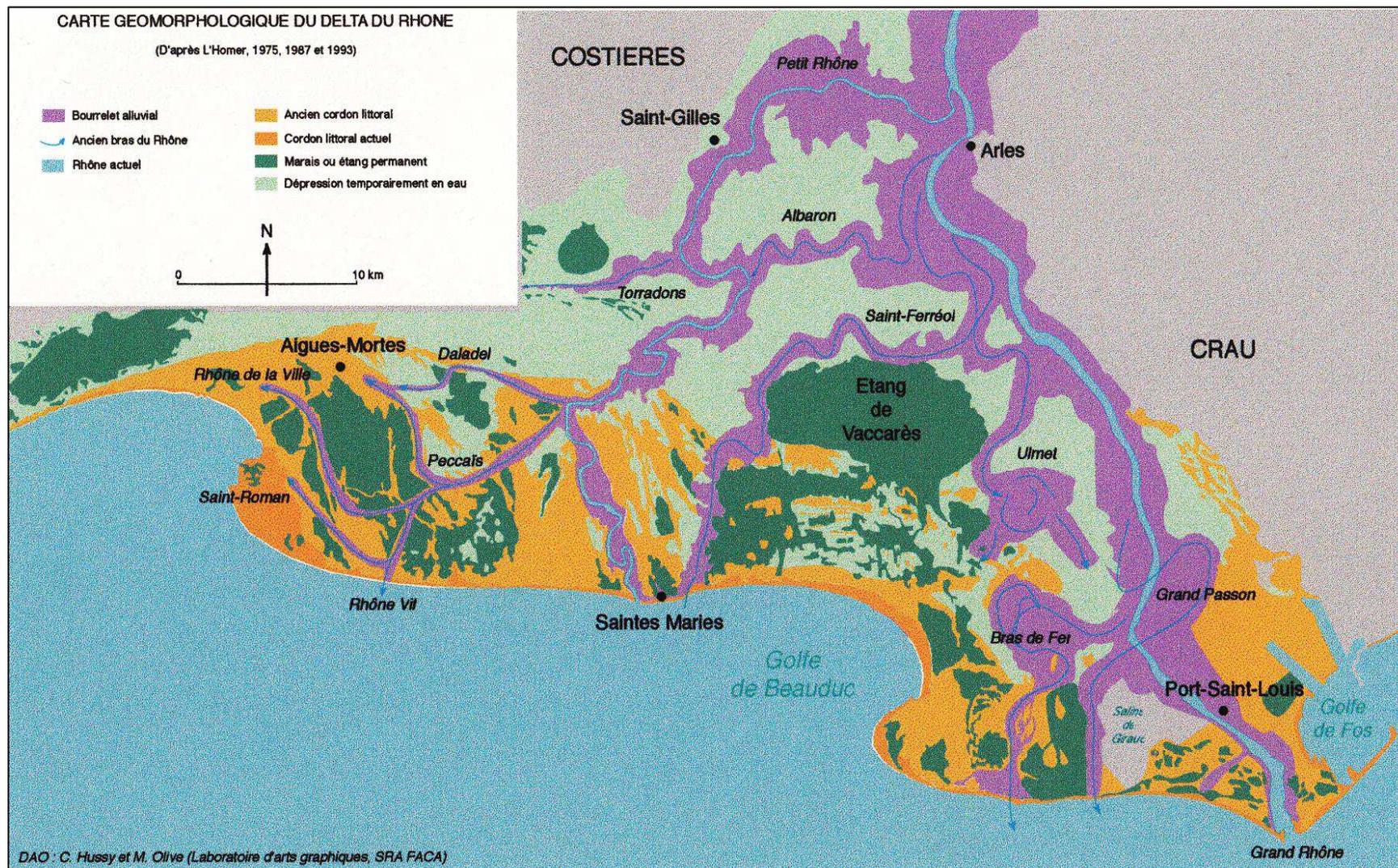


Fig. I.8 Carte géomorphologique du delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998)

La **Basse Camargue** correspond au front du delta et aux dépôts de barrière de plage entourant des lagunes très salées derrière les cordons dunaires. Ces dépôts sont traversés par des tributaires du Rhône actifs ou abandonnés.

#### 2.4. Les sédiments et leurs environnements de sédimentation

La texture des sols (porosité, granulométrie...) et leur composition chimique dépendent largement des processus physiques, comme l'hydraulique sédimentaire fluviale et marine et/ou l'action des vents, intervenant dans leur genèse (P.N.R.C., 2008).

Bouteyre et Toni, (1972) attribuent en origine calcaire à tous les sédiments de la Camargue. Le calcaire constitue une partie importante de la fraction fine. Tous ces matériaux ont été amenés par le Rhône avant de se déposer dans des milieux différents où ils ont pu subir des réorganisations diverses, mais de trop courte durée pour modifier sensiblement la composition minéralogique. Les argiles sont surtout de l'illite et de la kaolinite, avec plus rarement de la montmorillonite ou de la vermiculite.

La morphogenèse des dépôts est le résultat de l'action conjuguée du Rhône, de la mer et du vent dans un espace/temps évoluant sans cesse. Elle a conduit à une diversité et une répartition en mosaïque des types de sol sur l'ensemble du delta (P.N.R.C., 2008). Les dépôts sédimentaires ont été décrits par Bouteyre et Toni, (1972).

Les **alluvions fluviales** sont de textures variables, en général, des sables aux argiles limoneuses. Les textures les plus grossières sont fréquentes dans la partie centrale des bourrelets, les plus fines dans les parties externes et les moyennes dans les parties latérales. Les alluvions n'étant submergées qu'au moment de leur apport saisonnier, le sédiment n'a été qu'au contact de l'eau douce du fleuve.

Les **dépôts palustres**, argilo-limoneux ou argileux, se présentent en grands niveaux homogènes. Le sédiment a été transporté en suspension lors des débordements du Rhône. Il s'est déposé en milieu calme dans une cuvette de décantation (marais) ne recevant que d'eau douce. Le marais est fermé et isolé des lagunes et de la mer, et maintient une couche d'eau sur la surface du sédiment presque toute l'année. Le sédiment est assez riche en matière organique.

Les **dépôts lagunaires**, de texture limono-argileuse ou argilo-limoneuse à l'intérieur des terres, sont sablonneux en bordure des cotes car enrichis en sable apportés par le vent, ou par les débordements de la mer dans les étangs. Ils sont présents partout sous les dépôts palustres et fluviaux, et constituent une grande partie des affleurements de Basse-Camargue. Ces sédiments se sont déposés dans les dépressions, les lagunes ou les étangs contenant de l'eau salée.

Les **dépôts éoliens**, sableux et homogènes sur toute la Camargue, se présentent sous forme de dunes construites par le vent. Ils sont attribués aux remaniements sur des faibles distances de dépôts sablonneux, le plus souvent lagunaires sur lesquels ils reposent. Cependant, quelques-uns peuvent recouvrir des alluvions fluviales.

Les **sables au bord de la mer**, ne présentent pas de différence notable. Ils sont imprégnés de sels, limités aux plages et soumis encore actuellement à l'action marine.

## 2.5. Types de sol

Les sols de Camargue appartiennent à des groupes pédologiques caractérisés par leur origine fluviale (groupes issus des sédiments déposés par les paléo-chenaux) et leur altitude, qui conditionne la profondeur et l'apparition progressive de la salinité de la nappe superficielle. Les sols sont des sols jeunes, tous calcaires (Cary, 2005). Du point de vue pédologique, les sols rencontrés appartiennent aux classes suivantes : sols minéraux bruts, sols d'apport peu évolués, sols sodiques et sols hydromorphes (Bouteyre et Toni, 1972). La distribution spatiale des sols en Haute Camargue et la répartition des sols selon la morphologie est montrée dans la Fig. I.9.

Ils sont essentiellement soumis à l'hydromorphie et à la salinisation, régulés par l'activité humaine (agriculture, irrigation, industrie salinière), l'influence naturelle du fleuve et de la mer, et les conditions climatiques. La salinisation des sols implique la perte de ces sols pour l'agriculture car les céréales, le blé en particulier, ne supportent pas le sel. Ainsi, l'importance d'une culture irriguée par submersion comme le riz est évidente dans un tel environnement (Cary, 2005).

La finesse des sédiments déposés et les excès d'eau temporaires ou permanents donnent aux sols qui restent submergés pendant plusieurs semaines après la pluie une apparence « très imperméable ». Cette hydromorphie favorise ainsi les phénomènes de salinisation apparaissant à la surface car elle provoque la remontée capillaire de l'eau saumâtre contenue dans le sol (P.N.R.C., 2008).

## 2.6. Agro-hydrosystèmes de la Camargue

Les éléments constituant le delta du Rhône sont, d'après Godin, (1990), au nombre sept : le Rhône, le Vaccarès et les étangs, les marais, les rizières, les canaux d'irrigation, les cultures et les terres incultes.

Le **Rhône** garantit une ressource en eau douce stable pour la Camargue. Dès l'époque Romaine, l'eau douce du Rhône a été utilisée pour une valorisation agricole de la Camargue et celle de la mer Méditerranée pour la production de sel dans les lagunes littorales.

Le **Vaccarès et les étangs inférieurs**, d'une superficie totale de 15000 ha, sont des dépressions qui peuvent communiquer avec la mer (Bouteyre et Toni, 1972). Ils sont soumis aux intrusions de la mer et aux apports d'eau douce par drainage des rizières (canaux de Fumemorte et de Roquemaure principalement). Ils sont aussi soumis à un pompage de retour de l'eau vers le Rhône par des stations d'exhaure.

Les niveaux des étangs du système Vaccarès contrôlent à distance plusieurs facteurs dont dépend le fonctionnement écologique de toute la Camargue. Ils interviennent sur l'efficacité du drainage superficiel, sur la profondeur de la nappe d'eau souterraine, laquelle, à son tour, agit sur la dynamique de l'eau dans la zone d'aération du sol, et sur l'importance de la salinisation des terrains (Heurteaux, 1994).

L'étang de Vaccarès est à la fois le plus grand et le plus connu de la Camargue avec ses 14 km de long et 7 km de large. Quant à sa profondeur, elle varie de quelques centimètres sur les bords à 0,8 à 1 m en son centre (Griole, Étude hydrogéologique de la Costière du Gard et de la partie nord du delta du Rhône, 1972).

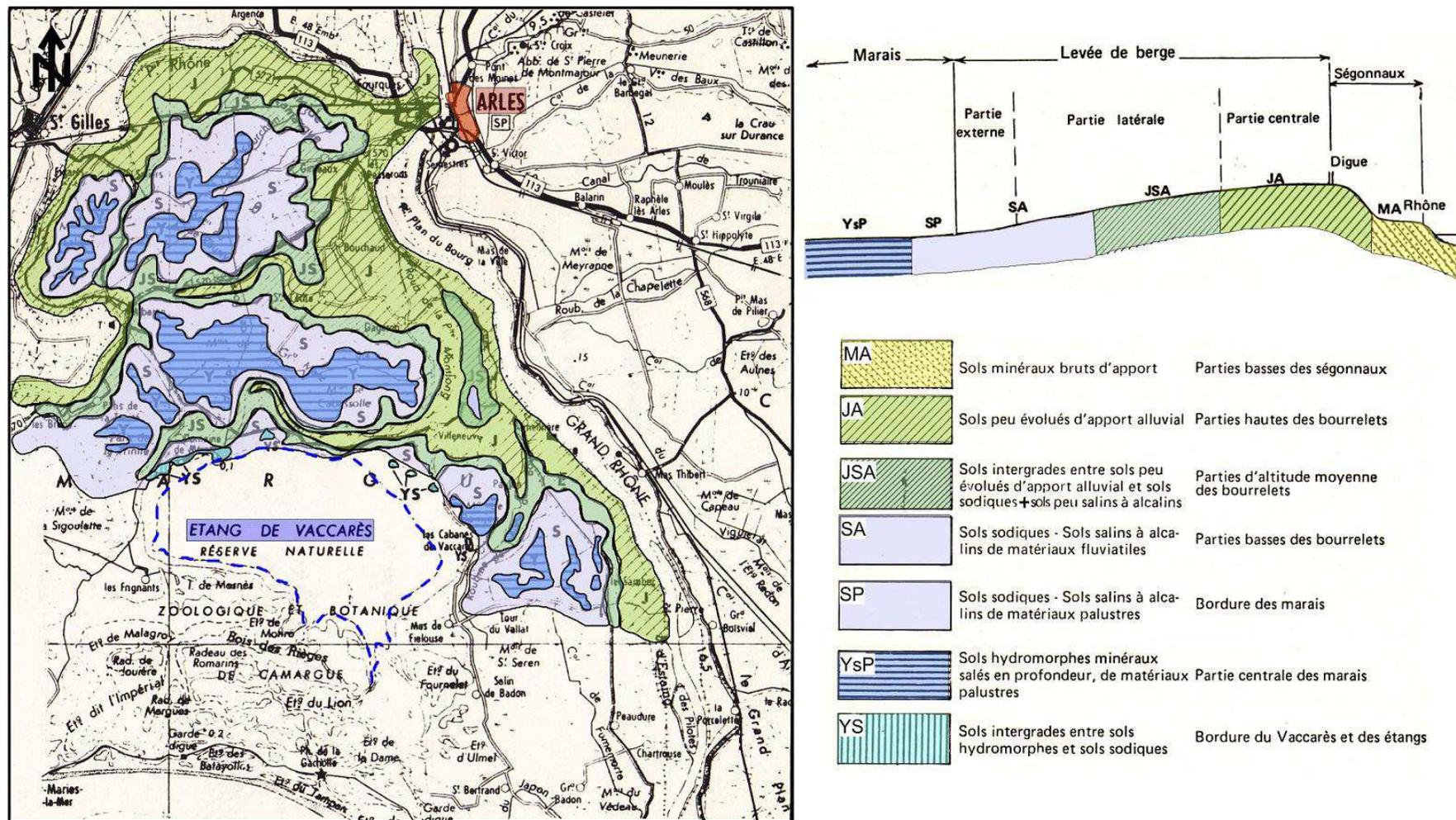


Fig. I.9 Carte des sols de la haute Camargue et Schéma de répartition des sols (Bouteyre et Toni, 1972)

Les **marais permanents ou temporaires** d'une superficie de 14000 ha, se trouvent isolés de la mer mais soumis aux apports de drainage des terres cultivées (exutoires secondaires) ou encore aux apports artificiels d'eau douce pour la chasse. Ils constituent de vastes plaines d'évaporation. Ce sont des cuvettes de décantation, anciens déversoirs de crues, qui ont été colmatés peu à peu, soit par des alluvions très fines, soit par des sédiments moins fins apportés par des courants de brèche violents (Bouteyre et Toni, 1972).

Les **rizières** sont alimentées artificiellement en été par le pompage direct dans les canaux et drainées par d'autres canaux vers les exutoires (marais et étangs). L'eau d'irrigation est pompée dans le Petit ou le Grand Rhône par l'intermédiaire de stations individuelles ou collectives situées en bordure du fleuve.

Les **canaux d'irrigation**, alimentent la nappe en même temps que les rizières et les canaux de drainage des rizières. Il n'existe aucun cours d'eau naturel dans le territoire compris entre les deux bras du Rhône. Plusieurs anciens cours du Rhône ont été aménagés en roubine (Saint Ferréol et Albaron).

Les **autres cultures** beaucoup plus faiblement irriguées, sont de moindre importance au niveau de l'hydrologie de Camargue.

Les **terres incultes** soumises aux précipitations et surtout à l'évapotranspiration.

## 2.7. Anthropisation de la Camargue

Du fait du déficit hydrique marqué et des remontées salines, l'ensemble des activités humaines, et en particulier l'agriculture, nécessite des apports d'eau douce afin de compenser au mieux la sécheresse et les remontées capillaires qui déposent sur le sol le sel néfaste aux cultures. Toutefois l'endiguement continu des deux bras du Rhône a stabilisé les embouchures et accentué le déficit hydrique de la plaine (Suarez et al., 1997). Après la construction de la digue de la mer (1856) et l'endiguement total du fleuve (1859), c'est le réseau d'irrigation qui sera achevé pour compenser le déficit hydrique naturel résultant de l'arrêt des entrées naturelles d'eau douce du Rhône. Depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, le système camarguais est donc artificialisé (Cary, 2005).

Des structures de gestion collective du système hydraulique de la Camargue se mettent progressivement en place. Ce système se décompose en un système d'irrigation et un système de drainage. Le système d'irrigation distribue l'eau grâce à un réseau collectif de canaux géré par des associations syndicales autorisées par l'administration (A.S.A.). Les eaux d'irrigation sont conduites aux parcelles agricoles ou aux marais de chasse soit par un canal au niveau du sol nécessitant un relevage des eaux pour alimenter les parcelles les plus éloignées, soit par un canal en relief autorisant une irrigation gravitaire peu coûteuse (Chauvelon et Mathevet, 2002). Par ailleurs, les étangs continuent de recevoir de l'eau douce, non pas directement du Rhône, mais des eaux d'écoulement des terres agricoles.

A ce jour, plus de 90% des sols du delta du Rhône reçoivent de manière artificielle et contrôlée, les eaux douces du fleuve et l'eau salée de la mer (Salins de Giraud) pour la gestion courante liée aux besoins de l'homme (P.N.R.C., 2008). Ainsi, l'homme maîtrise les entrées d'eau de surface mais pas totalement les sorties. Une partie des eaux agricoles continue d'être drainée vers les étangs centraux, et le drainage du système vers la mer est toujours tributaire des conditions éolomarines (Chauvelon et Mathevet, 2002).

Depuis une trentaine d'années la riziculture est une culture camarguaise importante qui couvre 40% des surfaces cultivées. Les sols rizicoles sont ainsi soumis à des forts prélèvements d'eau mais aussi à des apports d'eau d'irrigation et d'eau atmosphérique.

### 3. Structure interne du Delta du Rhône et systèmes aquifères

Du rebord de la Crau à l'Est, à la plaine du Vidourle à l'Ouest, le delta correspond au champ d'inondation du Rhône. L'affaiblissement de la pente de la plaine ( $< 0,001\%$ ) explique le fonctionnement particulier de cet espace, caractérisé selon Bravard et al., (2008) par (1) l'accumulation et l'affinement sédimentaire en relation avec la chute d'énergie hydrodynamique, (2) une très importante mobilité latérale du fleuve et, (3) l'influence du changement du niveau de base, qui a modifié les profils en long des bras au fur et à mesure de la remontée marine holocène et contrarie actuellement la sortie des eaux et les possibilités de ressuyage des sols.

L'analyse sédimentaire réalisée par Boyer et al., (2005) dans l'ensemble du delta a permis de reconnaître, de la base au sommet, un patron retrogradational, matérialisé par quatre unités transgressives, et un patron progradational, représenté, en position distal, par cinq lobes deltaïques et, en position proximale, par une alternance de périodes d'incision et d'aggradation de dépôts palustres et continentaux (Fig. I.10 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

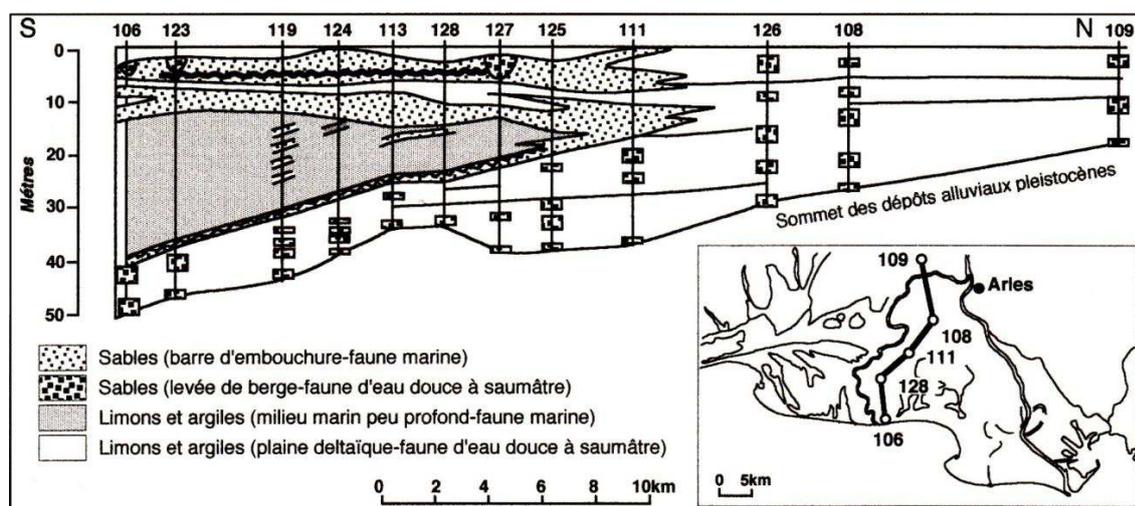


Fig. I.10 Stratigraphie de dépôts holocènes dans le delta du Rhône (Oomkens, 1970)

Le delta du Rhône, selon De Montety, (2008) qui se réfère aux travaux de plusieurs auteurs, présente une structure en trois couches avec de la base au sommet :

1. un niveau de cailloutis pléistocènes déposé par la Durance en Crau et en Camargue. Les cailloutis affleurent en Crau et plongent vers le Sud-Ouest jusqu'à -50 m au niveau du rivage.
2. un niveau de 2 à 30 m d'argiles et de limons entrecoupés de couches sableuses déposés pendant la transgression Flandrienne (18000 à 6000 BP). De nombreux niveaux de tourbes témoignent d'arrêts ou de ralentissements de la transgression.
3. un niveau superficiel (jusqu'à 10 m d'épaisseur) constitué d'argiles holocènes à actuelles entrecoupées de lits de sables, et, à son sommet, de dépôts continentaux modernes. Cette dernière couche ou unité contient l'aquifère étudié.

Cette distribution stratigraphique est le résultat de l'interaction entre les variations eustatiques globales et l'apport de sédiments, tous deux étant sous le contrôle des changements climatiques (Boyer et al., 2005).

Les systèmes aquifères ont été décrits dans des plusieurs publications scientifiques (Griollet, Étude hydrogéologique de la Costière du Gard et de la partie nord du delta du Rhône, 1972, P.N.R.C., 2008, Godin, 1990, Jean et Toni, 197x, De Montety, 2008). Ainsi, trois systèmes hydrogéologiques ont été identifiés grâce à la géologie (Fig. I.11) : l'aquifère profond des cailloutis, l'aquitard et l'aquifère superficiel.

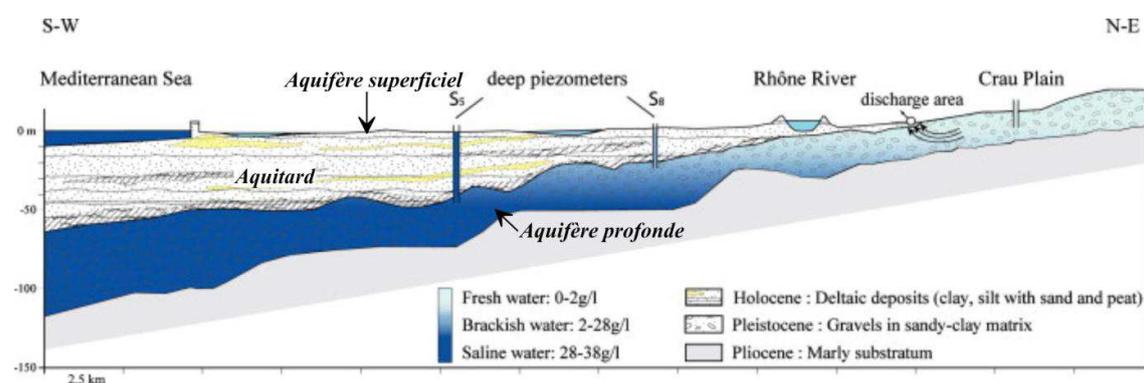


Fig. I.11 Représentation schématique des différents systèmes hydrogéologiques (De Montety, 2008)

### 3.1. L'aquifère profond

L'aquifère profond correspond aux cailloutis apportés par la Durance et le Rhône lors de l'édification du socle deltaïque. La nappe captive est artésienne temporairement au Nord de la Camargue et de manière permanente au Nord du Vaccarès, et renferme d'eau douce se superposant à de l'eau salée. Cette nappe captive se situe environ entre 30 et 50 mètres de profondeur selon un axe NE-SW (Arles-le Grau du Roi). L'organisation générale des écoulements de l'aquifère captif présente une continuité avec les écoulements de l'aquifère de Crau. Les études hydrochimiques ont confirmé que l'aquifère de Crau constitue une partie importante de la recharge de l'aquifère captif. La minéralisation de l'aquifère captif s'explique par un mélange eau douce/eau de mer. Cet aquifère est affectée par une intrusion marine d'origine « ancienne », mais relève d'un processus actuel.

### 3.2. L'aquitard

L'aquitard est composé par les argiles et limons qui séparent l'aquifère profond de l'aquifère superficiel. La partie inférieure de cette unité, qui recouvre les cailloutis pléistocènes, contient une faune d'eau saumâtre, passant progressivement à des argiles marines pour les termes supérieurs (Boyer et al., 2005). L'étude de salinité en profondeur et les pompages réalisés dans le rapport Camargue (D.D.A., 1970), confirment la nature discontinue et lenticulaire de l'aquitard, ainsi que la présence des niveaux de mauvaise productivité.

### 3.3. L'aquifère superficiel

L'aquifère superficiel est composé pour l'essentiel de sédiments fins d'origine marine ou lagunaire, parfois très riches en sels dès leur dépôt. Ils sont surmontés par une couverture peu épaisse d'origine fluviale. L'ensemble de ces dépôts modernes est caractérisé par une très grande hétérogénéité, due aux divers phénomènes ayant accompagné leur sédimentation.

La nappe est libre, captive et semi-captive en fonction de la perméabilité des terrains. La perméabilité de ces dépôts est généralement faible ou très faible ; ils constituent d'ailleurs un toit « imperméable » pour la nappe des cailloutis. Seul les alluvions fluviales sablo-limoneuses, constituant les bourrelets alluviaux, présentent une perméabilité plus importante. Les sables ont une « bonne » perméabilité, mais ceux-ci, qu'ils soient marins ou éoliens, sont toujours très discontinus. Les marais sont des bassins quasi imperméables où l'eau n'est retenue que sous la forme d'eau d'imbibition (Fig. I.12).

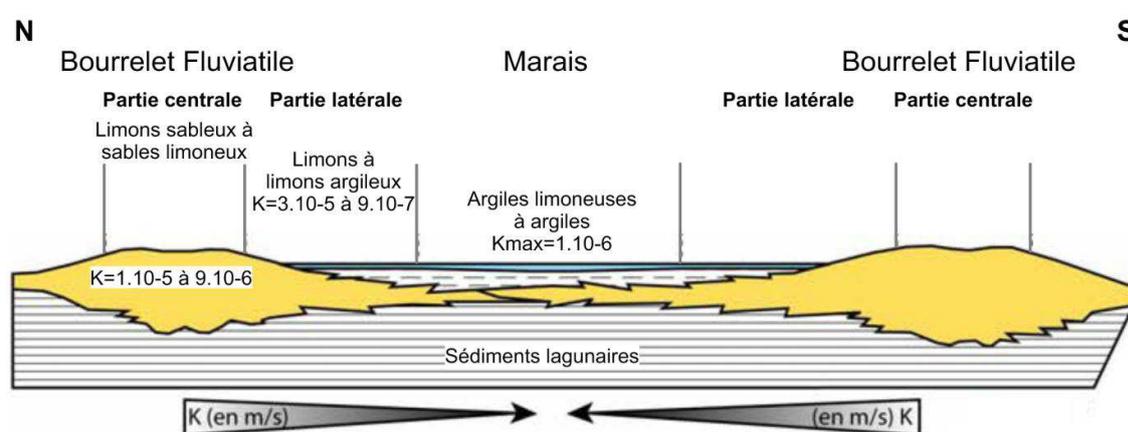


Fig. I.12 Distribution de la perméabilité des sols en fonction de la géomorphologie (De Montety, 2008)

L'aquifère superficiel n'est pas homogène, ce qui affecte la qualité et le fonctionnement de la nappe phréatique. Cela est dû à la complexité des phénomènes et des caractéristiques pédo-géomorphologiques du delta et de la gestion globale de l'eau. La nappe superficielle est caractérisée par sa faible profondeur, sa localisation dans des terrains récents et limoneux, et une eau de salinités très variable. La relation entre les textures et les perméabilités est complexe, et fait aussi intervenir la structure des sols.

La **recharge de la nappe superficielle** est régie par l'irrigation de cultures, riz particulièrement. Les volumes d'eau ainsi introduits sont très importants pour la morphologie de la nappe. C'est elle qui règle en définitive le régime des hautes et des basses eaux indépendamment du régime du fleuve et de la climatologie. Le Rhône ne participe pas directement à l'alimentation de la nappe à cause de la mauvaise perméabilité des terrains et son influence se limite aux zones qui le bordent (De Montety, 2008).

La **piézométrie de la nappe superficielle** suit de manière générale, la morphologie du terrain. Les isopièzes, espacées dans les zones hautes des bourrelets où le gradient est de l'ordre de 0,05%, se resserrent vers les zones basses des marais où le gradient hydraulique est de l'ordre de 0,15% à cause de la diminution de la perméabilité et des pertes de charge importantes.

Dans la zone de marais la nappe est très proche de la surface. Les écoulements horizontaux sont très lents à cause de la faible pente des terrains, de leur mauvaise perméabilité et du fait que la mer se trouve à une cote très proche du niveau des terres du Sud du pays. Les flux verticaux, liés à l'évaporation ou l'irrigation sont, par contre, importants. En conclusion, les faibles dénivelés et les faibles perméabilités confèrent à cette nappe un comportement original avec une nette prédominance des mouvements verticaux sur les mouvements latéraux.

**L'évolution de la piézométrie est saisonnière.** Le niveau général de la nappe phréatique oscille entre une valeur proche de la surface du sol pendant l'hiver et une valeur plus profonde l'été. Toutefois, la gestion des eaux de surface vient modifier ce rythme général.

En saison sèche, d'Avril à Septembre, les apports d'eau d'irrigation dans les zones cultivées élèvent fortement le niveau piézométrique pendant toute cette période. Une partie de l'eau d'irrigation est interceptée par les fossés de drainage et remise dans le circuit des eaux superficielles ce qui fait qu'il n'arrive pratiquement pas d'eau dans les zones basses. L'irrigation règle en définitive le régime des hautes et des basses eaux de cette nappe, indépendamment du régime du fleuve et de la climatologie (Griollet, Étude hydrogéologique de la Costière du Gard et de la partie nord du delta du Rhône, 1972). A l'arrêt des irrigations, et avec la vidange de clos de rizières, les lentilles d'eau douce se vident peu à peu sous l'action de l'évaporation et par écoulement.

Le marais, en outre, est soumis à un apport artificiel correspondant aux eaux de colature et il alimente la nappe en été lorsqu'elle est très basse.

Dans les zones non irriguées le niveau de la nappe baisse sensiblement en été à cause de l'intensité de l'évaporation et la salinité augmente, aussi bien dans les bourrelets alluviaux que dans les zones de marais ou d'étang. Le bilan des pluies et de l'évaporation est globalement déficitaire alors que les introductions d'eau du Rhône représentent quelque 95% du total annuel (Heurteaux, 1994).

En période humide d'Octobre à Mars, les pluies d'automne et d'hiver alimentent directement les nappes d'eau superficielles et du proche sous-sol. Le niveau des eaux souterraines s'élève partout et la surface de la nappe s'aplatit et se régularise. Les infiltrations dues aux pluies dessalent une certaine tranche de terrain dans les zones non irriguées.

**La salinité et la chimie des eaux** de la nappe superficielle sont très variables. Dans la partie Nord du Vaccarès, la salinisation est faible à moyenne et liée à l'évaporation mais aussi à la teneur en sel de l'encaissant. Au Sud, la salinisation de la nappe de surface ne semble résulter que de l'évaporation des eaux de pluie qui crée des eaux sur-salées, jusqu'à 100 mS/cm (eau de mer à 56 mS/cm. Cette gradation Nord-Sud est perturbée localement par la géomorphologie. En effet, la salinité de l'eau est faible au niveau des paleo-chenaux tandis qu'elle est très forte au niveau des marais. Les parties latérales du paleo-chenaux présentent des valeurs moyennes de salinité, c'est qui met en évidence le rôle très important des paleo-chenaux sur les transferts d'eau (ORE/RESYST, 2002).

Dans les zones basses (marais) les eaux sont extrêmement chargées. Les eaux douces se disposent en zones lenticulaires allongées, essentiellement alimentées par les irrigations, centrées sur les bourrelets alluviaux. Les eaux salées sous-jacentes constituent un ensemble continu où s'observent tous les intermédiaires avec l'eau de mer. Elles occupent toutes les dépressions et les parties basses des bourrelets alluviaux (parties latérales) au Sud de la Camargue. Ce sont des eaux

chlorurées-sodiques, saumâtres pour la plupart. Des lentilles d'eaux sur-salées, correspondant à des héritages sédimentaires, existent d'ailleurs au sein des eaux salées et viennent compliquer le phénomène d'interface.

La répartition spatiale de la salinité dépend de la période de l'année. En période estivale, sur les parties hautes irriguées, l'eau douce surmonte les eaux saumâtres. Dans les zones basses, l'eau gagne la surface par capillarité puis l'atmosphère, par évaporation ; les concentrations augmentent alors considérablement et l'eau salée surmonte l'eau saumâtre. En automne, les concentrations en sel des eaux à forte salure des zones basses diminuent à cause des précipitations, alors que les eaux deviennent saumâtres dans les zones hautes à cause de l'arrêt de l'irrigation.

L'aquifère superficiel du delta est donc en grande partie salé. L'apport d'eau douce par l'irrigation dessale les terrains, ce qui conditionne l'utilisation des sols à des fins agricoles. Des analyses chimiques (Ambrosy, 2003 ; Paul, 2004) confirment la répartition de la salinité en fonction de la géomorphologie, avec des eaux de type bicarbonaté calcique rhodanien dans les zones hautes (partie centrale des bourrelets) évoluant vers des eaux chlorurées-sodiques marines dans les zones basses (marais), en passant par des faciès plus sulfatés.

Par ailleurs, les remontées de sels peuvent se produire, même à partir d'une eau très peu salée (1 g/L sels totaux), à condition que la frange capillaire de la nappe atteigne la surface du sol. Dans tous les cas, la relative proximité de la nappe aquifère salée peut entraîner une salinisation et une hydromorphie de surface selon la sensibilité des sols à l'évaporation, qui dépend de la texture et de la différence de salinité des eaux qu'ils renferment (Chauvelon et Mathevet, 2002). L'épaisseur de cette frange dépend de la structure et de la texture du sol. Malgré la complexité apparente, la salinité, sauf exception, croît avec la profondeur.

L'aquifère superficiel est en relation avec les eaux de la surface qui présentent différences de salinité. Globalement, un gradient de salinité croissant s'observe entre le Nord et le Sud du delta. Pour les eaux de surface, il est toutefois mesuré une variation saisonnière de la salinité dans certains étangs, marais et lagunes. Ces variations sont la résultante du volume des pluies et des entrées artificielles d'eau d'origine fluviale ou marine selon le cas. La salinité moyenne du Vaccarès est de 7 à 12 g/L de NaCl.

### **3.4. Relation entre l'aquifère profond et l'aquifère superficiel**

Griole, (1976) signale que la structure en lentilles des dépôts alluviaux récents et la discontinuité des niveaux de tourbe ne s'opposent pas à l'idée d'une possible communication entre les différents aquifères. De même, le fait de trouver parfois, au toit de la nappe captive des eaux à densité plus faible que celle des eaux de la nappe phréatique, mais plus forte que celle des eaux plus profondes pourrait être un indice de possibles communications. Cependant, les mesures de teneur en tritium ont montré qu'il est possible que des communications entre les deux systèmes existent, sans que ces phénomènes affectent l'individualité de chaque aquifère.

Toutefois, contrairement à l'aquifère superficiel, la salinité de l'aquifère des cailloutis présente une grande stabilité saisonnière. Il semble donc peu probable que l'aquifère superficiel soit la source de la salinité observée actuellement dans l'aquifère des cailloutis (De Montety, 2008).

## 4. Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude est située en Moyenne Camargue, au centre du delta du Rhône (Fig. I.13). Elle occupe un Mas privé appelé Cabassole et est délimitée au Nord par le Marais de La Grand Mar et au Sud par l'Étang de Vaccarès. Au centre, elle est traversée d'Est en Ouest par le canal de Montlong, qui est une roubine aménagée dans l'ancien cours du Rhône, le bras de Saint Ferréol. Le site expérimental présente une surface de 2 km<sup>2</sup>.

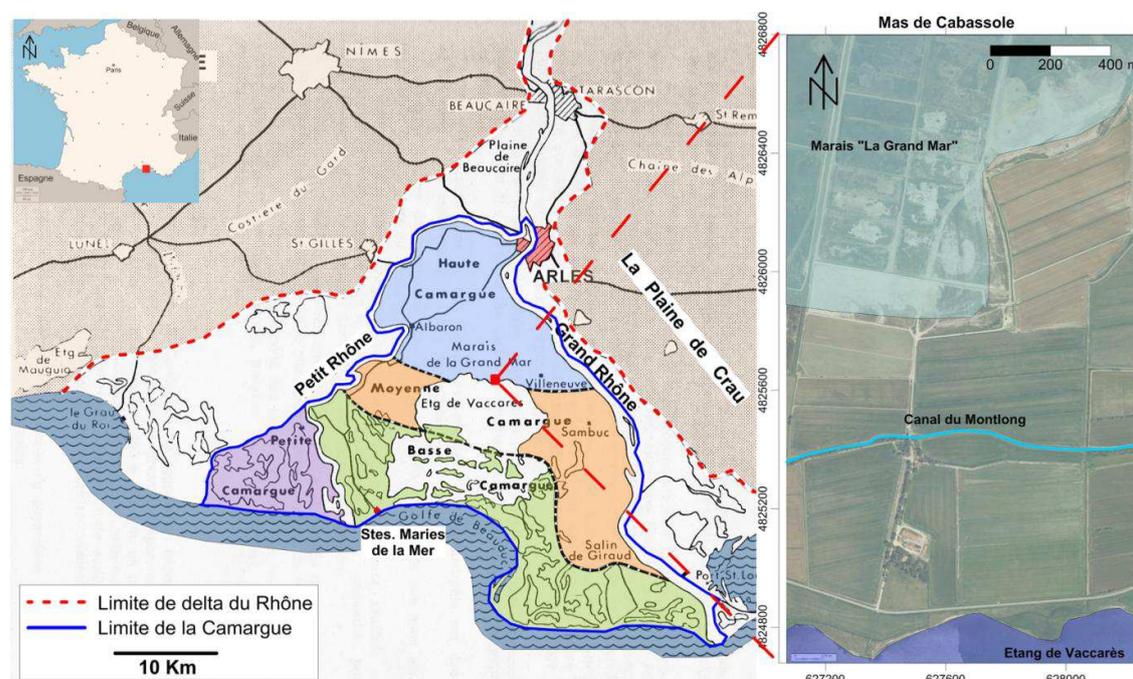


Fig. I.13 Localisation de la zone d'étude (Mas de Cabassole)

La Moyenne Camargue est une unité qui présente une altitude moyenne inférieure à celle de la Haute Camargue et des dénivelées moindres. De plus, elle est représentative d'une situation intermédiaire entre la Haute et la Basse Camargue. La couverture fluviatile, bien que généralisée, y est peu épaisse. Les marais peuvent avoir en quelques points des altitudes inférieures au niveau de la mer (Bouteyre et Toni, 1972). Le bras de Saint Ferréol, le plus ancien du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998 ; D.D.A., 1970 ; L'Homer et al., 1981), longe le Nord et l'Ouest de l'étang de Vaccarès, et donc la zone d'étude (Fig. I.14).

L'étude de ce bras du Rhône a été réalisée à partir de l'analyse pluridisciplinaire de quatre sites, dont les stratigraphies présentent l'intérêt d'une alternance bien marquée (en bandes) de séquences alluviales et de niveaux d'occupation humaine (Fig. I.14) (Arnaud-Fassetta, 1998).

Le tracé du paleo-chenal de saint Ferréol est encore apparent dans le paysage contemporain du delta. La photo-interprétation a permis de restituer les traces laissées par le fleuve, qui décrivent globalement un style intermédiaire entre le méandrage et le tressage (Fig. I.14). Dans la partie externe des méandres apparaissent de nombreuses crevasses qui témoignent de phases de débordement dans la plaine d'inondation distale, occupée actuellement par le marais (Arnaud-Fassetta, 1998). Les traces du fleuve apparaissent sous forme de bourrelets alluviaux.

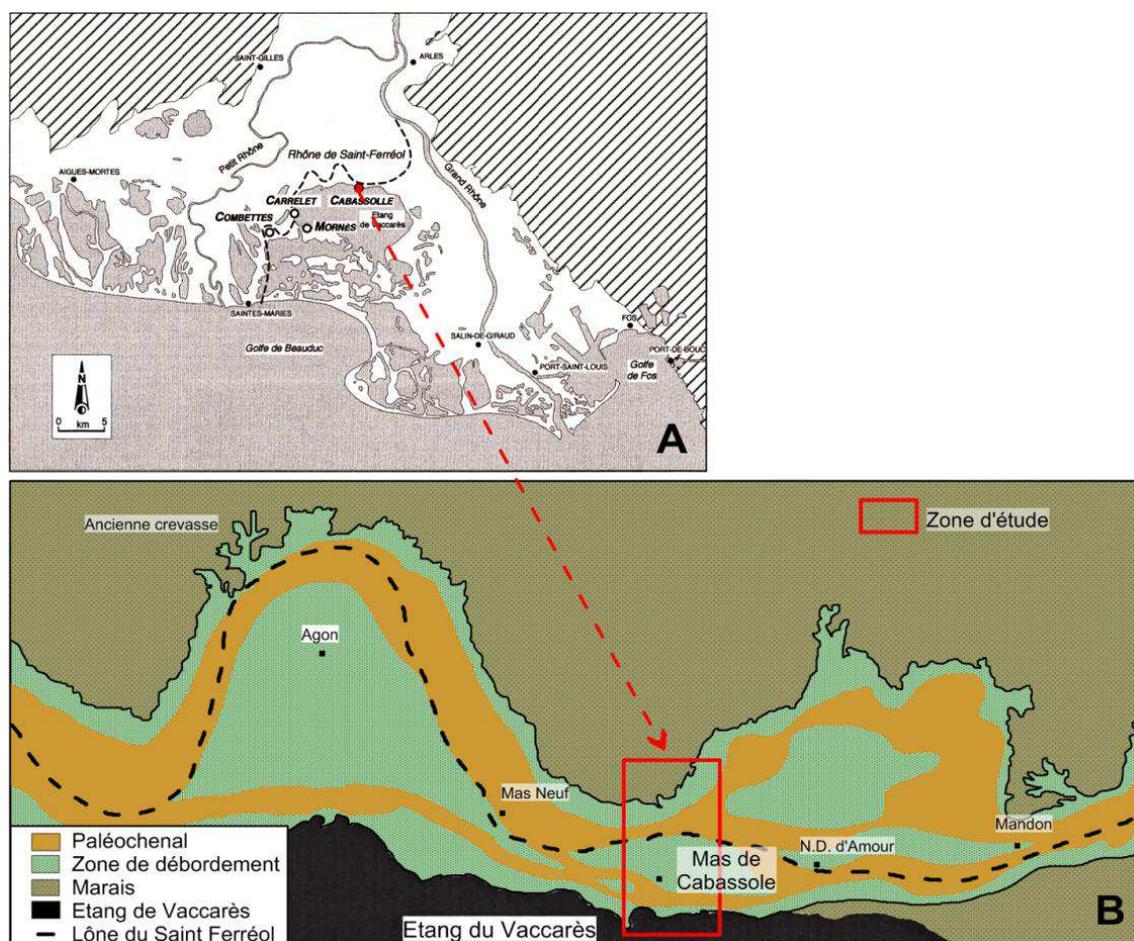


Fig. I.14 Localisation du site Cabassole et morphologie du terrain (d'après Arnaud-Fassetta, 1998)

La zone d'étude recoupe toutes les unités géomorphologiques présentes comme les dépressions au dessous du niveau de la mer (étang de Vaccarès et marais) et un bombement topographique qui représente l'ancien bras du Rhône (bras de Saint Ferréol). Elle est donc représentative de la géomorphologie typique de structures superficielles de la Moyenne Camargue, et c'est à ce titre qu'elle a été choisie pour cette étude.

La zone d'étude présente des altitudes entre les 3 m et les 0 m par rapport au niveau de la mer, et, vers le marais, les élévations du terrain peuvent atteindre des valeurs au dessous du niveau de base. La limite inférieure des dépôts superficiels n'est pas connue exactement. Cependant, dans la zone d'étude le toit du cailloutis se trouve entre 20 et 25 m de profondeur selon Vella et al., (2005) et Griolet, (1976) (Fig. I.15), ce qui permet de situer la limite de l'aquifère superficiel au dessus de cette altitude. Il faut considérer également l'épaisse couche d'argile qui sert de séparation entre les deux aquifères superficiel et profond.

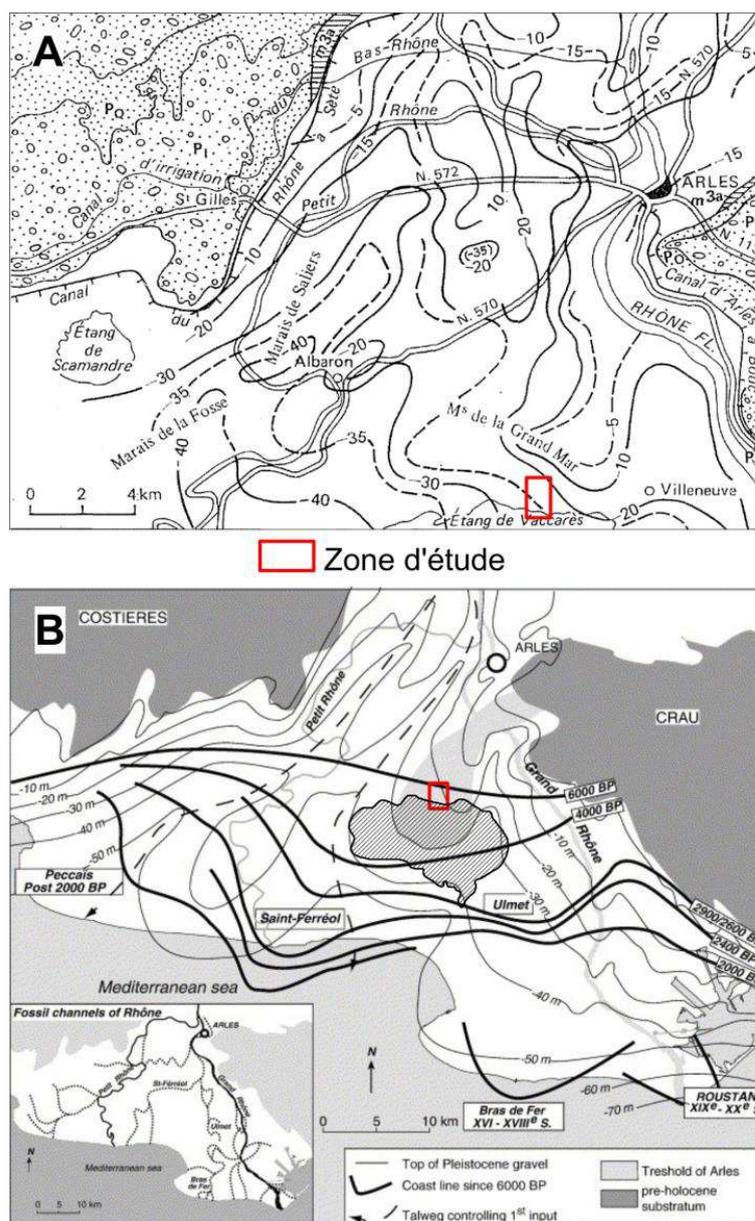


Fig. I.15 Cartes des isobathes du toit cailloutis plio-pléistocène en Camargue d’après A) Griollet, 1976 et B) Vella et al., 2005

La Direction Départementale de l’Agriculture (DDA) à réalisé un rapport du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique en Camargue (1970). Dans ce rapport plusieurs carottages profondes ont été réalisés (Fig. I.16). Deux carottages en particulier ont été fait près du Mas de Cabassole. Le carottage S6 est placé sur le bourrelet alluvial de Saint Ferréol à Méjanes, tandis que le carottage S2 se trouve au Mas de L’Ange, sur le marais La Grand Mar. Conformément à la description lithologique de ces carottages (Fig. I.16) la profondeur du toit de cailloutis peut être placée à 23 m pour le S2 et 32 m pour le S6, tandis que la profondeur du mur de l’aquifère (le toit d’argile limoneuse qui recouvre l’aquifère de cailloutis) se trouve à 9 m et 17 m de profondeur, respectivement.

Grâce à l’existence de chenaux de paléochenaux dans la topographie du cailloutis Pléistocène, les sédiments ont eu une majeure facilité de déposition autour du Saint Ferréol durant la progradation

du delta du Rhône. Les sédiments de l'aquifère superficiel sont donc disposés en une orientation Est-Ouest.

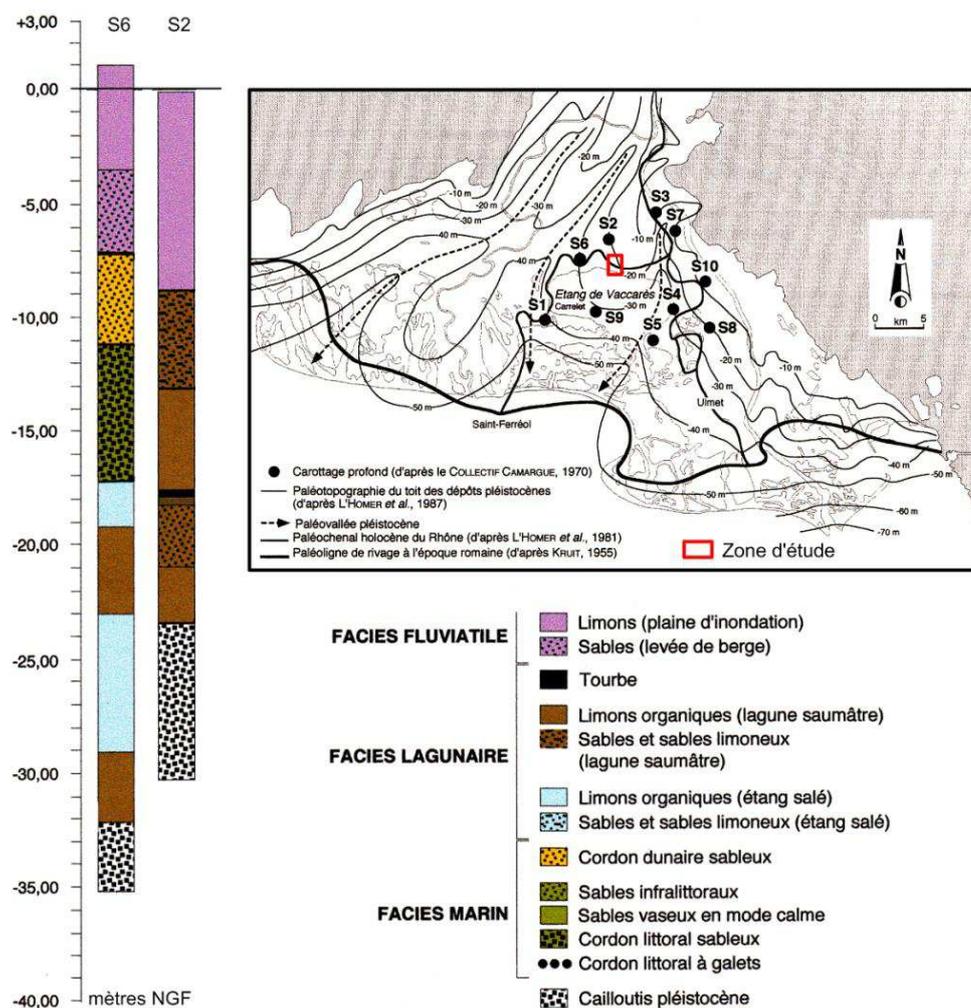


Fig. I.16 Carottages profonds (S6 et S2) réalisés près du Mas de Cabassole (Arnaud-Fassetta, 1998)

L'étude pédologique du Rapport Camargue (D.D.A., 1970) montre également la distribution en bandes des différents types de sol sur l'axe Nord-Sud (Fig. I.17). La distribution des sols de la zone d'étude est en fonction de la géomorphologie :

- Sols peu évolués : d'apport alluvial (alluvions du Rhône), fréquemment à caractère d'hydromorphie et de salure en profondeur. Le caractère hydromorphe est dû à l'irrigation.
- Sols salins à alcalins : d'origine fluviale, ils sont situés dans les parties latérales des bourrelets alluviaux. Une végétation halophile les recouvre.
- Sols hydromorphes peu humifères à gley d'origine palustre: localisés dans la zone du marais contenant d'eau douce à saumâtre plus ou moins longtemps en surface. Ces sols peuvent devenir des sols sodiques salins en cas d'assèchement. Ils sont salés surtout en profondeur.
- Sols hydromorphes peu humifères à gley déposés en étang salé : ces sols sont salés, surtout en profondeur.

Pourtant, et en prenant compte de cette dernière particularité, la mise en place des études et notamment des pas d'échantillonnage se concentrent spécialement dans une axe Nord-Sud que sur une axe Est-Ouest.

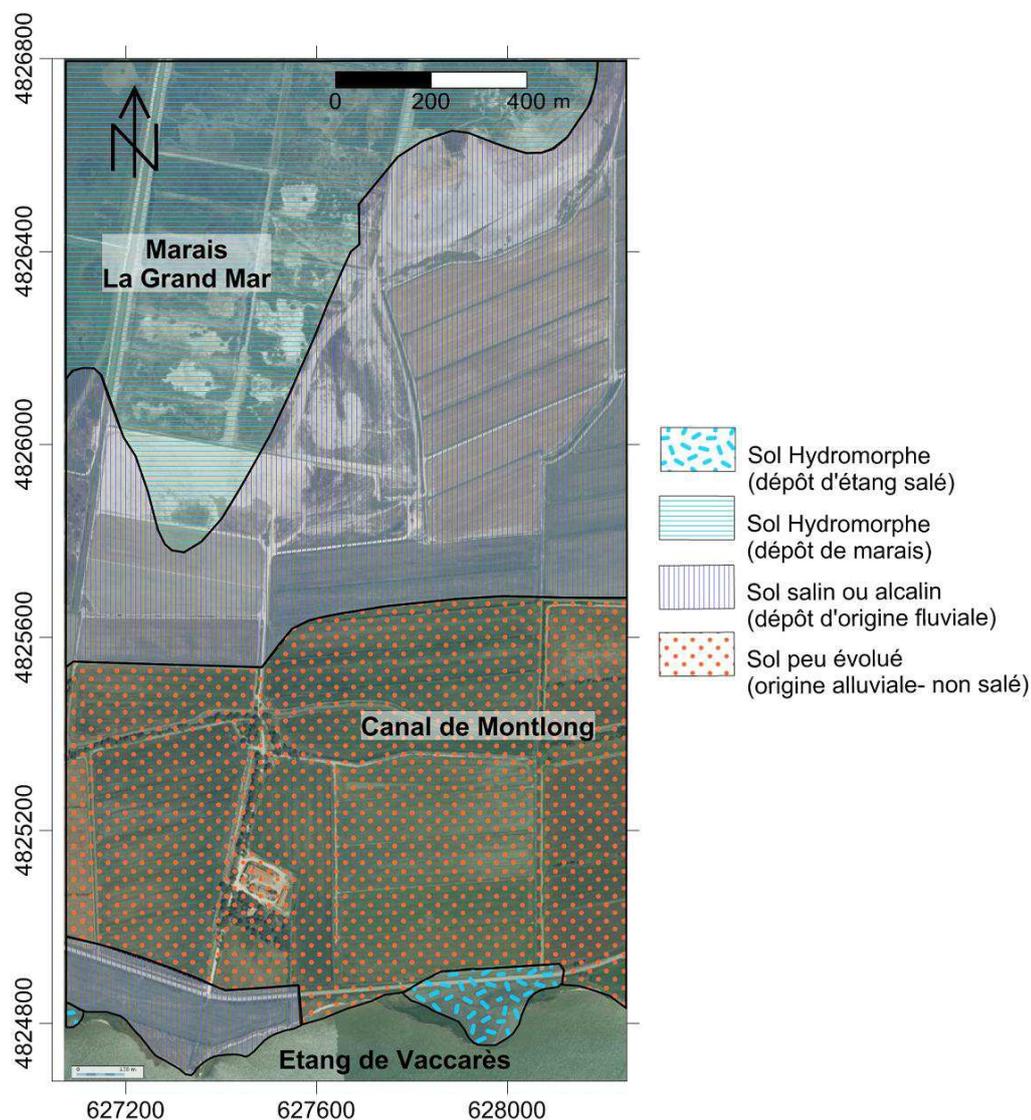


Fig. I.17 Carte de distribution de sols dans la zone d'étude (D.D.A., 1970)

## Conclusion

La plaine de la Camargue est une zone pratiquement horizontale (4 m maximum au dessus du niveau de la mer) construite à base de sédiments d'origine fluviale, lagunaire et marine, principalement. Elle est constituée par des zones « hautes » représentatives des bourrelets alluviaux, construits par le passage des anciens bras du Rhône, et par des dépressions topographiques occupées par les marais et les étangs.

Le climat méditerranéen affecte fortement la plaine de la Camargue. Ce climat est caractérisé par des précipitations fortes mais limitées dans l'année, ainsi qu'une forte évaporation et évapotranspiration, particulièrement pendant l'été et encore accrues par les vents marins et le Mistral, créant ainsi un déficit hydrique très important.

La Camargue est un système nettement artificiel. La plaine ne présente aucun canal naturel et le débit des principales roubines est contrôlé par des syndicats d'aménagement d'eau. L'eau des canaux est pompée du Rhône actuel et utilisée pour l'irrigation des cultures (riz en particulier). L'irrigation est faite par inondation principalement.

Le delta du Rhône est représenté par deux aquifères : un aquifère profond correspondant aux cailloutis apporté par la Durance et le Rhône, et un aquifère superficiel composée des sédiments fins d'origine fluvial et laguno-marin. Ces deux aquifères sont séparés par une couche épaisse d'argiles, limons et tourbes, qui limitent fortement les possibilités d'échanges entre eux.

Les sols de l'aquifère superficiel présentent, en général, une perméabilité faible, qui varie en fonction de la géomorphologie de la zone. Ainsi, les bourrelets alluviaux présentent une perméabilité assez bonne tandis que dans les dépressions (marais) la perméabilité est très faible ou quasi nulle. Cette différence de perméabilité limite l'écoulement souterrain latéral. L'écoulement vertical, dans ce cas, est plus important.

La nappe superficielle est alimentée par l'irrigation des rizières. En conséquence, elle présente un comportement artificiel, c'est-à-dire des basses eaux en hiver et des hautes eaux en été sur les rizières et à leur voisinages et, un comportement naturel, avec des hautes eaux en hiver et des basses eaux en été sur les parcelles non irriguées.

Par ailleurs, les sols et l'eau souterraine présentent des différences de salinité liées à la géomorphologie. Ainsi, dans les bourrelets alluviaux les sols sont peu évolués et l'eau souterraine de type bicarbonaté-calcique, tandis que les sols des dépressions sont salins à alcalins et l'eau souterraine chlorurée-sodique. La forte salinité de l'eau et les sols en Camargue est causée par la proximité de l'eau souterraine avec la surface du sol, ce qui permet une intense évaporation et évapotranspiration, produisant ainsi une intense accumulation de sel dans les zones basses.

En conclusion, toutes les caractéristiques lithologiques et hydrogéologiques présentées précédemment donnent une complexité particulière à l'étude hydrogéologique de l'aquifère superficiel du delta du Rhône et à la représentation des flux souterrains actuels. Cette représentation des échanges de flux entre les différents dépôts et les facteurs de la surface qui interagissent dans l'aquifère superficiel de la Camargue est présentée dans la Fig. I.18.

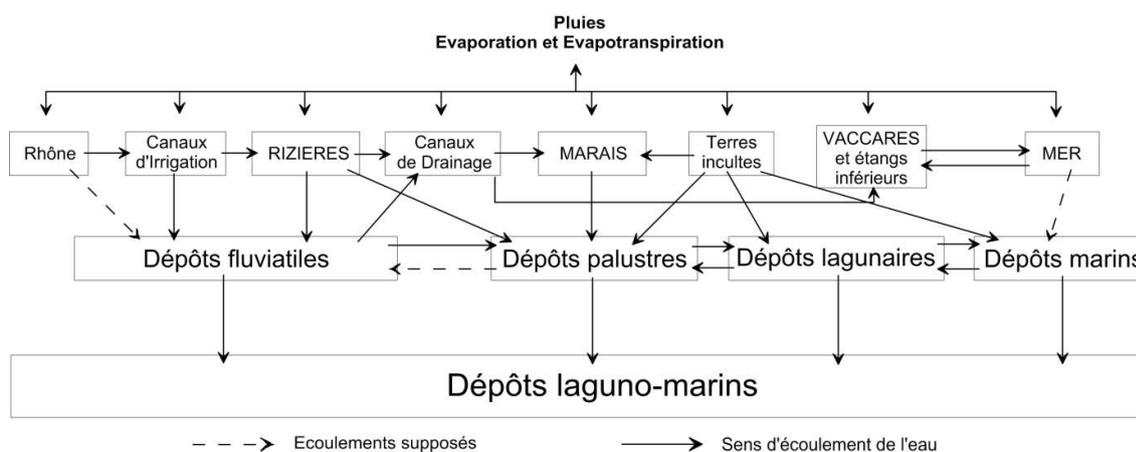


Fig. I.18 Schéma des circulations de l'eau entre les différents éléments de la surface et de la nappe superficielle (Godin, 1990)

# Chapitre II . MATERIELS ET METHODES

---

---

## Introduction

L'objectif principal de ce travail consiste à caractériser structurellement l'aquifère étudiée ainsi que à déterminer les propriétés hydrogéologiques du milieu afin d'étudier les processus qui régissent le comportement hydrodynamique et hydrosalin actuel de l'aquifère. L'intérêt final est d'intégrer toutes les données obtenues durant la période d'étude dans un modèle numérique spatio-temporel qui sera utilisé pour simuler le comportement des hydrosystèmes. A travers de ce modèle de conséquences futures, liées à une modification des conditions climatiques et anthropiques actuelles, pourront être envisagés afin de déterminer les possibles solutions aux divers scénarios proposés.

Pour répondre aux objectifs scientifiques de ce travail une méthodologie de travail a été suivie en utilisant différents types de matériels et d'instrumentation.

## 1. Méthode du travail

La méthode expérimentale s'articule autour de trois axes :

- une *caractérisation structurale* qui vise à comprendre la distribution spatiale du système aquifère et ses limites,
- une *caractérisation hydrogéologique* pour identifier les facteurs et conditions qui permettent les variations spatiales et temporelles de la charge hydraulique et de la composition chimique et isotopique de l'eau souterraine, ainsi que les processus hydrogéologiques, et
- la *construction d'un modèle numérique 3D*, afin de simuler le fonctionnement actuel du système aquifère

La **caractérisation structurale** comprend une étude de la topographie Nord-Sud et Est-Ouest pour connaître l'altitude absolue de chaque point d'observation (piézomètres et puits), de même la réalisation des sondages géologiques a été envisagée pour déterminer la nature des sédiments du sous-sol et, finalement, la caractérisation structurale comprend une mise en œuvre de différentes méthodes d'investigation géophysique afin de déterminer la structure du sous-sol, hors de portée des sondages géologiques.

La **caractérisation hydrogéologique** se divise en une étude hydrodynamique et une étude hydrochimique. Les différentes données acquises seront interprétées afin de définir les processus hydrogéologiques.

L'*étude hydrodynamique* nécessite la mise en place d'un dispositif expérimental de mesure du niveau d'eau (piézomètres et puits). Elle consiste en un suivi mensuel du niveau piézométrique, sur tous les points d'observation de l'aquifère, du Vaccarès et du canal de Montlong, un suivi automatique en continu du niveau de quelques piézomètres, du Vaccarès et du Montlong et en des essais de pompages pour connaître les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère.

L'*étude hydrochimique* comprend la mesure la conductivité électrique et la température de l'eau spatialement, temporellement et en profondeur, le suivi chimique et isotopique de l'eau des puits, l'étang de Vaccarès et du canal de Montlong et l'étude de la distribution de la salinité du sol à l'aide de la méthode électromagnétique.

La **construction du modèle numérique 3D** de l'aquifère intègre les caractéristiques structurales et hydrogéologiques dans un logiciel de calcul numérique.

## 2. Matériels et Instrumentation

### 2.1. Le réseau de points de mesure

Le réseau de points de mesure mis en place pour étudier le comportement de la nappe (Fig. II.1), est constitué des différents éléments suivants :

- Une échelle limnimétrique au Vaccarès, couplée à une sonde automatique de mesure
- Le Puits 1 et le Puits 2 installés en 2009 sur le bord du Vaccarès, les Puits 3 et 4 installés en 2011, l'un sur le bourrelet alluvial, près du canal de Montlong, et l'autre dans une parcelle non cultivée au bord du marais
- Un groupe de piézomètres disposés du Nord au Sud, dont 10 ont été installés en 2009 dans le cadre du projet HYDROCCAM (Vallet-Coulomb et al., 2008) et 3 en 2011 et 2012 (Cab9, Cab10, Cab3prof et Cab6prof).

Afin de mettre en place les piézomètres d'observation, plusieurs forages de 3 et 8 m de profondeur ont été réalisés à la tarière de 10 cm de diamètre (Fig. II.2.A et B). Chaque forage a fait l'objet d'une description lithologique avant d'être équipé de tubes PVC de 8 cm de diamètre (Fig. II.3). Dans certains piézomètres un tube crépiné de 2 m de longueur a été installé à la base, mais d'autres tubes ne sont pas crépinés, ne laissant entrer l'eau que par leur base. Tous les piézomètres ne concernent pas que les niveaux sableux perméables, certains ont été placés dans les couches peu perméables, comme les argiles. Certains points d'observations ont été encore équipés avec deux piézomètres de différentes profondeurs, l'un dans l'argile et l'autre dans le sable fin (par exemple, Cab3-Cab3prof).

Les puits de 6 et 8 m de profondeur, ont d'abord été forés à la tarière de 10 cm de diamètre pour réaliser un avant-trou, et agrandi postérieurement avec une pointe de 20 cm de diamètre, afin d'obtenir une ouverture suffisamment grande pour installer de tubes PVC de même diamètre (Fig. II.2.C). Un tuyau crépiné de 2 m de longueur a été placé à la base de chaque puits pour permettre l'entrée d'eau. Le positionnement détaillé des piézomètres et puits installés se trouve en Annexe 1.

Les sondages à la tarière ont également été effectués pour l'inversion des données géophysiques, afin de reconnaître les structures géologiques du sous-sol.

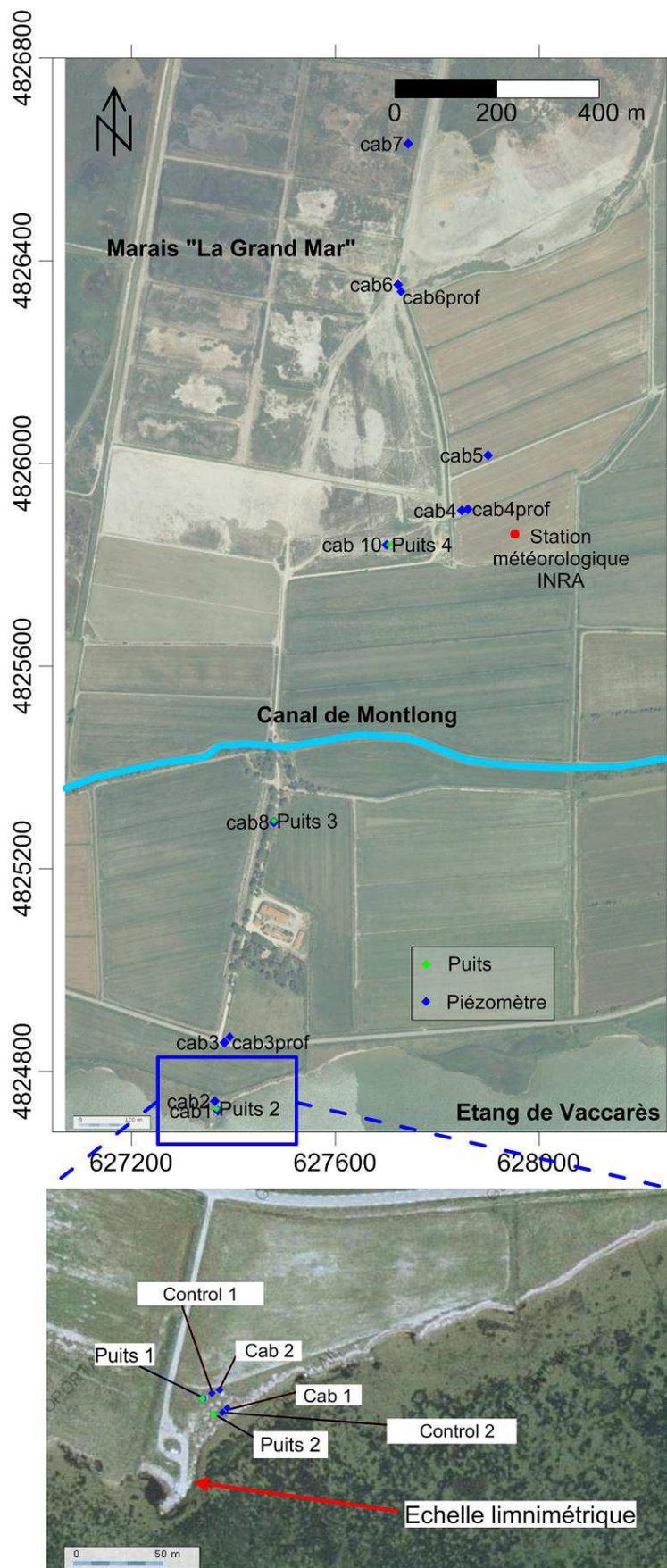


Fig. II.1 Localisation de l'équipement de mesure installé dans la zone d'étude

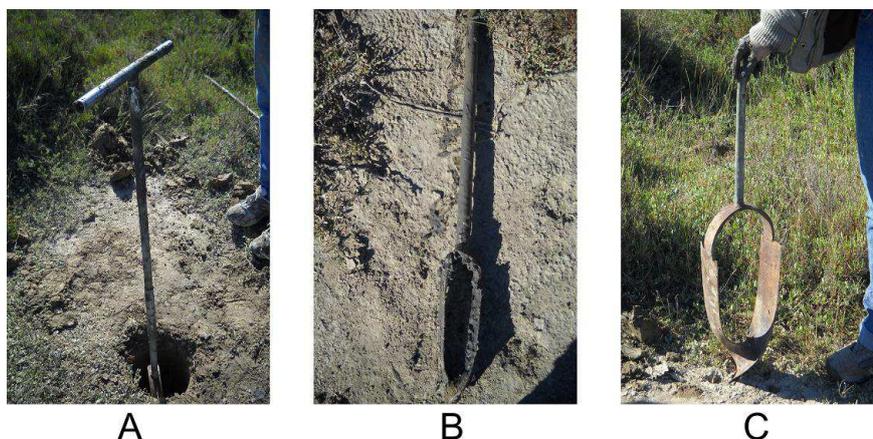


Fig. II.2 Sondage à la tarière. B) Pointe de 10 cm de diamètre. C) Pointe de 20 cm de diamètre



Fig. II.3 Exemple de piézomètres installés dans la zone d'étude

## 2.2. Etude topographique

Afin d'obtenir les altitudes absolues des points d'observations et de la zone d'étude en général, des relevés topographiques ont été réalisés. Ces relevés ont été effectués avec un théodolite SOUTH ND 3000 (Fig. II.4). Cet instrument de géodésie et d'optique est associé à une mire, permettant de calculer les données par triangulation. Etant donné que le travail avec un théodolite se fait en altitude relative, le premier point mesuré doit avoir une altitude connue.

Pour les calculs, la formule suivante est ainsi utilisée :

$$Z_{r1} = Z_{r2} + \sum (AR - AV) \text{ (Équation 1)}$$

Où,  $Z_{r2}$  est l'altitude du point de référence,  $AR$  la lecture arrière et  $AV$  la lecture avant.

L'altitude du point mesuré est égale à l'altitude du point connue à laquelle s'ajoute la valeur de la soustraction de la mesure arrière avec la mesure avant. L'idéal est d'effectuer les mesures selon un cheminement polygonal utilisant le même point d'arrivée et de départ pour évaluer la marge d'erreur des mesures réalisées.



Fig. II.4 Théodolite et échelle topographique

### 2.3. Prospection géophysique

Plusieurs campagnes géophysiques ont été réalisées entre 2009 et 2012 en utilisant trois techniques différentes qui font partie des deux méthodes, électrique et électromagnétique (Tableau II.1). Ces trois techniques de mesures sont sensibles aux forts changements de résistivités et de conductivités (selon le cas), et bien adaptées au milieu étudié.

Tableau II.1 Méthodes et techniques géophysiques utilisées pour l'exploration

Méthode géophysique	Technique de mesure	Paramètre géophysique mesuré	Propriété physique opérationnelle	Influence de l'eau souterraine
Electrique	Sondage	Différence de potentiel due aux courants de conduction	Résistivité électrique	Oui
	Tomographie			
Electromagnétique	Slingram	Signaux électromagnétique dus à l'induction	Conductivité électrique	Oui

#### 2.3.1. Méthode électrique

La résistivité électrique est un de principales propriétés adaptée pour l'étude hydrogéophysique (Guerin, 2005). La résistivité des roches est affectée par différents facteurs (Matsui et al., 2000), tels que : la porosité des roches, la résistivité du fluide, la saturation en eau de la roche et la teneur en argile.

En principe, pour mesurer la résistivité d'un terrain, un circuit fermé d'intensité « I » est utilisé à l'aide de deux électrodes A et B. Le courant qui est envoyé dans le sol entre les deux électrodes A et B, crée une différence de potentiel, qui est mesurée entre les deux électrodes M et N.

Deux techniques de mesures ont été utilisées pour la prospection électrique : le Sondage Electrique et la Tomographie Electrique. Une série de sondages à la tarière a été réalisée afin d'optimiser l'inversion des données dans les premiers mètres de profondeur.

### ***Sondage électrique (ES)***

Le sondage électrique (ES) consiste à déterminer les variations verticales de la résistivité électrique en un point donnée de la surface (Al-Fares, 2011 ; Vouillamoz et al., 2007). Pour cela une succession de mesures sont exécutées, en augmentant à chaque fois la distance entre les électrodes et, de ce fait, la profondeur d'investigation qui est proportionnelle à cette distance. Le sondage électrique mis en œuvre est conforme au dispositif Schlumberger (Fig. II.5), la distance maximale entre les électrodes est de 300 m. L'appareil utilisé est « Géo Instruments » développé par le CNRS (Garchy, France). L'inversion des valeurs de la résistivité apparente ( $\rho_a$ ) a été faite avec le logiciel IPI2Win, version 3.0.1<sup>e</sup>.

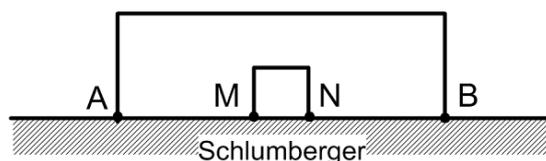


Fig. II.5 Dispositif de mesure Schlumberger. A et B électrodes d'injection, M et N électrodes de mesure du potentiel électrique

### ***Tomographie électrique (ERT)***

La tomographie électrique (ERT) est la technique la plus appliquée en Science de la Terre, spécialement en hydrogéologie, à cause de sa robustesse et sa fiabilité (Al-Fares, 2011, Chalikakis, 2006 ; Pham et al., 2002). L'ERT intègre la technique du sondage et le traîné électrique, qui consiste à garder un écartement constant entre les électrodes, et à déplacer régulièrement le dispositif de mesures le long du profil. De cette manière la résistivité varie verticalement et horizontalement le long d'une coupe (2D).

L'ERT a été réalisé dans la zone d'étude en appliquant le dispositif Wenner-Schlumberger (WS, Fig. II.6) et le Dipôle-Dipôle (DD). Le WS fournit un bon rapport entre la résolution horizontale et la résolution verticale, tandis que le dispositif DD donne une meilleure profondeur d'investigation (Seaton et Burbey, 2002).

Chaque section géo-électrique de 126 m de longueur, comprend 64 électrodes régulièrement espacées de 2 m. Un résistivimètre ABEM Terrameter SAS 4000 a été utilisé (Dahlin, 2001) a été utilisé pour l'acquisition des données ERT (Fig. II.7). La résistivité apparente a été interprétée avec l'application Robust Constraint du logiciel Res2Dinv (Loke et Dahlin, 2002) version 3.59.1154.44. Le processus d'itération a été limité à trois itérations car il est suffisant pour obtenir une erreur RMS (Root Mean Square) satisfaisante.

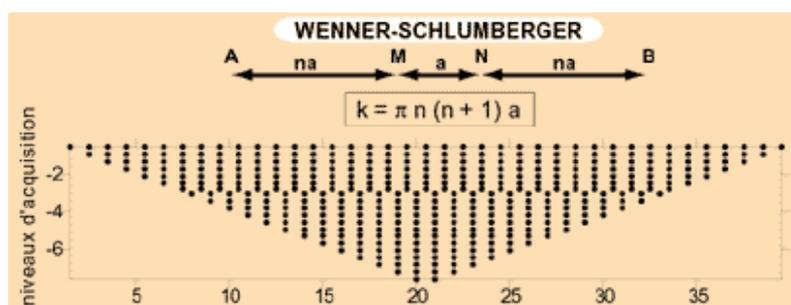


Fig. II.6 Schéma représentatif du dispositif de mesure Wenner-Schlumberger (<http://www-ig.unil.ch/cours/-consulté> en 2011)

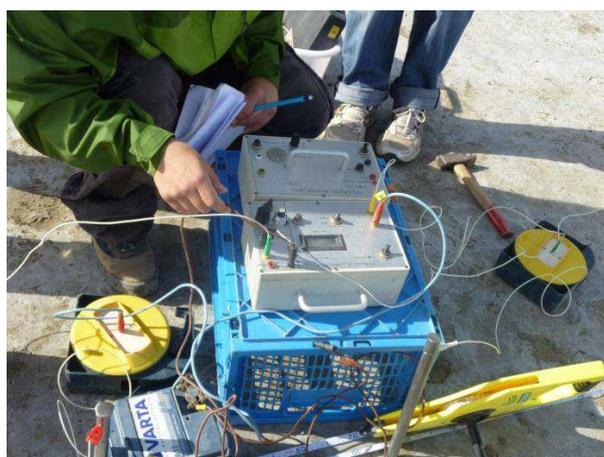


Fig. II.7 Equipement ABEM Terrameter SAS 4000 utilisé pour l'étude de tomographie électrique

### 2.3.2. Méthode électromagnétique(EM) à basses fréquences

La méthode électromagnétique (EM) a été utilisée dans ce travail pour préciser la structure de l'aquifère superficiel et déterminer la salinité de la surface du sol dans la zone d'étude. La technique électromagnétique de type Slingram (basse fréquence (20 Hz à 10 kHz) et faible nombre d'induction) a été utilisée pour l'acquisition des données. Les bases de la technique Slingram sont décrites sur plusieurs publications (McNeill, 1980 ; Monteiro Santos, 2004 ; Parasnis, 1986 ; Triantafilis et al., 2003 ; Ward et Hohmann, 1988). En dépit de la nature qualitative de l'information fournie, cette technique est largement utilisée pour l'étude hydrogéologique et environnementale (Evans et al., 2000 ; Nobes, 1996 ; Sirhan et Hamidi, 2012 ; Triantafilis et Lesch, 2005 ; Lesch et al., 2005 ; Padhi et Misra, 2011 ; Bennett et George, 1995). L'induction électromagnétique est un outil fréquemment utilisé pour la cartographie non-invasive de la conductivité électrique du sol (Triantafilis et Lesch, 2005).

Le principe de cette méthode est le suivant : une bobine émettrice produit un champ électromagnétique primaire, au contact des formations géologiques la partie magnétique du champ primaire induit un champ magnétique résultant perçu à la surface par une bobine réceptrice. La profondeur d'investigation est essentiellement liée à la distance entre les bobines émettrice et réceptrice, qui est de 1, 10, 20 ou 40 m (McNeill, 1980 ; Parasnis, 1986 ; Ward et Hohmann, 1988). Toutefois cette profondeur d'investigation dépend aussi de la position des bobines : elle est plus importante lorsque les bobines sont horizontales, parallèles au sol, le champ magnétique produit étant alors vertical (Vertical Dipole (VD)), et moins importante lorsqu'elles

sont verticales, perpendiculaires au sol, le champ magnétique produit étant alors horizontal (Horizontal Dipole (HD)).

A la différence des techniques électriques employées sur le site qui permettent de distinguer des terrains de résistivité différente, la méthode électromagnétique donne la conductivité électrique de l'ensemble de terrains de la profondeur d'investigation.

L'équipement utilisé est le GEONICS EM34-3 (séparation de bobines de 10, 20 et 40 m) et le GEONICS EM38 (séparation de bobines de 1 m) (Fig. II.8 et Fig. II.9). L'interpolation de données électromagnétiques et l'obtention des cartes ont été réalisées à l'aide du logiciel Golden Surfer, version 9.11.947. L'étude de la structure spatiale a été effectuée par le logiciel AquaGst de V. Valles qui permet notamment de caractériser le degré d'anisotropie du système avec le calcul des variogrammes et corrélogrammes directionnels.

La complémentarité des deux systèmes électromagnétiques a été mise en profit: l'utilisation de l'EM34-3 a permis d'explorer des profondeurs de plusieurs mètres, alors que l'EM38, plus léger, a permis de réaliser plus d'un millier de mesures de surface (1 mètre) sur un temps court assurant ainsi d'une stabilité des condition d'humidité pendant toute la durée des mesures.



Fig. II.8 Equipements électromagnétiques utilisés sur le terrain A) EM 34-3 et B) EM38

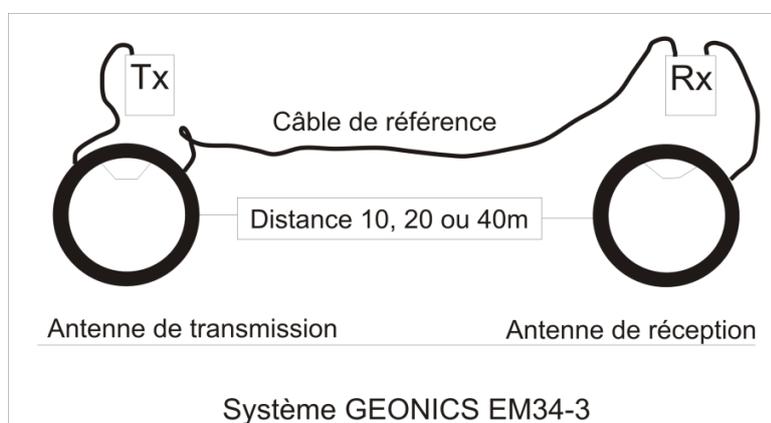


Fig. II.9 Equipement GEONICS EM-34

## 2.4. Détermination des propriétés hydrogéologiques

Afin de déterminer les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère, plusieurs pompages d'essais ont été effectués à l'aide d'une pompe de surface WP20CK de 4,5 CV. Le moteur 4 Temps à essence, MF168FA, a une puissance de 3,3 kW et la pompe un débit maximum de 30 m<sup>3</sup>/h (Fig. II.10).



Fig. II.10 Pompe de surface utilisée pour les essais de pompages

La méthode de Jacob a été utilisée pour la mesure des propriétés hydrogéologiques des couches sableuses de l'aquifère. Pendant le pompage, les mesures ont été effectuées manuellement selon les pas de temps préconisés par Kruseman et al., (1974). Mais la durée du pompage d'essai n'étant que de 6 heures maximum, le régime permanent n'a pas été atteint et donc tous les calculs faits pour les interprétations du pompage d'essai prennent en compte le régime transitoire.

La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sont calculés par la méthode d'approximation logarithmique de Jacob (1950) à partir du graphique rabattement/logarithme du temps, d'où sont extraits la valeur  $c$  et le temps fictif à l'origine ( $t_0$ ). Cependant, pour utiliser cette méthode il faut poser les hypothèses suivantes (Kruseman et al., 1974):

1. la nappe est apparemment d'extension latérale illimitée,
2. l'aquifère est homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme dans la zone sollicitée par le pompage,
3. avant le pompage, la surface piézométrique est subhorizontale dans la zone sollicitée par le pompage,
4. on pompe dans la nappe à débit constant,
5. le puits de pompage pénètre la totalité de l'aquifère, et l'eau arrive de ce fait sur toute la hauteur du puits et en écoulement horizontal.

Pour le régime transitoire, il faut ajouter les hypothèses suivantes :

6. On peut négliger l'emmagasinement dans le puits, quand le diamètre du puits est faible.
7. L'eau emmagasinée est libérée au même instant que la baisse de la charge hydraulique (sauf dans les nappes semi-libres et dans les nappes libres avec débit retardé).

Les Equations 2 et 3 sont obtenues par la méthode de Jacob (Castany, 1982)

$$\text{Transmissivité} \quad T = 0,183 \frac{Q}{c} \text{ (Équation 2)}$$

$$\text{Coefficient d'emmagasinement} \quad S = 2.25 \frac{T t_0}{r^2} \text{ (Équation 3)}$$

Où,  $Q$  est le débit du pompage (en m<sup>3</sup>/s),  $c$  la différence de rabattement durant un module logarithmique (en m),  $t_0$  le temps fictif à l'origine (en s), et  $r$  la distance du piézomètre au puits (en m)

Toutefois, si le pompage d'essai est à débit variable et que par exemple le débit diminue au fur et à mesure que le pompage se poursuit, la méthode d'interprétation est encore valable lorsque les hypothèses 1, 2 et 3 précédentes sont satisfaites ainsi que les conditions suivantes :

- On pompe avec un débit variable dans la nappe,
- La nappe est libre ou captive,
- L'écoulement vers le puits est en régime transitoire.

## 2.5. Mesure de la piézométrie

Les mesures manuelles ont été réalisées pendant la période 2009-2013 sur tous les piézomètres à l'aide d'une sonde piézométrique. Certains piézomètres ont aussi été équipés de sondes Diver (Fig. II.11) permettant de mesurer la pression de la colonne d'eau. En parallèle, la pression atmosphérique a été mesurée à l'aide d'une sonde Baro-Diver afin de pouvoir calculer le niveau d'eau dans les piézomètres. L'acquisition des données a été réalisée au pas de temps de 5 min.



Fig. II.11 Sondes Diver utilisées pour les mesures piézométriques

La densité de l'eau souterraine des aquifères côtiers est très variable et n'est pas constante dans tous les points d'observations ; dans ces conditions les niveaux piézométriques ne peuvent être comparés directement (e.g. Fetter, 1994) parce que la charge hydraulique dépend de la densité de l'eau. Il est donc nécessaire d'étudier l'influence de la densité sur la piézométrie.

Les notions de charge hydraulique et la relation avec la piézométrie en milieu à densité variable sont largement expliquées dans la publication de Post et al., (2007). La variation de densité de l'eau souterraine peut résulter des différences de température ou de pression mais elle est plus souvent produite par les différences de concentration des solutés (Post et al., 2007).

Dans les aquifères, principalement dans les milieux poreux, le terme de vitesse de l'équation de la charge hydraulique est négligeable et elle se résume alors à la charge statique (Equation 4), qui dépende de la densité

$$h = \frac{P}{\rho g} + z \text{ (Équation 4)}$$

Où,  $z$  est l'élévation ou cote du point,  $P$  la pression de l'eau,  $\rho$  la densité (kg/m<sup>3</sup>) et  $g$  l'accélération gravitationnelle (m/s<sup>2</sup>).

Cette charge représente en fait le niveau piézométrique ( $z_p$ ), autrement dit la hauteur qu'atteint l'eau une fois à l'équilibre avec la pression atmosphérique si l'on considère que les écoulements verticaux peuvent être négligés et que la densité de la colonne d'eau est constante en tous les points. La charge hydraulique est donc constante selon la verticale ; elle est indépendante de la longueur du forage et correspond au niveau piézométrique.

Cependant, comme les densités de la colonne d'eau sont différentes dans les différents points de mesure, il est nécessaire de la remplacer par une colonne d'eau équivalente (imaginaire) d'égale densité pour tous les piézomètres. Pour ce calcul, n'importe quelle valeur de densité peut être utilisée à cet effet (Van der Eem, 1992), mais l'eau douce est la plus utilisée, donnant l'équation de la charge d'eau douce (Equation 5)

$$h_{f,i} = z_i + \frac{P_i}{\rho_f g} \text{ (Équation 5)}$$

Où,  $\rho_f$  est la densité de l'eau douce de référence et  $z_i$  (hauteur) représente le niveau de la crépine. La charge d'eau douce peut être calculée avec les mesures piézométriques en utilisant l'Equation 6

$$h_{f,i} = \frac{P_i}{\rho_f} h_i - \frac{P_i - P_f}{\rho_f} z_i \text{ (Équation 6)}$$

Avec  $h_i = z_p$ , niveau piézométrique mesuré sur le terrain.

Simmons, (2005) considère que le concept de l'équivalent d'eau douce est probablement un des approches les plus simples utilisé pour les flux à densité variable, mais cette approche est trop simplifiée ou même erronée, spécialement quand il s'agit des flux verticaux.

Dans le cas d'un milieu à densité variable la charge hydraulique n'est pas constante sur une même colonne d'eau et dépend de la profondeur du forage. C'est pourquoi la différence de profondeur des forages entraîne une différence de charge hydraulique. L'utilisation de l'équivalent d'eau douce nécessite que tous les piézomètres considérés aient la même profondeur. Pour  $h=0$  et en utilisant l'équation de la charge d'eau douce, l'erreur faite sur la correction « équivalent eau douce » en fonction de la profondeur est calculé directement selon l'Equation 7

$$h_f = -\frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} z \text{ (Équation 7)}$$

Pour les faibles profondeurs (jusqu'à 20 m), l'erreur reste faible et l'équivalent d'eau douce est peu influencé par les variations de densité (Post et al., 2007). Il est important de considérer cet écart dans les calculs pour les aquifères côtiers de faibles dénivelés, tels que les deltas.

La conductivité électrique de l'eau permet de connaître la densité de l'eau. Adams et Bachu, (2002) ont comparé sept algorithmes pour calculer la densité des saumures et solutions de NaCl. Dans ces algorithmes, la quantité des substances est exprimée comme la fraction massique de sel ou comme la concentration de TDS à 180° (Total Dissolved Solids, soit Résidus Secs en français). Une relation entre la densité et la conductivité électrique (EC) pour les mélanges eau de mer- eau douce est donnée par l'équation d'état de l'UNESCO 1980, équation qui exprime la densité de l'eau océanique en fonction de la salinité, de la température et de la pression (Fofonoff, 1985). Post, (2012) conclut que la conductivité électrique est un bon indicateur de la densité en zones côtières, le mélange eau douce- eau de mer étant le facteur dominant dans la concentration de solutés.

## 2.6. Mesure de paramètres physico-chimiques et analyses géochimiques

La caractérisation hydrochimique a été faite en deux démarches :

- La mesure de la conductivité électrique et la température de l'eau
- Une analyse géochimique et isotopique de l'eau

Les mesures de conductivité électrique et de température de l'eau souterraine ont été faites dans tous les piézomètres en utilisant un pH/Conductivity Pocket Meter (pH/Cond 340i). Cet instrument utilise une référence de 25°C pour les mesures de température. Ces mesures ont été relevées à différentes profondeurs tous les 20 cm en partant de la surface de l'eau, de manière à obtenir des profils de conductivité.

Toutes les analyses géochimiques et isotopiques ont été réalisées au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon au sein de l'EMMAH-UAPV (Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes- Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse).

Les anions majeurs ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide en utilisant l'appareil DIONEX DX 120, sur des colonnes ASSHC, les cations majeurs avec le même appareil, mais sur des colonnes SC 12 A. L'étalonnage est externe et le calibrage s'effectue au début de chaque séquence d'analyse à partir d'étalons Merck CertiPUR à 1000 mg/L.

Les analyses des isotopes stables de la molécule d'eau ont été effectuées à l'aide d'un laser spectroscopique d'analyse d'échantillons d'eau. L'équipement utilisé a été Los Gatos DLT-100, modèle # 908-0008, développé par l'AIEA (Agence International d'Energie Atomique). Il inclut un système laser d'analyse, un auto-échantillonneur CTC LC-PAL liquide, une petite pompe à vide à membrane, et une ligne d'admission d'air de la chambre d'air qui passe à travers une colonne Drierite pour l'enlèvement de l'humidité.

Les mesures de tritium ont été réalisées à l'aide d'un compteur à scintillation liquide. Le tritium est mesuré après distillation et enrichissement par électrolyse. Pour les échantillons les plus salés une double distillation a été nécessaire. Cette mesure dépend du bruit de fond dû à la radioactivité naturelle de l'air lors de comptage.

## 2.7. Données climatologiques

La station INRA-Avignon a installé un équipement permettant de mesurer les flux de chaleur et d'eau de la surface vers l'atmosphère. Pour mesurer  $R_n$ , des pyranomètres, qui mesurent les rayonnements incident et réfléchi dans les courtes longueurs d'onde (0.4-3 micromètres), et des pyr géomètres, qui mesurent les rayonnements de grandes longueurs d'onde ([3-100  $\mu\text{m}$ ]; 10  $\mu\text{m}$  pour le rayonnement terrestre) ont été utilisés. Les flux convectifs turbulents  $H$  (flux de chaleur sensible) et  $LE$  (flux de chaleur latente) sont mesurés par les techniques d'eddy covariance (Fig. II.12). Selon la saison, les mesures sont effectuées sur une culture sèche (blé) ou bien sur riz. Les données de précipitations et du vent au pas de temps horaire proviennent de la station météorologique installée au Mas de Cabassole par l'INRA (positionnement cf. Fig. II.1).



Fig. II.12 Appareil de mesure de l'eddy covariance de l'INRA



# Chapitre III . STRUCTURE DE L'AQUIFERE

## Introduction

Pour construire correctement un modèle numérique 3D d'un aquifère, il est nécessaire d'obtenir des données permettant d'identifier sa structure et d'établir ses limites géologiques et hydrodynamiques.

Les données nécessaires pour l'identification de la structure de l'aquifère peuvent être rassemblées de trois grandes sources d'informations : les coupes géologiques, les cartes géologiques et topographiques, et les forages. L'association d'au moins deux coupes géologiques permet de construire une représentation en trois dimensions : bloc diagramme ou modèle 3D numérique (Janssens-Coron et al., 2009).

Afin de réaliser une coupe géologique et un bloc diagramme de un aquifère, qui permettra de construire un modèle géologique conceptuel ainsi qu'un modèle numérique ou mathématique en 3D, il est nécessaire de déterminer la topographie du site expérimental ainsi que la disposition des unités géologiques. Pour la compréhension hydrogéologique et hydrodynamique d'un aquifère, un modèle structural précis est indispensable. L'information concernant les unités géologiques peut être obtenue grâce aux diverses techniques classiques géologiques, tel qu'une analyse de sédiment de carottage. Ce type de techniques apporte une description détaillée de la texture et de l'origine du sédiment. Elle est considérée comme l'une des méthodes les plus directes pour obtenir des données du sous-sol (Goldman et Neubauer, 1994). Cependant les données géologiques issues des carottes sédimentaires sont spatialement limitées.

Les méthodes géophysiques peuvent aussi apporter un moyen économique et efficace pour pallier à l'absence de données entre les sondages géologiques (Boucher et al., 2009 ; Chalikakis et al., 2009 ; Maillat et al., 2005 ; Martínez et al., 2009 ; Vouillamoz et al., 2007). L'intégration des études géologiques et géophysiques permet d'obtenir des images plus précises du sous-sol (Falgàs et al., 2011 ; Lyons et al., 2011) (Fig. III.1). Les méthodes géologiques et géophysiques ont été employées depuis les trois dernières décennies pour estimer les caractéristiques géométriques et internes des aquifères (e.g. Guerin, 2005). Toutefois, la reconnaissance de paléo-structures et du flux souterrain dans les systèmes deltaïques est une tâche difficile à cause de la variabilité spatiale des unités géologiques et de la salinité caractéristique de ce type de milieu.



Fig. III.1 Etapes du processus de modélisation géologique

L'objectif principal de ce chapitre est d'identifier les limites structurales et hydrogéologiques de l'aquifère, ainsi que la disposition interne des couches qui forment cet aquifère, pour construire un modèle structural à partir de ces données.

Afin de répondre à ces objectifs, l'approche méthodologique qui a été suivie est décomposée en trois étapes :

1. une étude topographique,
2. une étude géologique, et
3. une étude géophysique.

Le modèle structurale obtenu pourra être utilisé comme base pour la construction d'un modèle numérique hydrogéologique 3D de l'aquifère.

Les sections 3 et 4 de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication (Torres-Rondon et al., 2013, Annexe 2), présenté ici dans une version plus étendue.

## 1. Etude topographique

La première phase pour la préparation d'un modèle conceptuel ou modèle numérique d'un aquifère est la détermination de la topographie du site.

Le delta de la Camargue présente une faible élévation du terrain (dénivelé maximale de 4 m) et une légère pente (< 0,001%) ; Toutefois une caractérisation détaillée de la géomorphologie peut aider à comprendre les différences spatiales des caractéristiques géologiques et hydrogéologiques de sédiments, vu qu'ils sont fortement liés les uns des autres.

Le nivellement topographique a été fait en trois campagnes de mesures, deux pour l'axe Nord-Sud le 27-04-2011 et le 17-06-2011, et une pour l'axe Est-Ouest le 15-05-2012. La localisation des points mesurés est présentée dans la Fig. III.2. Le point de référence, repère de nivellement utilisé pour le calcul de l'altitude sur l'axe Nord-Sud est le point M.C.D3 - 111 BIS (Fig. III.3) du Service Géodésie Nivellement de l'Institut Géographique National (<http://geodesie.ign.fr/>), localisé à l'entrée du Mas de Cabassole (Fig. III.2). Aujourd'hui et depuis 2012, ce repère de nivellement n'existe plus, il a disparu.

Pour l'axe Est-Ouest le repère de nivellement a été choisi sur le bord Est du pont du canal de Montlong. Son altitude a été déterminée à l'aide d'un GPS différentiel Trimble 5800 avec TSC et le software TBC (octobre-2011).

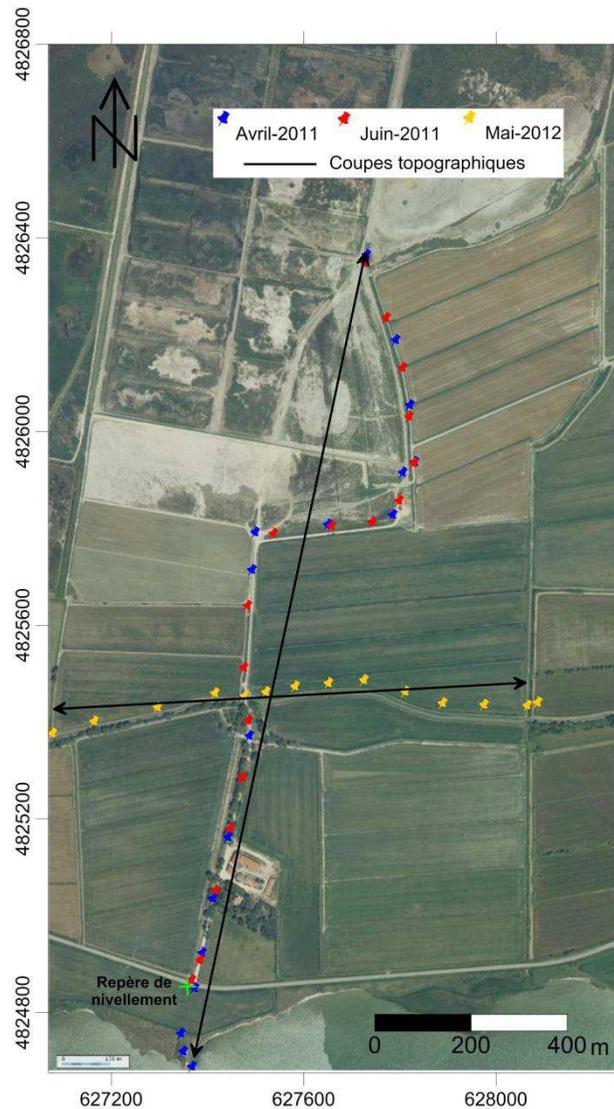


Fig. III.2 Localisation des points de mesure topographique

IGN INSTITUT GÉOGRAPHIQUE NATIONAL

Service Géodésie Nivellement  
Repère de nivellement

Nivellement Général de la France - Réseau Français de Nivellement de Précision

---

**Matrice :** M.C.D3 - 111 BIS

**Système d'altitude :** NGF - IGN1969 - Altitude normale  
**1,440 m**

**Type :** M REPERE CYLINDRIQUE DU NIVELLEMENT GENERAL  
**Année de détermination :** 1994

---

**Coordonnées du repère**

Système RGF93 - Ellipsoïde : IAG GRS80 - Méridien origine : Greenwich  
 Longitude : 4° 34' 37,4" E    Latitude : 43° 33' 56,8" N

Système RGF93 - Projection LAMBERT - 93  
 E (km) : 827,45    N(km) : 6 275,35

Système NTF - Projection LAMBERT - 3  
 E(km) : 780,97    N(km) : 143,11




---

**Département :** BOUCHES-DU-RHONE  
**Commune :** ARLES    **Numéro INSEE :** 13004

**Feuille :** ARLES    **Numéro :** 2943    **Quart :**

**Voie suivie :** D.37  
 de VILLENEUVE (D.36B) à ALBARON (D.570)    **Côté :** Droit

**Distance :**    **PK :** 6,85 km

**Localisation :** AU NORD-OUEST DU CARREFOUR AVEC LE CHEMIN MENANT AU "MAS DE CABASSOLE"

**Support :** AQUEDUC LATÉRAL  
 ABOUT DU MUR EN AILE, FACE OPPOSÉE AU CHEMIN

**Repèrement :** A L'AXE  
 A 0,31 M AU-DESSOUS DE L'ARÊTE SUPÉRIEURE

---

**Remarques :**

- Repère vu en place en 2002.



le repère est au centre de la photo

Fig. III.3 Fiche du repère de nivellement M.C.D3-111 BIS localisé à l'entrée du Mas de Cabassole (<http://geodesie.ign.fr/>)

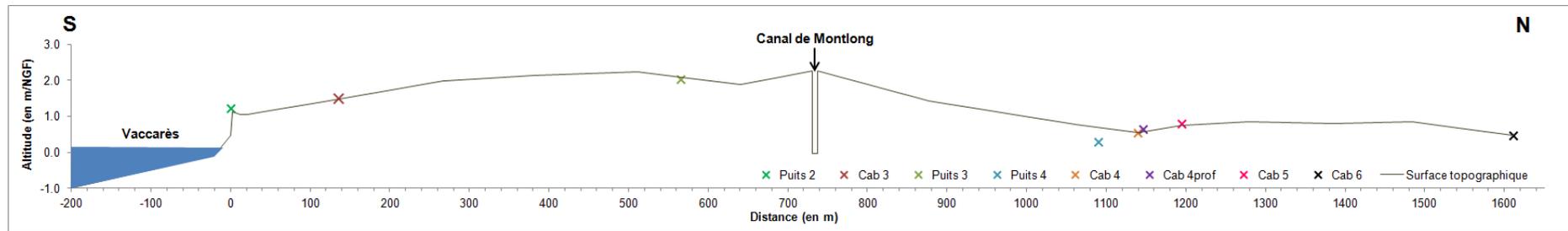


Fig. III.4 Profil topographique Sud-Nord de la zone d'étude et points d'observations positionnés selon l'altitude calculée (localisation cf. Fig. III.2)

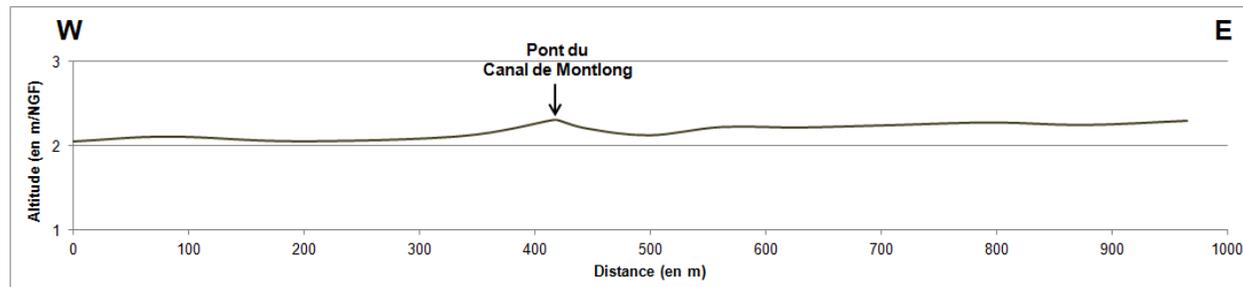


Fig. III.5 Profil topographique Ouest-Est de la zone d'étude (localisation cf. Fig. III.2)

L'étude topographique a permis de déterminer l'altitude NGF de chaque point de mesure de la piézométrie de l'aquifère (piézomètres, puits, canal de Montlong et bord du Vaccarès). Le but de cette étape est de calculer correctement le niveau de la nappe par rapport au niveau de la mer.

Deux profils topographiques Sud-Nord (Fig. III.4) et Ouest-Est (Fig. III.5) ont été tracés à partir de ces données. Certains des points d'observation, avec leur altitude NGF, ont été reportés sur le profil Sud-Nord (Fig. III.4).

Le profil Sud-Nord présente la forme du bourrelet alluvial central et son point le plus haut est positionné vers le canal de Montlong. Le dénivelé maximum est de 1,803 m. Vers la partie Sud, à partir du centre du canal, la pente est beaucoup plus faible que vers le Nord, à partir du même point. La surface de l'étang du Vaccarès se trouve à une altitude de 0,479 m. La rive de l'étang est abrupte car, dans ce secteur, il érode constamment le terrain. Au Nord, sur la zone du marais (Puits 4) l'altitude est de 0,266 m, soit environ 20 cm plus bas que le plan d'eau du Vaccarès.

Le profil topographique Ouest-Est montre une légère pente vers l'Ouest, ce qui correspond à la pente du canal de Montlong, utilisé comme canal d'irrigation coulant d'Est à Ouest. Le dénivelé est de 0,25 cm, soit une pente de 0,0138 pour ce profil Ouest-Est.

En l'absence de carte topographique de la zone d'étude, les données des profils topographiques ont été reportées latéralement pour arriver à construire les modèles 3D de l'aquifère.

## 2. Etude Géologique

La deuxième étape nécessaire pour la construction du modèle numérique de l'aquifère est l'identification de la composition géologique du sous-sol. Afin de mener à bien cette phase, 29 sondages à la tarière (piézomètres, puits et sondages de vérification) ont été effectués dans la zone d'étude. Les sondages de 3 à 8 m de profondeur ont été principalement disposés selon un axe Nord-Sud (Fig. III.6).

En général, les couches de l'aquifère superficiel sont subhorizontales et leur épaisseur peut varier de 1 m à une dizaine de mètres. Elles présentent aussi une large extension latérale (200-300 m). Cependant, l'ordre chronologique de ces sédiments n'est pas évident, car ils s'imbriquent les uns dans les autres et leurs épaisseurs varient dans chaque sondage géologique. Les fossiles identifiés suggèrent une origine lagunaire, d'étang salé ou alluviale selon le cas.

Cinq types de sédiments ont été reconnus dans la zone d'étude. Ils ont été classifiés en utilisant la nomenclature de faciès lithologiques décrits dans le triangle G.E.P.P.A. (Baize et Jabiol, 1995). L'environnement sédimentaire a été déterminé pour certains cas à l'aide de fossiles et par comparaison avec la coupe géologique des formations superficielles, appelée « ligne 18 », Mas de Cabassole, du rapport Camargue (D.D.A., 1970).

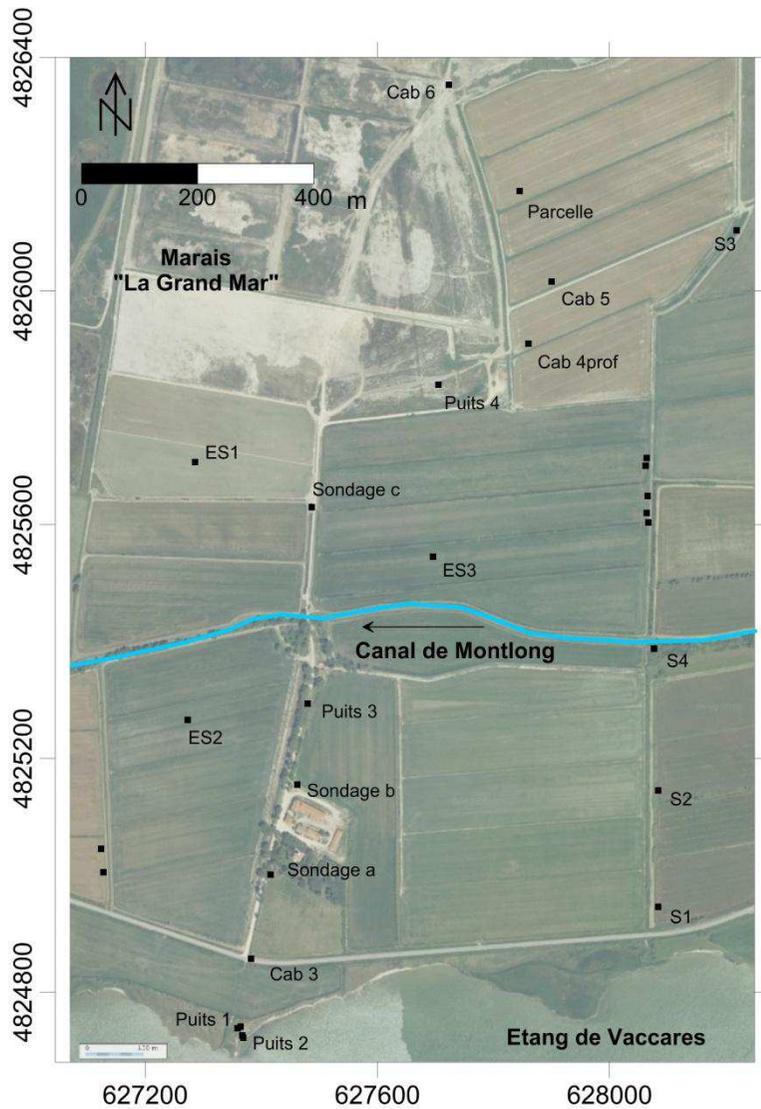


Fig. III.6 Position des sondages à la carrière utilisés pour l'étude géologique

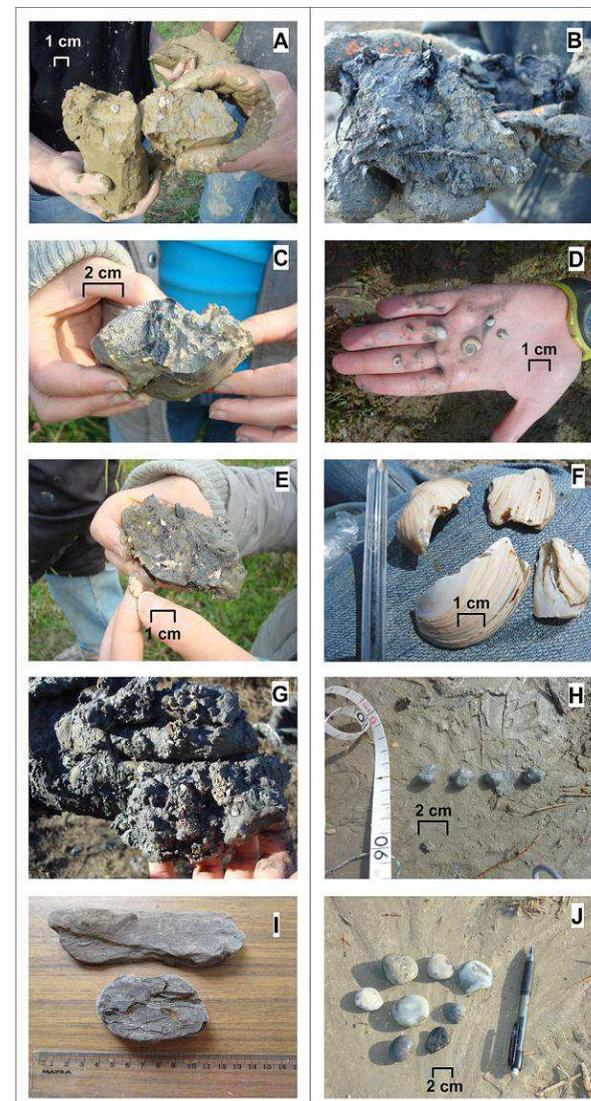


Fig. III.7 Images de la composition de certains des faciès lithologiques décrits

Les différents types de sédiments de la zone étudiée sont décrits ci-après du plus fin au plus grossier.

#### ***Al-La (Argile limoneuse-Limon argileux)***

Ces sédiments d'argile limoneuse (**Al**), gris jaune, à limon argileux (**La**), gris clair contiennent des tâches d'oxyde de fer ainsi que des débris végétaux (Fig. III.7a et b) et parfois de passées riches en matière organique (Fig. III.7) de couleur noir à gris très sombre. Cette couche très proche de la surface et de 3 m d'épaisseur moyenne, est reconnue dans presque tous les points d'observation.

Les fossiles de *Planorbis* et *Radix limosa* Linné bien préservés (Fig. III.7d et e), caractéristiques de lagunes euryhalines et eurythermes, suggèrent un milieu de sédimentation saumâtre avec de forts apports d'eau douce. Vers le Nord, des morceaux des bivalves ont été trouvés (Fig. III.7f).

Le sol est pseudo-gleyfié dans le premier mètre depuis la surface du sol, où les tâches d'oxyde de fer sont abondantes, et il devient gley vers la base, où il est gorgé d'eau.

#### ***La (Limons argileux)***

Les limons argileux (**La**), gris sombre sont présents à la base du piézomètre Cab3 à 6 m de profondeur NGF. Ce niveau totalement gleyfié est surmontée par une fine couche de débris de fossiles probablement marins non déterminables (Fig. III.7g).

#### ***Ls (Limons sableux)***

Les limons sableux (**Ls**), brun dans les premiers centimètres et gris dans le reste de la couche représente la couverture sédimentaire de 1 à 1,5 m d'épaisseur. Les espèces fossiles sont relativement présentes et associées à une origine continentale terrestre et dulçaquicole (eau douce), caractéristique de l'environnement actuel.

Sa teneur en sable varie avec la géomorphologie : vers la partie « haute » (bourrelet alluvial), elle présente beaucoup plus de sables que vers les parties « basses » jusqu'à disparaître vers la zone du marais. La couverture limono-sableuse est associée à une phase de débordement du bras de Saint Ferréol. Le sédiment est, en général, sec.

#### ***Sl-S (Sable limoneux-Sable fin)***

Les faciès sable limoneux (**Sl**), gris clair, et sable fin (**S**), gris clair ont été identifiés dans les parties basses de la zone d'étude. La taille du grain du sédiment ne permet pas de différencier sa composition, cependant des morceaux de mica muscovite ont été observés. Ce faciès est plus limoneux et fossilifère vers le Nord que vers le Sud en contact avec le Vaccarès. Au Nord, ce faciès présente des débris de coquilles indéterminables ainsi que de nodules d'argile de différentes tailles (2 mm maximum) (Fig. III.7h), qui représentent un épisode d'aggradation abrupte d'après la description du rapport Camargue (D.D.A., 1970).

Ces sédiments sont gleyfiés et présentent une forte salinité, générée probablement par l'environnement de sédimentation soit lagunaire et/ou d'étang salé. Par ailleurs, au Nord de la zone d'étude, une lentille de sable fin (**S**), azoïque et bien classé, proche de la surface du sol a été reconnue au niveau des piézomètres Cab 5 et Parcelle (cf. Fig. III.6). L'origine de cette lentille est associée à un environnement éolien.

L'épaisseur des couches composées par ce faciès n'a pas pu être reconnue dans la plupart des points d'observation, à cause de la portée de l'outil utilisé (tarière).

### ***SS (Sable grossier)***

Le sable moyen à grossier (**SS**), gris, est bien classé et présente des micas en abondance (type muscovite), des débris de roches sédimentaires et des coquilles en débris difficilement différenciables.

Ce faciès est identifié au centre de la zone d'étude, associé au bourrelet alluvial. Il est également identifié au Nord dans les piézomètres Cab 6 et Cab 7 (cf. Fig. III.6). A la base, il s'agit du même faciès sédimentaire, cependant ils présentent certaines différences dans sa composition. Le sable localisé au centre du site expérimental présente des débris de bois, très lisse, d'une taille entre 3 et 7 cm (Fig. III.7i). Par ailleurs, le sable localisé au Nord présente des galets bien arrondis de composition calcaire, et des coquilles de type bivalve (pecten) bien préservées (Fig. III.7j).

D'après les caractéristiques présentées précédemment, ce faciès est associé à un remplissage d'origine fluviale. Ce qui indique qu'il fait partie du paléo-chenal de Saint Ferréol. Ce faciès présente un contact abrupt avec le reste des sédiments. L'eau contenue dans ces sédiments est douce.

### ***Synthèse de l'étude géologique***

Dans le but d'avoir une meilleure représentation des faciès décrits précédemment, une reconstruction géométrique 2D Nord-Sud des dépôts sédimentaires, a été réalisée dans le centre de la zone d'étude (Fig. III.8, positionnement cf. Fig. III.2), par couplage de l'étude topographique et l'étude géologique. La corrélation stratigraphique de la coupe 2D est basée sur les caractéristiques texturales et le principe d'horizontalité qui caractérisent les dépôts deltaïques.

D'après les caractéristiques texturales et les fossiles reconnus dans les sédiments, cinq types d'environnements sédimentaires ont été identifiés : marin (M), dépôts d'étang salé (L), éolien (D), fluvial (F), et palustre (P). La séquence sédimentaire correspond à la séquence progradante décrite par Boyer et al., (2005).

En général, le contact entre les sédiments d'environnements de sédimentation différents est net et franc. Toutefois, dans un même environnement de dépôt, le contact vertical entre les couches n'est pas très franc, probablement dû à un changement d'énergie dans le milieu. Cette particularité est observée dans les dépôts de type lagunaire ou d'étang salé, surtout composés d'argile et de fines couches de sable et de tourbe.

Horizontalement, les unités lithologiques présentent une évolution de granulométrie latérale importante sur l'axe Nord-Sud. Les contacts latéraux entre les unités des différents environnements sont moins francs que leurs contacts verticaux.

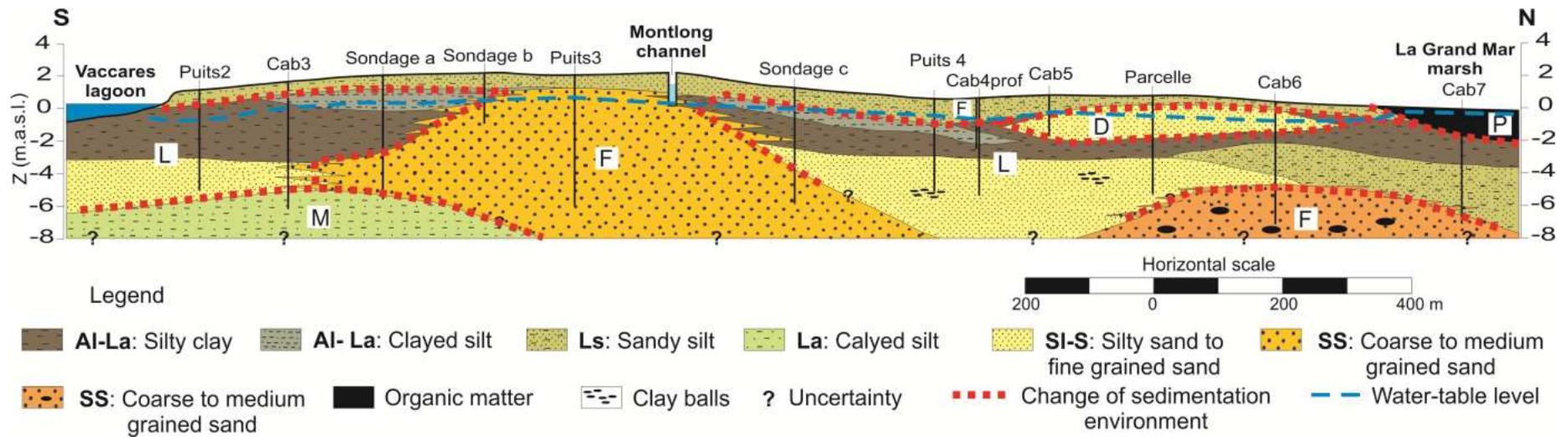


Fig. III.8 Représentation 2D des faciès sédimentaires du sous-sol avec le positionnement de certains sondages géologiques et leur profondeur d'investigation relative. D'après la description lithologique, les environnements sédimentaires identifiés sont : F, fluvial ; L, dépôts lagunaires et d'étang salé ; D, éolien ; P, palustre, et M, marin (localisation c.f. Fig. III.6) (Torres-Rondon et al., 2013)

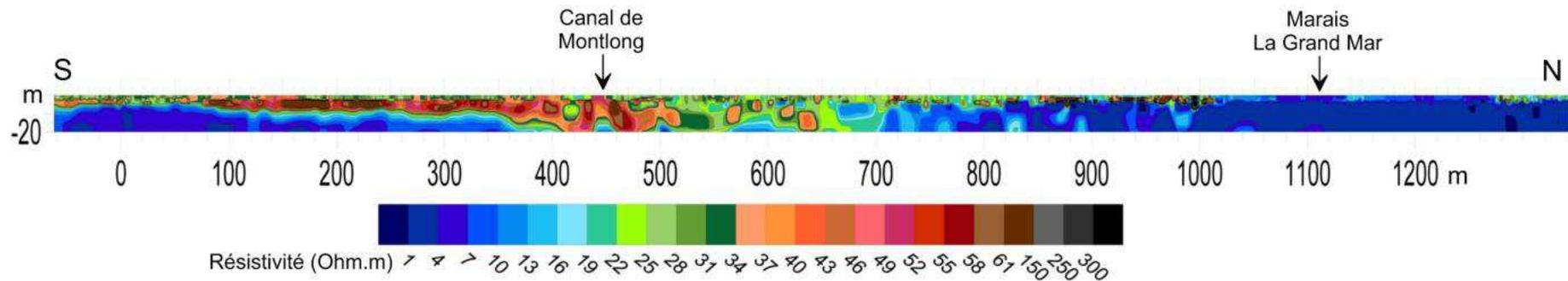


Fig. III.9 Section ERT Nord-Sud réalisée à l'Est de la zone d'étude (Mommessin, 2009)

La représentation 2D des faciès sédimentaires a mis en évidence la présence du sommet du bourrelet alluvial du Saint Ferréol et sa relation avec les sédiments lagunaires et d'étang salé qui sont en contact avec lui (Fig. III.8). Ce bourrelet alluvial présente une extension latérale Nord-Sud entre 300 et 500 m environ. Par ailleurs, à cause des caractéristiques texturales similaires, la présence d'un deuxième bourrelet alluvial est proposée vers le Nord de la zone d'étude, au niveau des piézomètres Cab6prof et Cab7 (Fig. III.8). Ce deuxième bourrelet alluvial est beaucoup plus profond que le bourrelet de Saint Ferréol.

La présence des galets arrondis à l'intérieur du deuxième bourrelet alluvial suggère un environnement fluvial d'énergie moyenne à haute, tandis que les débris de bois présents dans le bourrelet de Saint Ferréol indiquent un milieu de plus faible énergie.

La différence d'altitude, de distance, et d'énergie du milieu entre les deux bourrelets alluviaux identifiés dans la zone d'étude peut suggérer un déplacement du lit de la rivière. Cette hypothèse est en accord avec la formation du delta du Rhône et le comportement de l'ancien bras du Saint Ferréol qui signalent des divagations du fleuve pendant la construction du delta (Arnaud-Fassetta, 1998).

La portée limitée du sondage à la tarière n'a pas permis de déterminer le mur de l'aquifère superficiel, une donnée très importante dans la reconstruction de la structure d'un aquifère, surtout si cette information doit être utilisée pour la construction d'un modèle numérique 3D. C'est pourquoi différentes techniques géophysiques ont été utilisées afin de préciser la géologie de la zone d'étude.

### 3. Etude Géophysique

La section géologique 2D du sous-sol a mis en évidence une importante variabilité lithologique Nord-Sud. Cependant, il n'y a pas d'informations suffisantes pour établir une corrélation lithologique dans la direction Est-Ouest manque de sondages géologiques faits dans cet axe.

Quand les méthodes géologiques sont spatialement limitées, les mesures géophysiques peuvent apporter un moyen efficace et bon marché pour remplir les lacunes de connaissances entre les forages ou sondages géologiques (e.g. Boucher et al., 2009 ; Chalikakis, 2006 ; et Chalikakis et al., 2009 ; Maillet et al., 2005 ; Martínez et al., 2009 ; Vouillamoz et al., 2007). Ainsi, l'intégration entre l'information géologique et l'information géophysique permet d'obtenir des images plus précises du sous-sol (Falgàs et al., 2011 ; Lyons et al., 2011).

La bibliographie montre l'utilisation de diverses méthodes géophysiques afin de caractériser la structure de différents types de dépôts sédimentaires (Falgàs et al., 2011 ; Pham et al., 2002 ; Sandberg et al., 2002 ; Skinner et Heinson, 2004). De plus, Al-Fares, 2011 ; Sirhan et Hamidi, 2012 ont utilisé la combinaison de la cartographie Electromagnétique (EM) et de l'étude électrique (la Tomographie Electrique de Résistivité [ERT] et le Sondage Electrique [ES]). Ces méthodes dépendent de la teneur en sel dissous dans le sol et dans l'eau souterraine (qui affecte leur résistivité/conductivité électrique). Les aquifères deltaïques ont la particularité de présenter une salinité élevée et hétérogène qui peut affecter considérablement les mesures géophysiques.

Une première campagne de reconnaissance du sous-sol, en utilisant la technique de mesures de Tomographie électrique (ERT), a été menée à l'extrême Est de la zone d'étude sur un axe Nord-Sud (mai-2009) (Mommessin, 2009). Cette étude a mis en évidence une structure centrale résistive en forme triangulaire qui part du canal de Montlong (Fig. III.9).

A partir de ces données préliminaires, plusieurs campagnes de mesures géophysiques ont été réalisées. Dans le but de compléter et spatialiser l'information géologique, trois techniques de mesures géophysiques ont été utilisées : la Cartographie Electromagnétique, la Tomographie Electrique et le Sondage Electrique. Les sédiments décrits précédemment (section 2) sont électriquement conducteurs d'après les valeurs théoriques attendues (Marescot, 2006). En conséquence, lorsque les termes « résistive » ou « conducteur » seront ultérieurement utilisés, ils prendront en compte une résistivité relative selon les valeurs obtenues pendant les analyses géophysiques.

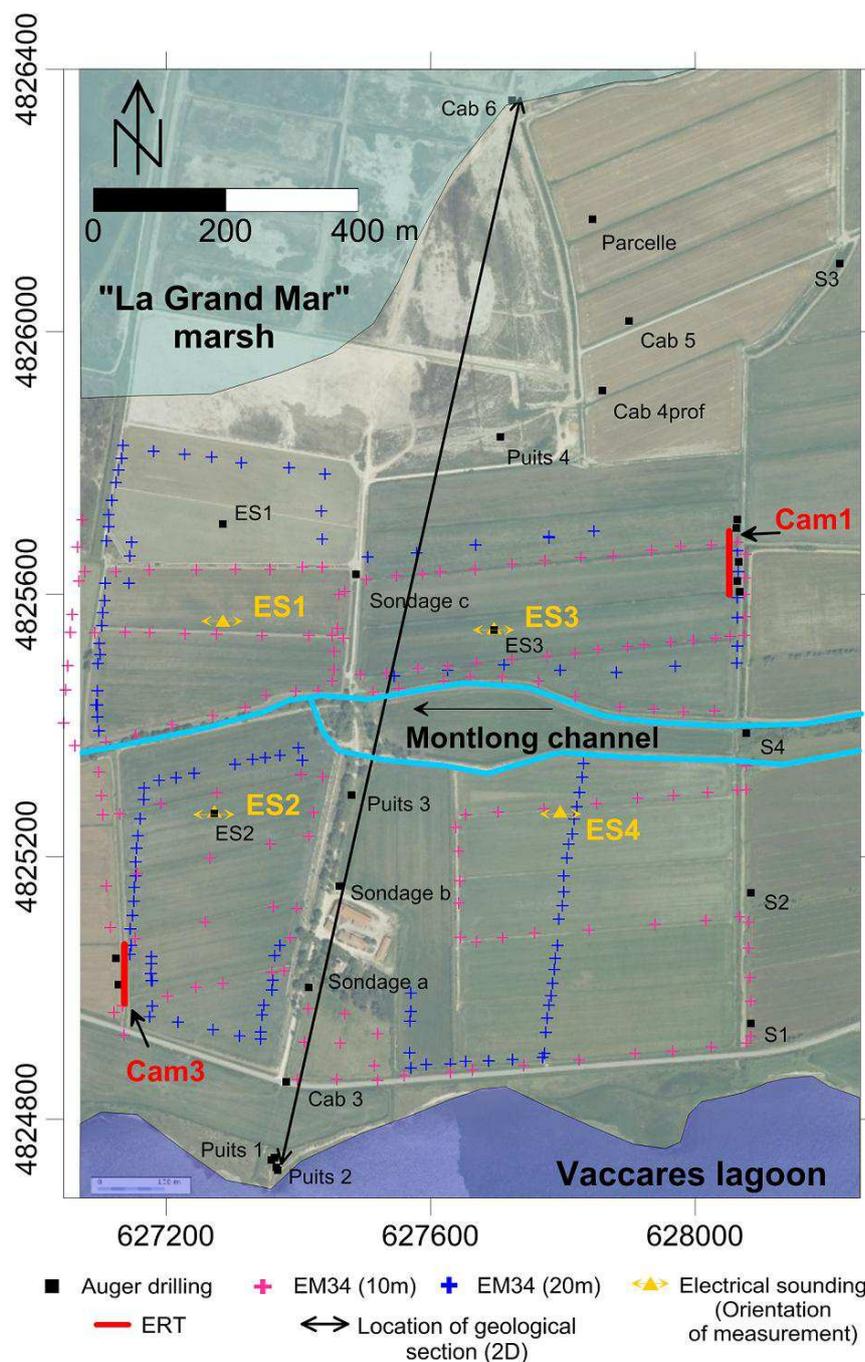


Fig. III.10 Positionnement des mesures géophysiques (EM, ES et ERT), des sondages géologiques et de la section 2D, réalisés sur le Mas de Cabassole (Torres-Rondon et al., 2013)

### 3.1. Cartographie Electromagnétique

La première campagne géophysique a été menée en utilisant la Cartographie Electromagnétique de type Slingram (équipement EM-34). Les mesures ont été faites dans l'ensemble de la zone d'étude, cependant la conductivité électrique élevée dans la surface du sol des parties latérales du bourrelet alluvial n'a pas permis d'interpréter correctement la réponse du sous-sol à cet endroit ; c'est pourquoi les interprétations géophysiques se sont concentrées sur la partie centrale de la zone d'étude, soit la partie du bourrelet alluvial (Fig. III.10).

Pour cette première campagne, une séparation des bobines de 10 m (VD-10 m) a été utilisée. Les valeurs de la conductivité électrique apparente ( $EC_a$ ) ont été analysées en utilisant des méthodes géostatistiques afin de calculer le variogramme et corrélogramme directionnel selon un axe Nord-Sud et un axe Est-Ouest (Fig. III.11).

D'une part, le comportement du corrélogramme Est-Ouest est différent de celui de la direction Nord-Sud (Fig. III.11A). Le corrélogramme de l'axe Est-Ouest présente un comportement linéaire et un coefficient de corrélation positif jusqu'à une grande distance ( $a_1$ ) de 680 m, indiquant qu'il existe une forte corrélation entre deux points séparés par une grande distance de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 600 m approximativement) selon cet axe. Ce résultat met en évidence une bonne continuité spatiale dans la direction Est-Ouest. La variance maximale de ce même axe n'a pas été obtenue (Fig. III.11B).

Contrairement au cas de la direction est-Ouest, le corrélogramme Nord-Sud s'annule pour une distance courte ( $a_2= 160$  m approximativement) (Fig. III.11A). Conformément au corrélogramme Nord-Sud, le variogramme de ce même axe montre une distance de décalage faible et une anti-corrélation pour les grandes distances (Fig. III.11B). Ces résultats mettent en évidence une forte variabilité spatiale des structures du sous-sol dans la direction Nord-Sud. La différence du comportement des corrélogrammes et variogrammes pour les deux directions, et la valeur du coefficient  $q$  ( $q=a_1/a_2$ ) supérieur à 4 témoigne de l'anisotropie du terrain de la zone d'étude.

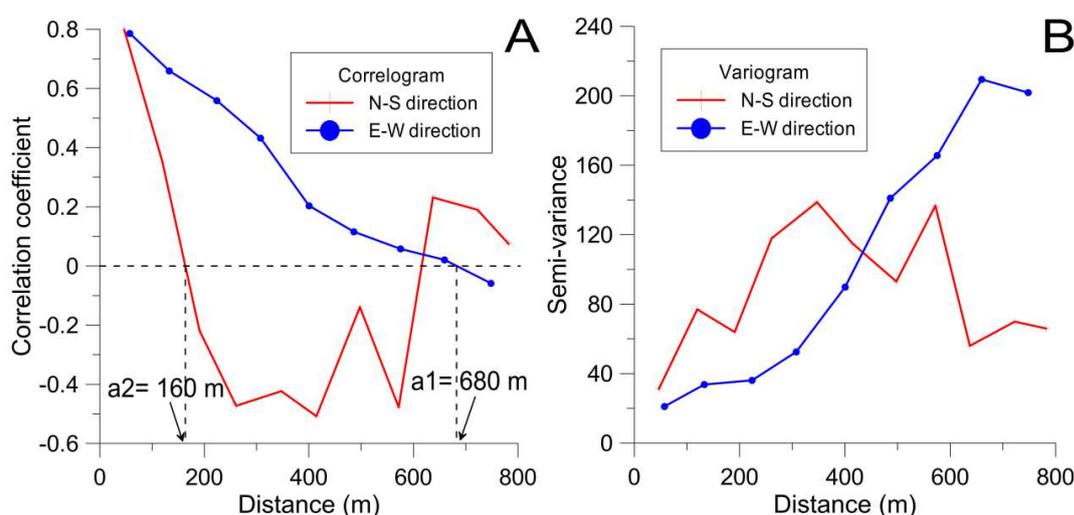


Fig. III.11 A) Corrélogrammes et B) Variogrammes directionnels, obtenus à partir des données de la cartographie EM (VD-10 m) pour les directions Est-Ouest et Nord-Sud (Torres-Rondon et al., 2013)

Les résultats géostatistiques ont été pris en compte pour la préparation de la deuxième campagne de mesures électromagnétiques. Cette deuxième campagne a été menée avec un espacement entre bobines de 20 m (VD-20 m) visant ainsi une profondeur d'investigation plus importante. Du fait de la forte hétérogénéité Nord-Sud du sous-sol de l'aquifère superficiel, observée grâce à l'analyse géostatistique, les mesures EM ont été densifiées selon cette direction, tandis que les mesures Est-Ouest ont été beaucoup plus distantes les unes des autres par rapport à la première campagne. (Fig. III.10).

Les deux cartes EM (VD-10 m et VD-20 m), obtenues à partir des mesures EM, confirment une hétérogénéité spatiale selon l'axe Nord-Sud (Fig. III.12) et une homogénéité sur l'axe Est-Ouest. Dans cette direction, une structure électriquement peu conductrice (de l'ordre de 20 mS/m) est localisée au centre de la zone d'étude. Cette structure apparaît sur les deux cartes EM, cependant il est important signaler que la structure centrale de la carte VD-20 m est plus conductrice (40 mS/m) que la structure de la carte VD-10 m.

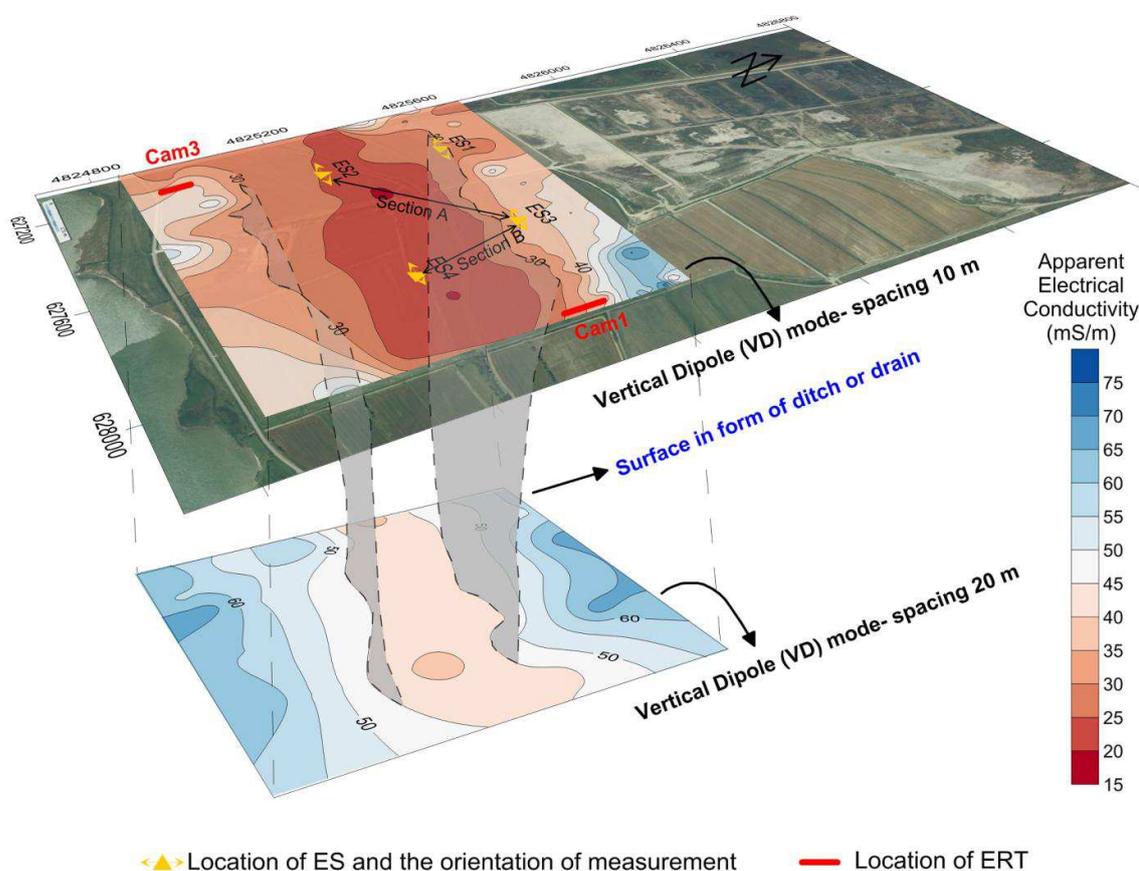


Fig. III.12 Superposition des cartes EM par rapport à l'espacement des bobines (carte VD-10 m au dessus et carte VD-20 m au dessous). Positionnement des ERT, ES et sections 2D de la corrélation ES (Torres-Rondon et al., 2013)

Selon l'axe Est-Ouest, le terrain est plus homogène sur les deux cartes et la structure centrale résistive est orientée, étirée dans cette direction. Si les structures centrales résistives de chaque carte sont bien corrélées spatialement, une surface en forme de fossé est mise en évidence (Fig. III.12). Cette structure est similaire à la forme du lit d'une rivière, et présente une largeur comprise entre 200 m et 400 m environ.

La forme et les caractéristiques de cette structure, située au centre de la zone d'étude, sont en accord avec l'existence du paléo-chenal de Saint Ferréol. La forme suggère un léger déplacement du chenal lors de son comblement ainsi qu'une dissymétrie de sa section Nord-Sud.

### 3.2. Sondage Electrique

La cartographie électromagnétique a mis en évidence la présence du bourrelet alluvial de Saint Ferréol jusqu'à 20 m de profondeur voire plus, cependant cette technique d'étude ne permet pas d'obtenir la profondeur exacte du lit du paléo-chenal, à savoir son contact avec la formation de limons marins (Boyer et al., 2005).

Les ES (sondages électriques) ont été effectués en prenant compte des résultats de la cartographie EM; ils ont été installés au centre du paleo-chenal afin de déterminer le mur de cette structure, et ils ont été orientés dans le sens Est-Ouest vu l'homogénéité sur cet axe (Fig. III.12).

La conductivité électrique de l'eau souterraine au centre du bourrelet alluvial a été mesurée pendant cette campagne géophysique, elle est de 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$  pour la période d'étude (Novembre-2011) et la profondeur de la nappe est de 1,5 m sous le terrain naturel. De même, 4 sondages géologiques ont été implantés à proximité des ES. Ces sondages géologiques ont été utilisés pour calibrer et réduire les contraintes sur l'inversion et l'interprétation des premiers mètres (3-7 m) (Fig. III.10). Le niveau de la nappe a également été pris en compte pour l'inversion.

Les résultats montrent une résistivité apparente ( $\rho_a$ ) faible, en général. Cette observation peut être due à la présence d'eau. Par ailleurs, cet intervalle de valeurs de  $\rho_a$  a été observé lors d'autres études effectuées sur la plaine de la Camargue (Cary, 2005 ; Maillot et al., 2005). Pour chaque unité lithologique identifiée par sondage électrique, une valeur de  $\rho_a$  a été obtenue à travers les résultats des ES (Tableau III.1).

Tableau III.1 Résistivité apparente des faciès au centre du bourrelet alluvial (Torres-Rondon et al., 2013)

<b>Faciès</b>	<b>Sediment</b>	<b>Resistivity (<math>\Omega\text{m}</math>)</b>	<b>Water content</b>
<b>Al-La</b>	Silty clay clayed silt	16-20	Yes
<b>Ls</b>	Silty silt	31-35	No
<b>SI-S</b>	Silty sand to fine-grained sand	20-30	Yes
<b>SS</b>	Coarse-grained sand	30-43	Yes

Si les valeurs de  $\rho_a$  pour chaque faciès sont prises en compte, une interprétation géologique des sondages électriques est possible (Fig. III.13). L'interprétation intégrée entre les valeurs de  $\rho_a$  et la lithologie permet d'identifier une grande épaisseur du faciès **SS**. De même, une couche très conductrice (4-10  $\Omega\text{m}$ ) a été identifiée vers la base de tous les sondages électriques. Cette couche très conductrice peut être associée à la présence du limon d'origine marin (**La**), considéré dans ce cas comme le substratum de l'aquifère, à cause de son caractère quasi-imperméable.

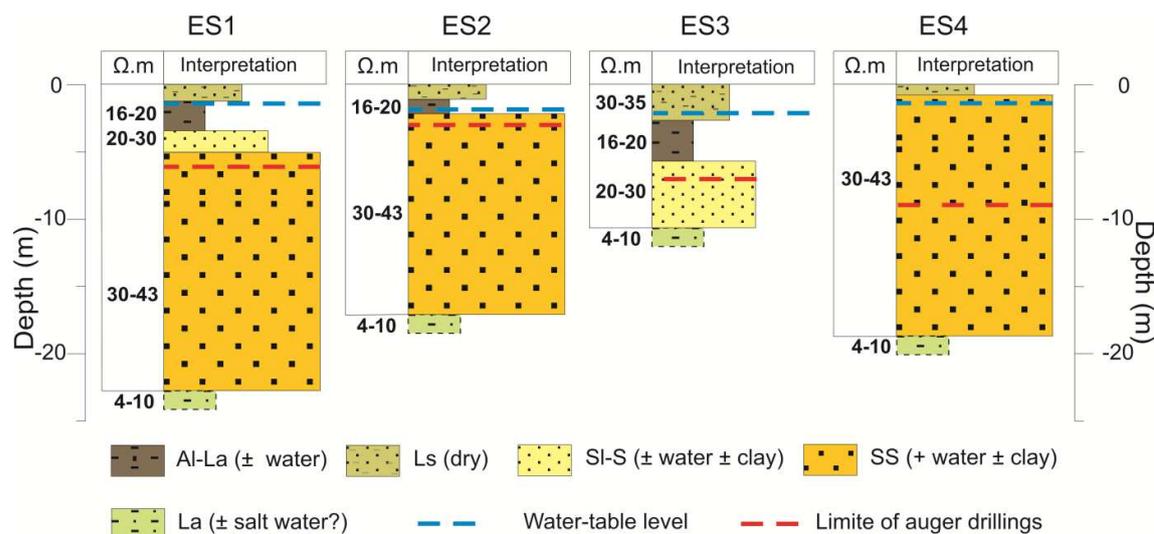


Fig. III.13 Intégration des ES et les résultats des sondages géologiques (Torres-Rondon et al., 2013)

Une caractéristique particulière de cette couche conductrice est la variation de profondeur à laquelle elle est identifiée dans les sondages électriques ; elle est identifiée entre 10 (ES3) et 22,5 m (ES1). Dans les sondages ES2 et ES4 elle apparaît à 17 m de profondeur.

Grâce à l'interprétation intégrant la géologie et les résultats des ES, une reconstruction de la structure de l'aquifère a été réalisée (Fig. III.14). Cette reconstruction a été effectuée sur deux sections 2D notées A et B (cf. Fig. III.12). La section A inclut les sondages électriques ES2, ES1 et ES3, et elle présente une orientation Sud-Ouest Nord-Est ; tandis que la section B est orientée Sud-Nord, et elle inclut les sondages ES4 et ES3. La corrélation structurale montrée dans la Fig. III.14 permet d'obtenir la structure du paléo-chenal de Saint Ferréol et sa connexion avec les faciès adjacents.

La comparaison entre les deux sections permet d'observer une pente du paléo-chenal de l'ES4 (au Sud-Est du site expérimental) à l'ES1 (au Nord-Ouest). Ce résultat est en accord avec la direction du flux du paléo-chenal (Arnaud-Fassetta, 1998) et le flux actuel du canal de Montlong.

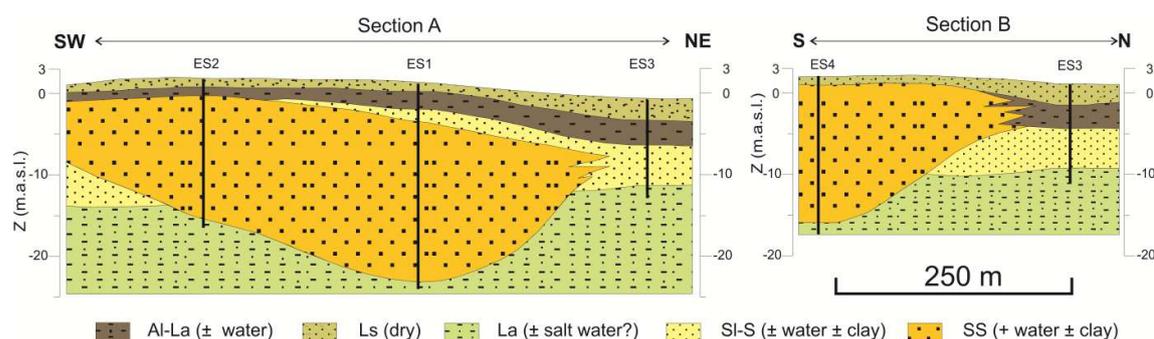


Fig. III.14 Corrélation structurale basé sur les résultats de l'ES (Torres-Rondon et al., 2013)

### 3.3. Tomographie électrique

L'étude par tomographie électrique (ERT) a été réalisée afin de déterminer le degré d'hétérogénéité du paléo-chenal de Saint Ferréol. Cette technique géophysique a été appliquée dans les zones où l'étude électromagnétique a montré une forte variation de la conductivité électrique apparente (Fig. III.12), c'est à dire une tomographie au Nord-Est de la partie centrale (Cam1) et une autre tomographie au Sud-Ouest (Cam3). Les électrodes ont été orientées dans l'axe le plus hétérogène (gradient important de conductivité électrique), c'est-à-dire selon l'axe Nord-Sud.

Afin d'obtenir une inversion correcte des données, plusieurs sondages à la tarière ont été effectués le long des profils de tomographie électrique (Position, cf. Fig. III.2). Les sondages se situent à une profondeur variant entre 2 et 5 m. La description lithologique des sondages à la tarière a été combinée avec les résultats de l'ERT, afin d'obtenir une interprétation géologique du sous-sol.

Les valeurs de résistivité varient entre 5 et 40  $\Omega$ .m. Les résultats (valeurs de pa) de l'ERT ont été comparés avec les résultats de l'ES, et les valeurs de résistivité de l'ERT sont, en général, légèrement plus conductrices que les valeurs obtenues de l'ES, pour chaque faciès identifié.

La section ERT Cam1 présente une bonne corrélation avec l'interprétation géologique jusqu'à 5 m de profondeur (Fig. III.15A). Vers le Sud de cette section, la partie résistive ( $\approx 24 \Omega$ .m, en orange) peut être interprétée comme une partie du paléo-chenal de Saint Ferréol. La couche sous-jacente est interprétée comme une variation latérale entre l'argile (**Al-La**) et le sable limoneux (**Sl**). La résistivité générale de la section ERT décroît progressivement vers le Nord et avec la profondeur (indiquée par la flèche rouge).

Les sondages à la tarière ont mis en évidence une augmentation de la teneur en argile ainsi qu'une augmentation de la salinité vers le Nord de la section. Dans cette zone, la conductivité électrique de l'eau souterraine est multipliée par six en été à cause de l'évapotranspiration et l'évaporation (analyse détaillée dans le chapitre V). La salinité de l'eau souterraine induite par un probable effet de l'évaporation et l'évapotranspiration, peut être la cause de la variation progressive de la salinité dans la section ERT Cam1.

Par ailleurs, la section ERT Cam3 présente une meilleure corrélation avec la lithologie du sous-sol (Fig. III.15B). La partie Nord cette section ERT a été reconnue comme la limite Sud du paléo-chenal de Saint Ferréol (faciès **SS**). En outre, une couche très conductrice est observée à la base de la section ( $\approx 5 \Omega$ .m), et du fait de la similitude de résistivité avec les résultats des ES, elle est interprétée comme le faciès **La**. Vers la surface de la section Cam3 la couverture limono-sableuse (faciès **Ls**) est observée, cependant les faciès **Al-La** et **Sl-S** ne sont pas facilement différenciés.

La section ERT Cam3 présente également un passage progressif (ligne en pointillé sur la Fig. III.15) entre la couche sableuse (**Sl-S**) et la couche limoneuse (**La**) (Fig. III.15B). Ce passage est plus progressif vers le Sud et plus abrupt vers le Nord. De plus, la forme qu'adopte le passage peut être comparée à la zone de transition eau douce/eau salée générée par les intrusions marines décrites dans plusieurs publications (Cooper et al., 1964 ; Custodio, 2002).

L'hypothèse d'une intrusion marine à travers les couches **Al-La** et **Sl-S** est envisagée à cause de la proximité de la section à l'étang de Vaccarès, où la conductivité électrique de l'eau est approximativement de 25 mS/cm. Toutefois, cette hypothèse n'exclue pas une possible salinisation de la couche de limon (**La**) provenant de l'environnement de sédimentation marin.

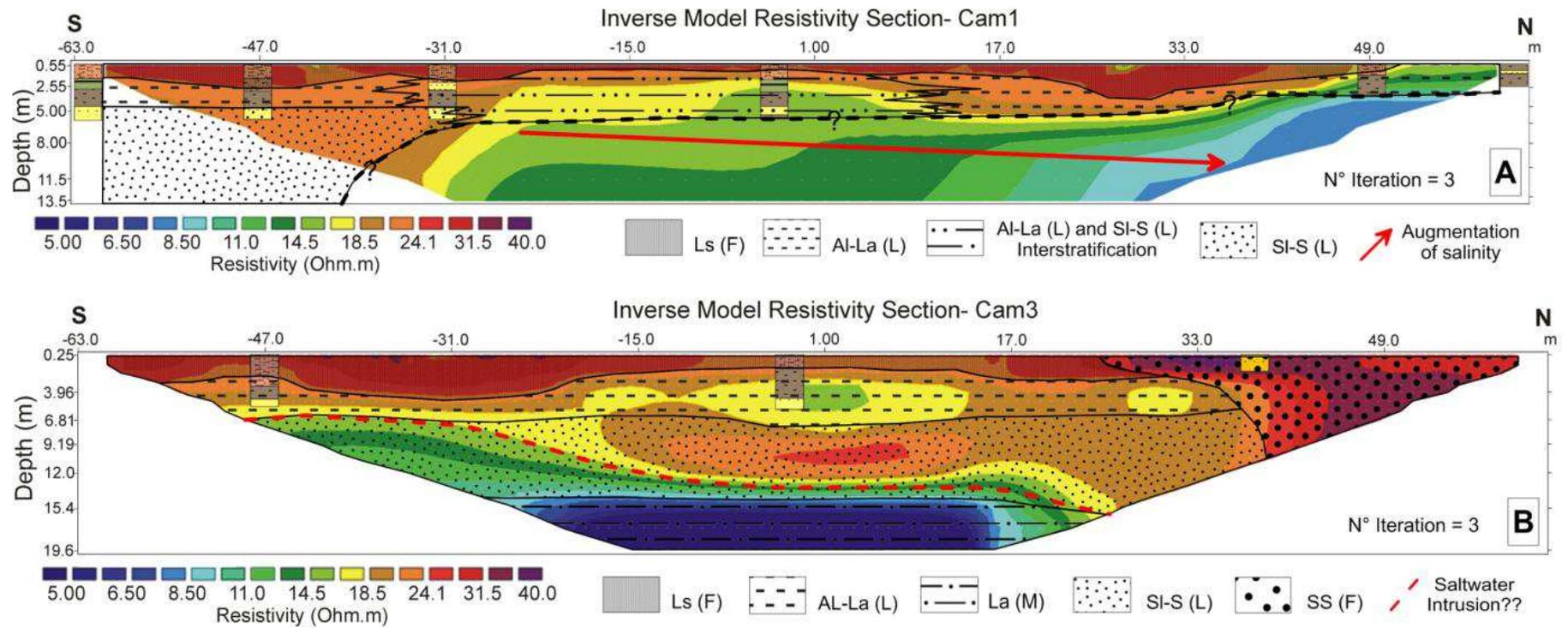


Fig. III.15 Interprétation des sections ERT et superposition de la corrélation lithologique des sondages à la tarière, avec l'environnement de sédimentation entre parenthèse. A) Section ERT Cam1 (itération 3, erreur= 1,4%). B) Section ERT Cam3 (itération 3, erreur= 6%) (Torres-Rondon et al., 2013)

## Conclusion

La caractérisation du comportement hydrodynamique ainsi que la construction du modèle mathématique d'un aquifère dépendent d'une définition correcte des conditions aux limites, des degrés d'hétérogénéités géologique et hydrodynamique, ainsi que de la géométrie de l'aquifère. La caractérisation lithologique des unités fonctionnelles de l'aquifère permet de comprendre les conditions hydrogéologiques du système. En fait, le degré d'hétérogénéité des unités lithologiques joue un rôle fondamental dans l'écoulement de l'eau souterraine.

Afin d'intégrer les résultats géologiques et géophysiques obtenus, un modèle conceptuel sédimentaire du système géologique est proposé sur la Fig. III.16. D'une part, l'étude géostatistique associée à la cartographie EM montre qu'il existe une hétérogénéité importante dans l'axe Nord-Sud de la zone d'étude, tandis que sur l'axe Est-Ouest elle met en évidence la continuité des structures du sous-sol. D'autre part, la cartographie EM a permis d'identifier la structure centrale interprétée comme la présence du paléo-chenal de Saint Ferréol. Par conséquent, les caractéristiques des unités lithologiques (Fig. III.8) peuvent être extrapolées selon l'axe Est-Ouest.

Par ailleurs, l'étude des ES a permis d'identifier la profondeur et la forme du substratum de l'aquifère, qui correspond donc à la couche limono argileuse (**La**) d'origine marine. De la même manière, l'intégration des méthodes géophysiques et géologiques montrent la pente du lit du paléo-chenal vers l'Ouest, ainsi que la présence d'un deuxième bourrelet alluvial plus profond construit dans un environnement fluvial, probablement de plus haute énergie.

Le modèle conceptuel obtenu à partir de cette intégration des données sert ainsi de base pour la construction du modèle numérique de l'aquifère.

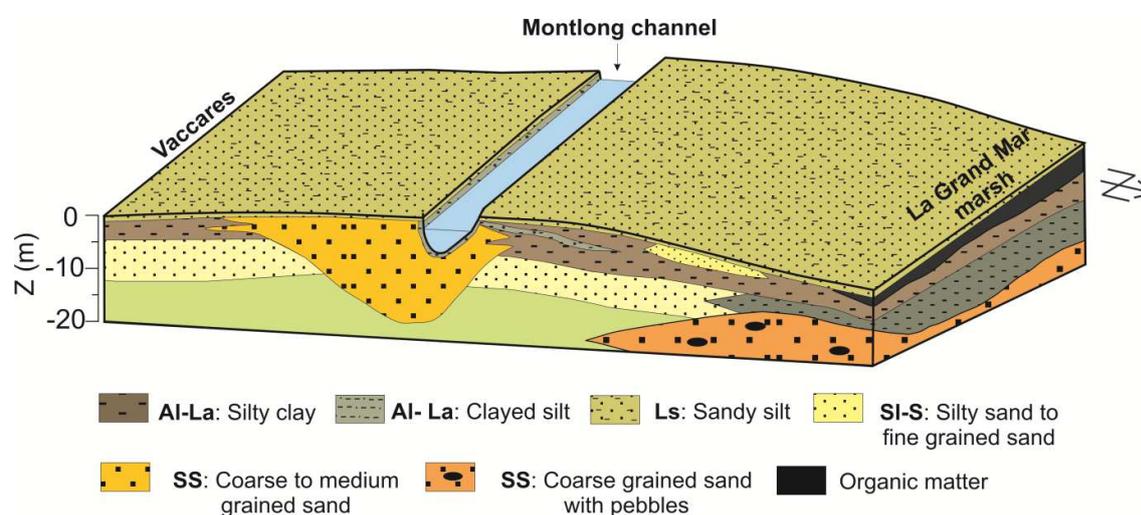


Fig. III.16 Modèle conceptuel 3D de la géométrie de l'aquifère superficiel (Torres-Rondon et al., 2013)

# Chapitre IV . COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE

---

## Introduction

La construction d'un modèle hydrogéologique 3D d'un système requiert la connaissance :

1. de la géométrie du système
2. des propriétés hydrodynamiques des différentes couches
3. des conditions aux limites de l'aquifère
4. des principaux processus régissant les transferts d'eaux et éventuellement de solutés

Si ces informations ne sont pas prises en compte, le modèle ne représentera pas convenablement la réalité du terrain, et ses qualités prédictives en seront affectées.

Ce chapitre a pour but de collecter les informations nécessaires à la compréhension du comportement hydrodynamique de l'aquifère superficiel. Ces informations serviront à caractériser le milieu et à identifier les processus qui gouvernent le fonctionnement du système.

Les variations du fonctionnement hydrodynamique d'un système aquifère dépendent notamment de facteurs externes (tels que le climat et les activités anthropiques, entre autres) et des propriétés hydrogéologiques des unités lithologiques composant le système. D'une part, les facteurs externes influencent notamment les aquifères superficiels à cause de leur proximité de la surface du sol, d'autre part, les propriétés hydrogéologiques contrôlent le flux souterrain.

La complexité des systèmes de type aquifère deltaïque est importante (Bardach, 1989 ; Ezzy et al., 2006, Holman, 2006, Sherif et al., 2012, Vouillamoz et al., 2007), à cause notamment:

1. d'une forte hétérogénéité spatiale et d'un contraste granulométrique au sein des différentes unités lithologiques, induisant ainsi une importante variabilité 3D ;
2. d'une salinisation de l'eau souterraine ;
3. d'une vulnérabilité aux activités anthropiques, due à la faible profondeur de l'eau superficielle et à la densité de population ;
4. de conditions évaporatoires particulières.

Tous ces facteurs affectent considérablement la piézométrie de l'aquifère.

Afin de connaître le comportement hydrodynamique de l'aquifère superficiel en Camargue et sa variabilité spatiale et temporelle, différentes techniques ont été mises en œuvre. L'intégration de toutes ces techniques est la clé de la compréhension de cet aquifère.

Deux approches ont été utilisées pour étudier le comportement hydrodynamique: (1) un suivi piézométrique manuel et automatique entre 2009 et 2012, et (2) l'étude des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (transmissivité, coefficient d'emmagasinement), afin de déterminer l'hétérogénéité hydrodynamique liée aux variations granulométriques du système.

## 1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental est composé de 12 piézomètres et 4 puits (Fig. IV.1). Ils sont placés dans la zone d'étude selon un axe Nord-Sud, de manière à suivre l'hétérogénéité lithologique identifiée suivant cette direction.

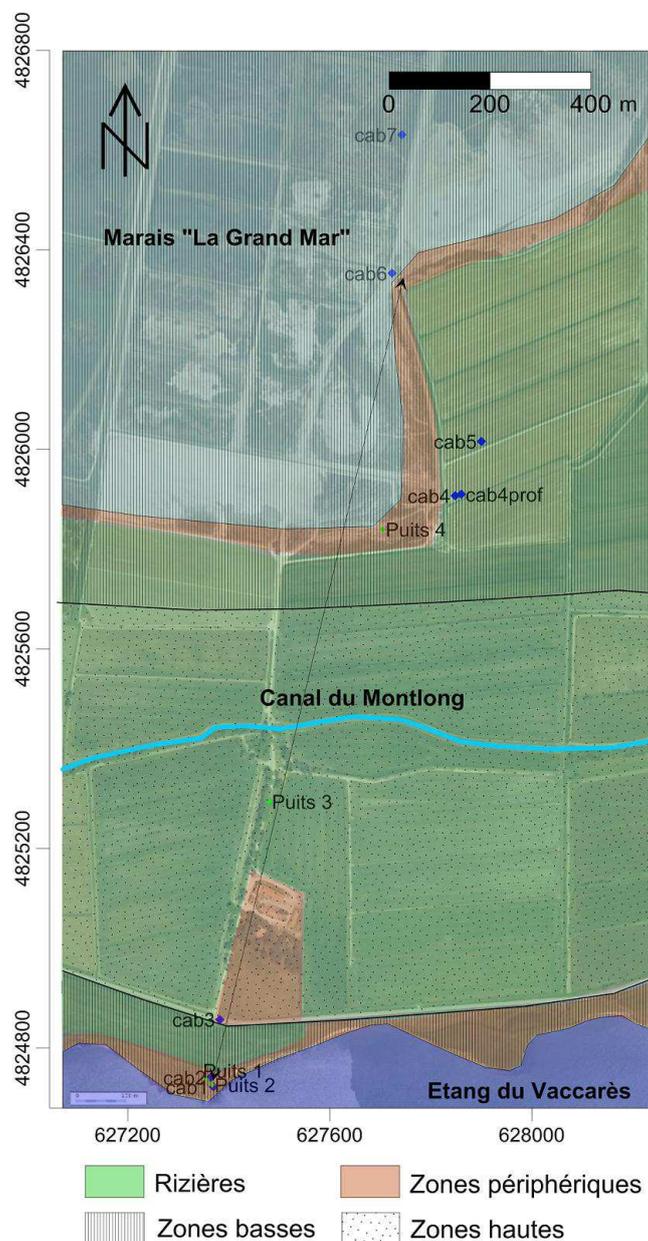


Fig. IV.1 Localisation des points d'observation de l'aquifère superficiel au Mas de Cabassole et délimitation des zones d'intérêt

## 2. Piézométrie

Le suivi de la piézométrie d'un aquifère est une approche basique et très importante car ses variations reflètent le comportement hydrodynamique de l'aquifère lié aux facteurs climatiques, granulométriques, anthropiques et environnementaux. Ceci est particulièrement vrai lorsque la nappe est très proche de la surface. La salinité, présente dans les aquifères côtiers, induit des variations de densité de l'eau, ce qui affecte les niveaux piézométriques (Post et al., 2007),

empêchant qu'ils puissent être comparés directement. C'est pourquoi, au sein de l'approche du suivi piézométrique, une correction de la piézométrie a été envisagée.

## 2.1. Correction de la piézométrie

Afin de pouvoir comparer les niveaux piézométriques mesurés sur le terrain aux cartes piézométriques, « l'équivalent d'eau douce » pour la charge hydraulique a été calculée. Cette phase a déjà fait l'objet d'un rapport de stage de Master (Druguet, 2011). Les niveaux piézométriques, la conductivité électrique de l'eau et la température ont été mesurés sur tous les points d'observation dans le but de calculer la densité de l'eau dans chaque piézomètre pour une profondeur de 1 m. Cette profondeur a été choisie afin d'homogénéiser les mesures, car les piézomètres ne présentent pas tous la même profondeur. De plus, dans la plupart des cas, la conductivité électrique de l'eau ne variait pas avec la profondeur, par conséquent cette valeur peut être considérée comme une valeur moyenne.

Le calcul de la densité de l'eau sur chaque piézomètre a été réalisé en utilisant l'équation internationale d'état de l'eau de mer de l'Unesco (IES 080) (<http://www.aquaportail.com/calculs-eau-de-mer.html>). Les valeurs de densité calculées et les niveaux piézométriques équivalents sont présentés dans le Tableau IV.1 et le **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, respectivement.

Tableau IV.1 Valeurs calculées de la densité de l'eau à partir de la conductivité électrique

Piézomètre	Densité (g/L)	EC (mS/cm)	T°C
<b>Cab 1</b>	1001,78	4,62	13,7
<b>Cab 2</b>	999,91	1,055	13,1
<b>Cab 3</b>	1000,15	1,519	13,4
<b>Cab 4</b>	1000,47	9,12	13,5
<b>Cab 4prof</b>	1005,84	11,47	13,8
<b>Cab 5</b>	1006,63	19,41	24,3
<b>Cab 6</b>	1002,15	4,89	12,7

Tableau IV.2 Niveaux piézométriques calculés de l'équivalent d'eau douce

Piézomètre	Hauteur mesurée (cm)	Equivalent eau douce (cm)
<b>Cab 1</b>	42,3	42,55
<b>Cab 2</b>	116,9	116,87
<b>Cab 3</b>	39,6	39,62
<b>Cab 4</b>	43,2	43,82
<b>Cab 4 prof</b>	55,1	56,03
<b>Cab 5</b>	-7,3	-6,84
<b>Cab 6</b>	-3,5	-3,28

Pour une profondeur de 1 m, l'équivalent d'eau douce reste constant pour chaque piézomètre étudié. Ce même résultat est observé pour tous les piézomètres à condition que la conductivité électrique de l'eau soit inférieure à 20 mS/cm et qu'elle ne varie pas en profondeur. Toutefois, cette dernière condition n'est pas totalement vraie car sur certains points d'observation la conductivité électrique de l'eau augmente avec la profondeur (plus de détails au chapitre V).

C'est pourquoi un calcul complémentaire de l'équivalent d'eau douce a été fait pour les trois piézomètres, parmi les points d'observation mesurés, dont la conductivité varie fortement en profondeur. Les résultats sont présentés dans le Tableau IV.3.

Tableau IV.3 Hauteurs de l'équivalente d'eau douce obtenus pour les piézomètres Control 2, Cab 5 et Cab 6

Piézo mètres	Profondeur (m)	Densité (g/L)	EC (mS/cm)	Hauteur mesurée (cm)	Equivalent eau douce (cm)
<b>Control2</b>	-2,42	1017,54	29,3	3,8	4,3
<b>Cab 5</b>	-0,57	1013,35	32,9	-7,3	-6,63
<b>Cab 6</b>	-1,40	1019,55	31,2	3,7	6,44

Les trois piézomètres présentent une forte variabilité verticale, notamment, le Cab 6 qui présente une différence de 3 cm entre la hauteur d'eau mesurée et « l'équivalent eau douce », pour seulement 1,36 m de profondeur. Ces résultats expriment l'influence de la salinité, sur la piézométrie. De plus, ces trois piézomètres se trouvent placés dans les parties latérales du bourrelet alluvial, ce qui confirme, également le rôle de la géomorphologie sur la distribution de la salinité dans la zone d'étude.

Du fait du manque d'information nécessaire pour ce calcul de l'équivalent d'eau douce pour les zones basses et pour toute la chronique des données piézométriques (2009-2012), les mesures de hauteur d'eau faites sur le terrain ont été considérées comme un reflet de la réalité, vu que l'erreur maximale trouvée (différence entre la hauteur calculée et la hauteur mesurée) est de 3 cm, seulement.

De Montety, (2008), d'après Simmons, (2005) et Post et al., (2007), signale que malgré l'utilité de la correction de l'équivalent d'eau douce, elle génère une erreur généralement non négligeable dans le cas des aquifères côtiers où les gradients de charges sont faibles.

## 2.2. Suivi piézométrique de l'aquifère local

Au cours de la mise en place du réseau d'observations (puits et piézomètres) et suite à la description lithologique des sondages à la tarière, deux niveaux d'eau ont été identifiés (Fig. IV.2) :

- Un premier niveau se trouve à la limite entre la couverture limono-sableuse d'origine fluviale (faciès **Ls**) et la couche d'argile limoneuse (faciès **Al-La**). Ce premier niveau d'eau correspond à une **nappe perchée à caractère temporaire**, dans laquelle les eaux ont probablement pour origine l'accumulation des précipitations et de l'infiltration des eaux d'irrigation résiduelles.
- Le deuxième niveau est contenu dans toutes les unités sableuses (**Sl-S** et **SS**). Cette nappe présente deux types de comportement qui concernent les limites supérieures de l'aquifère: un comportement type libre et un comportement type captif. La nappe libre est observée dans la partie centrale de la zone d'étude au niveau du bourrelet alluvial. La nappe captive est présente dans les unités sableuses sous-jacentes à la couche d'argile, essentiellement dans les parties latérales du bourrelet alluvial (Fig. IV.2). L'ensemble est dénommé **nappe superficielle**.

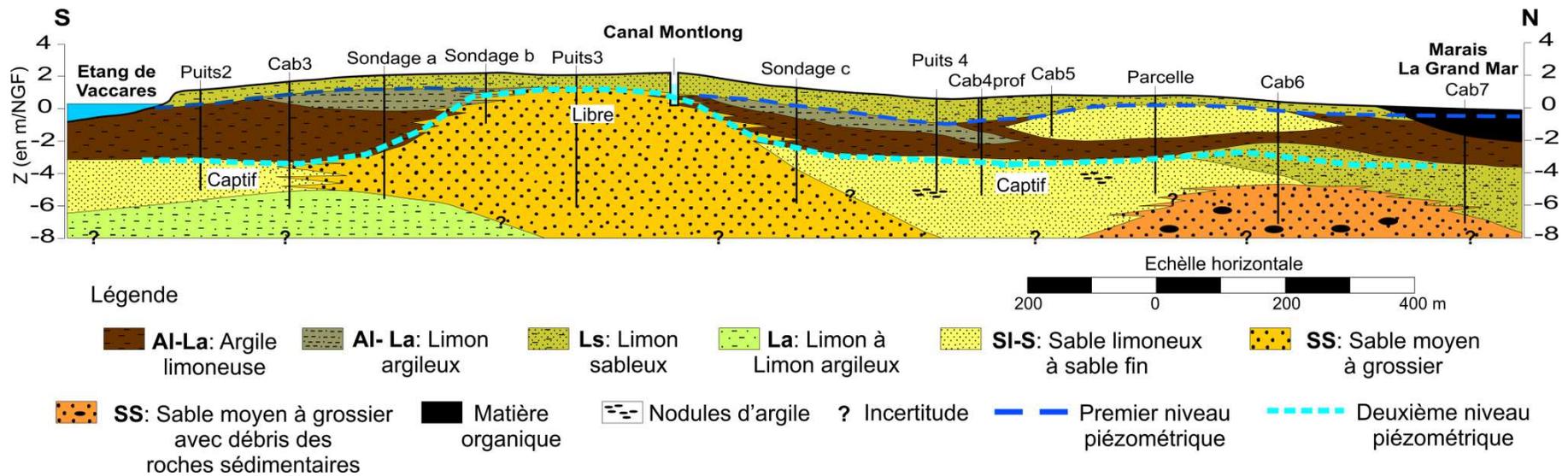


Fig. IV.2 Coupe géologique présentant le contour des nappes identifiées sur le terrain et le comportement de l'aquifère superficiel

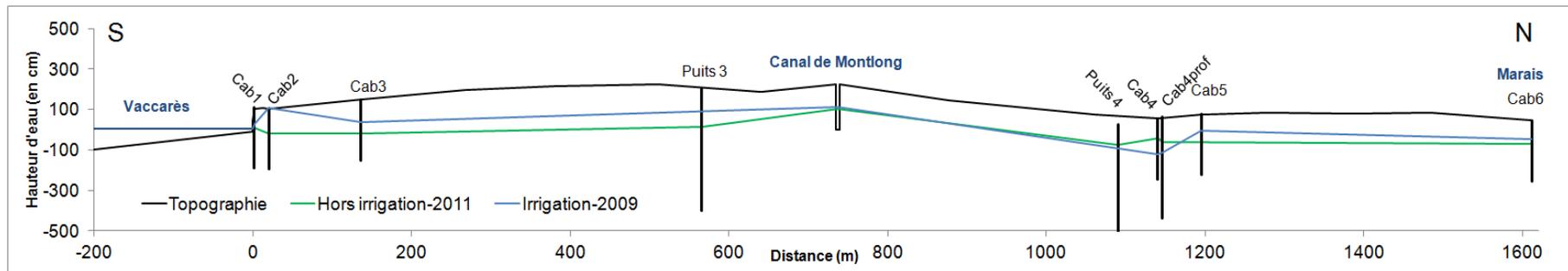


Fig. IV.3 Piézométrie saisonnière suivant l'axe Nord-Sud dans la zone d'étude

Dans ce qui suit toute description de la nappe ou de l'aquifère superficielle se rapportera au deuxième niveau d'eau ou **nappe superficielle**. Elle n'a pas été dénommée « profonde » car ce nom fait penser à la nappe de cailloutis.

### 2.2.1. Suivi manuel

La piézométrie moyenne de la nappe superficielle est montrée dans la Fig. IV.3 selon la direction Nord-Sud (position c.f. Fig. IV.1), pour deux périodes :

- la période d'irrigation (2009), qui couvre les mois d'avril à septembre, et
- la période hors irrigation (2011), qui couvre les mois d'octobre à mars.

Toute la chronique de mesures manuelles est exposée dans l'Annexe 3.

Toute la zone d'étude est constituée généralement de rizières, cependant en 2009, certaines parcelles, notamment au niveau des piézomètres Cab4 et Cab4prof, ont été utilisées pour la culture de blé ou elles n'étaient pas cultivées.

Les résultats du suivi piézométrique manuel montrent que la nappe superficielle suit grosso modo la surface topographique. De même, elle se trouve très près de la surface du sol (autour de 1 m de profondeur). Cependant, la nappe est plus proche de la surface du sol vers les zones latérales du bourrelet alluvial que dans la partie centrale de la structure.

En général, la piézométrie atteint son niveau minimum hors période d'irrigation (Octobre-Mars), et son niveau maximum pendant la période d'irrigation (Avril-Septembre). Ce résultat montre le caractère artificiel du fonctionnement de l'aquifère. Du fait de sa proximité de la surface, la nappe pourrait être sensible aux variations de divers facteurs externes.

Hors période d'irrigation la nappe superficielle présente une hauteur assez homogène dans toute la zone d'étude. Par ailleurs, pendant la période d'irrigation une augmentation du niveau d'eau sur toute la surface, mais principalement sur les rizières (Cab2 par exemple) est observée (Fig. IV.3). De même, et pour la même période, les parcelles non cultivées ou en présence d'une autre culture (comme le blé) présentent un fort abaissement du niveau d'eau (Cab4 et Cab4prof). Ceci suggère un impact anthropique important sur les variations saisonnières du système aquifère.

### 2.2.2. Suivi en continu

Le suivi manuel de la piézométrie a mis en évidence des variations importantes du niveau d'eau de l'aquifère, mais afin d'identifier les processus responsables de ces variations il a été nécessaire de suivre la piézométrie en continue.

Les mesures piézométriques réalisées avec les sondes automatiques sur la nappe superficielle pour différents points d'observation pendant l'année 2011 sont présentées sur la Fig. IV.4. Les mesures ont été faites avec les sondes automatiques. Ces piézomètres ont été choisis afin de représenter différents types d'usage du sol : parcelle de riz, périphérie des parcelles et prairies (Fig. IV.1). Les mesures de niveau d'eau ont été comparées avec les données pluviométriques journalières (Fig. IV.4A) et le niveau du Vaccarès (Fig. IV.4A et B). Tous les piézomètres de la Fig. IV.4A sont placés dans les parties captives de la nappe, tandis que sur la Fig. IV.4B, au moins un piézomètre (Cab 8) représente les variations de la partie libre. Les piézomètres choisis sont présentés dans le Tableau IV.4 et leur localisation sur la Fig. IV.1.

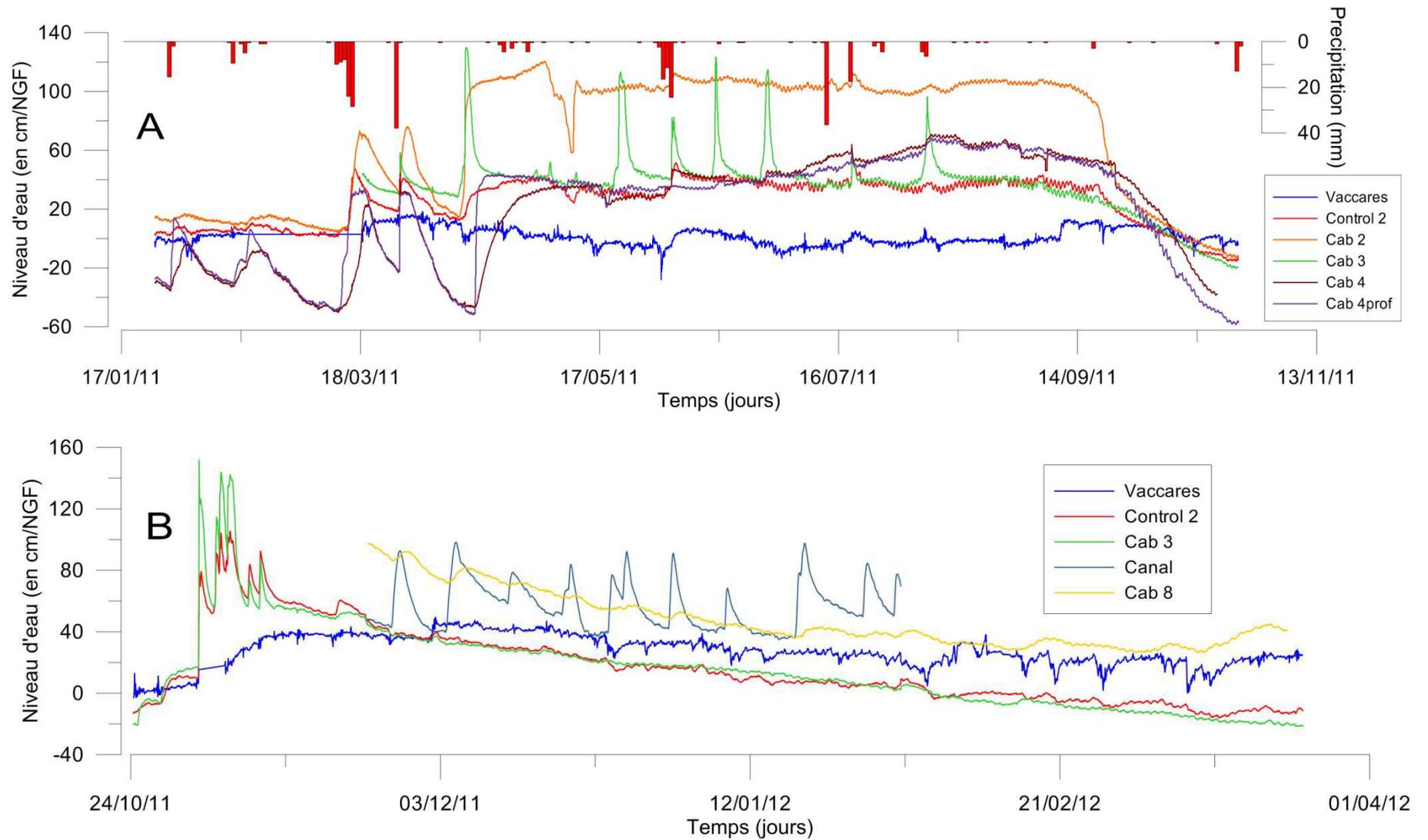


Fig. IV.4 Comparaison entre les niveaux piézométriques sur certains points d'observations de la zone d'étude et les principales sources d'alimentation de la nappe principale (deuxième niveau) (Canal de Montlong, Etang du Vaccarès et la précipitation). A) Période d'irrigation- année 2011, et B) Hors période d'irrigation- année 2011-2012

Tableau IV.4 Piézomètres choisis pour l'étude des variations piézométriques

	Type de surface	Localisation	Couche de captation
<b>Cab 2</b>	Parcelle de riz	Sud	Al-La
<b>Control 2</b>	Périphérie de rizière	Sud	SI-S
<b>Cab 3</b>	Prairie	Sud	Al-La
<b>Cab 8</b>	Périphérie de rizière	Centre	SS
<b>Cab 4</b>	Parcelle de riz	Nord	Al-La
<b>Cab 4prof</b>	Parcelle de riz	Nord	SI-S
<b>Cab 6</b>	Périphérie marais	Nord	SI-S

Les résultats de la piézométrie ont été décrits par rapport à la localisation des piézomètres et l'occupation du sol :

### *Piéométrie générale*

L'analyse piézométrique a mis en évidence, premièrement, un phénomène très particulier à partir du 10/04/2011 (Fig. IV.4A). A cette date, le niveau de la nappe remonte spectaculairement dans la plupart des piézomètres, générant ainsi une piézométrie en forme de plateau sur tous les points d'observation, jusqu'au 19/09/2011. A cette date le niveau piézométrique redescend de manière synchronique dans la zone d'étude et revient à son niveau initial.

Ces variations de niveau piézométrique sont plus importantes (de 1 m environ) au niveau des rizières (exemple du Cab 2, Cab 4 et Cab 4prof) que dans le reste de la zone d'étude. En effet, pour les autres points d'observations, l'écart entre le niveau de base et le niveau maximum est seulement de 20 cm. Ces remontées et descentes générales du niveau piézométrique dans la zone d'étude coïncident avec la saison d'irrigation, qui débute en avril et finit en septembre.

Le niveau d'eau sur le Cab 3 présente certains pics de remontée très marqués, qui ne sont pas liés aux événements pluvieux (Fig. IV.4A). Ces pics sont plus distants entre eux au début et à la fin de cette période, et ils sont plus rapprochés (de 10 jours environ) entre mai et juin. Les pics observés sur la piézométrie de ce point d'observation peuvent être associés à la mise en eau des parcelles. Effectivement, Godin, (1990) a identifié trois périodes d'irrigation pour les cultures de riz en Camargue, qui sont différenciées par la fréquence de mise en eau.

**Par conséquent, l'irrigation a un impact important sur les variations de la piézométrie de la nappe superficielle.**

Un deuxième phénomène a été observé dans la chronique des données piézométriques de l'année 2011 (Fig. IV.4) : une série de pics de différentes amplitudes tout au long des courbes d'évolution piézométrique.

Ces pics sont beaucoup plus intenses (entre 80 et 100 cm) avant le début de la période d'irrigation (Avril-2011) et de faible amplitude (10 cm) en présence de l'irrigation. De même, il a été observé un lien entre les pics de la piézométrie et certains événements pluvieux. Par conséquent, la nappe captive réagit face aux événements pluvieux. L'absence de décalage entre les précipitations et la réaction de la nappe est évidente.

Cet absence de décalage entre la piézométrie et la pluie peut être lié à un transfert de pression rapide associé au caractère captif de l'aquifère. De plus, la nappe réagit de façon différente selon le type d'événement pluvieux : durée et intensité :

- D'une part, en réponse à un événement pluvieux de longue durée, la piézométrie remonte quasi-immédiatement, puis se stabilise. La plupart du temps, suite à la stabilisation, la hauteur finale reste supérieure à la hauteur initiale (15 cm, environ), ce qui témoigne probablement d'une recharge de l'aquifère par les précipitations (ceci est bien visible le 15/03/2011, par exemple sur la Fig. IV.4A).
- D'une autre part, si le sol est saturé, la nappe peut présenter une courte fluctuation (pic) et revenir à son niveau initial, en réponse à un événement pluvieux intense et de courte durée (le 29/03/2011 par exemple). Ce phénomène est identifié dans la littérature comme « air emprisonné » (Freeze et Cherry, 1979). En effet, une précipitation de plusieurs jours favorise la saturation du sol. L'événement pluvieux intense suivant entraînera ainsi un transfert de pression, transmis à travers la couche d'argile au-dessus de la couche productive, affectant alors la piézométrie.

L'effet des précipitations sur la nappe est moins évident pendant la période d'irrigation du fait de la rareté des précipitations et la présence de l'irrigation. Les précipitations ne présentent plus les mêmes effets sur la nappe en présence de la charge imposée par l'eau d'irrigation (par exemple le 05/06/2011). Par conséquent, les précipitations affectent le niveau de la nappe seulement en l'absence de l'irrigation.

**En conclusion, les précipitations contribuent aux variations considérables du niveau de la nappe superficielle, soit par transfert de pression soit par transfert de masse d'eau en absence de l'irrigation. Cependant, leur apport à la recharge n'est pas remarquable.**

Un dernier événement qui affecte l'intégralité de la nappe, à la fois dans la partie captive et dans la partie libre de l'aquifère, est la présence d'oscillations journalières (Fig. IV.4A et B). Ces oscillations présentent une amplitude de 4 à 8 cm pour la partie captive, et de 1 à 3 cm pour la partie libre (Fig. IV.5, exemple sur la piézométrie de 2009). De plus, les oscillations de la piézométrie sont synchrones avec les fluctuations journalières de l'étang de Vaccarès (Fig. IV.5). Du fait de l'absence de décalage entre les oscillations du Vaccarès et la piézométrie, l'action des marées terrestres paraît associée à ce phénomène.

La faible amplitude des ondes qui proviendrait de l'action des marées terrestres dans le centre du bourrelet alluvial confirme sa caractéristique libre et très transmissive par rapport aux parties captives.

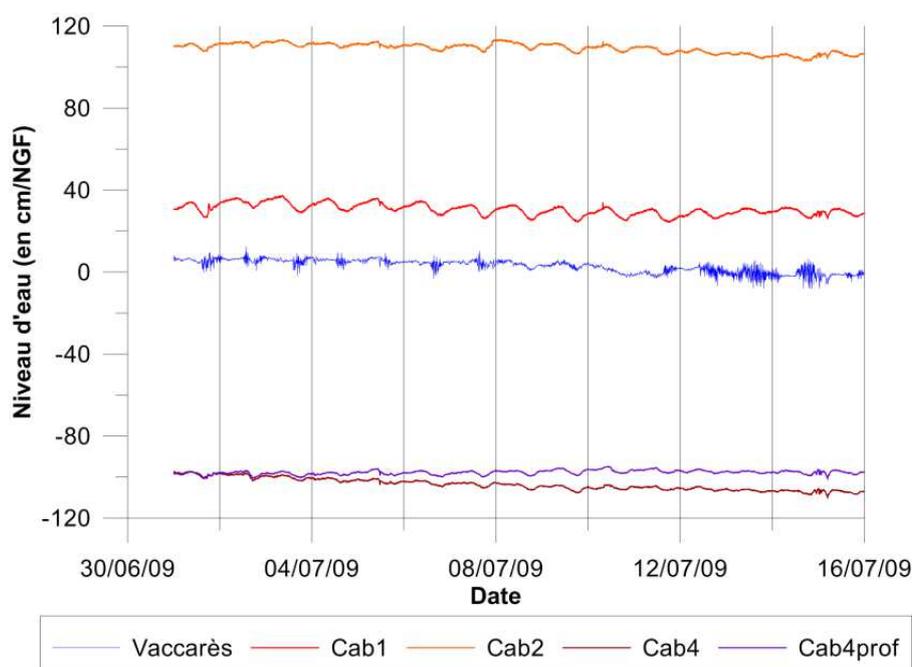


Fig. IV.5 Fluctuations journalières sur quatre piézomètres (Cab1, Cab2, Cab4 et Cab4prof) et l'étang de Vaccarès

### *Périphérie de l'étang de Vaccarès*

Globalement, le Vaccarès ne semble pas avoir une influence significative sur la piézométrie à sa périphérie. En d'autres termes, ses variations ne semblent pas se répercuter sur la nappe. Ceci est particulièrement vrai pendant la période d'irrigation (Fig. IV.4A). Cependant, l'analyse détaillée du graphique laisse apparaître deux types d'évolution possible de la piézométrie associée au Vaccarès: une à *long terme* et une autre à *court terme*.

A *long terme* (sur plusieurs jours), la nappe périphérique reproduit les variations du niveau du Vaccarès, comme durant la période du 01/11/2011 au 12/11/2011, pendant laquelle le niveau piézométrique remonte en suivant le niveau de l'étang. En général, **la nappe reproduit les variations à long terme du Vaccarès quand ce dernier est en dessous du niveau de la nappe.**

En outre, à partir du 01/12/2011, le niveau du Vaccarès remonte considérablement, jusqu'à dépasser le niveau de base de l'aquifère (Fig. IV.4B). A partir de cette date, la piézométrie dans la périphérie de l'étang (piézomètre Control 2) suit les variations de *courte durée* du Vaccarès.

Toutefois, cette évolution de la piézométrie de la nappe dans la périphérie de l'étang s'effectue de façon décalée dans le temps. La comparaison entre le piézomètre Control 2, le piézomètre Cab 3 et le niveau du Vaccarès est illustrée sur la Fig. IV.6 (Zoom de la Fig. IV.4B, placement des piézomètres c.f. Fig. IV.1). Trois cas de décalage sont observés, le 25/12/2011, le 14/01/2012 et le 04/02/2012. Le décalage entre la piézométrie du Control 2 et le Vaccarès est évident (4h/8m de distance, soit 2 m/h de vitesse de propagation de l'onde), et un léger amortissement (50%) de l'amplitude des courbes piézométriques par rapport à l'amplitude du Vaccarès est également observé.

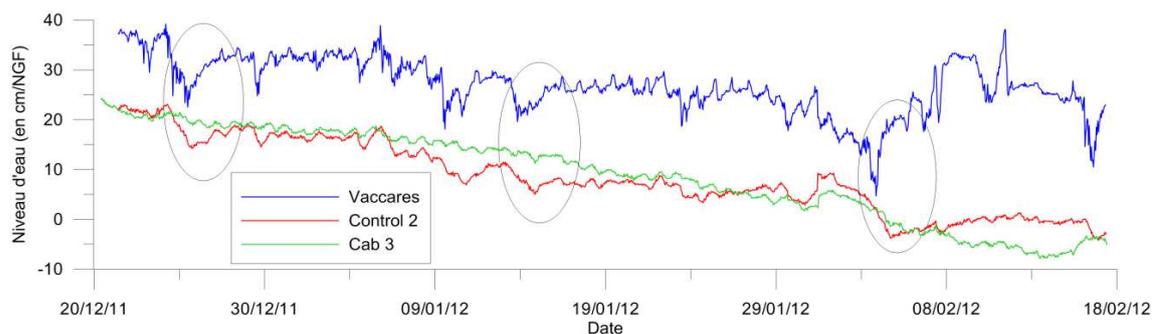


Fig. IV.6 Exemple de décalage entre l'étang de Vaccarès et la nappe superficielle (Control 2 et Cab 3) pour l'année 2011 (le 25/12/2011, le 14/01/2012 et le 04/02/2012, en cercles)

Une influence décalée du Vaccarès sur la piézométrie au niveau du Cab 1 et du Cab 2 pour l'année 2009 est mis en évidence dans la Fig. IV.7. Le niveau du Vaccarès est au-dessus du niveau piézométrique. Cette figure montre également la direction du vent pour la fin du mois de mars. La direction des flèches correspond au sens de provenance du vent. Ainsi, dans cette période il avait une dominance du vent marin (Est et Sud-Est) sur la zone d'étude.

Le vent marin affecte considérablement le basculement d'eau du Vaccarès, en le poussant vers la cote. Ce phénomène crée ainsi une remontée du niveau du Vaccarès de presque 20 cm, en le positionnant au dessus du niveau de la nappe superficielle. L'effet du vent est donc observé indirectement sur la piézométrie le 28/03/2009 (cercle).

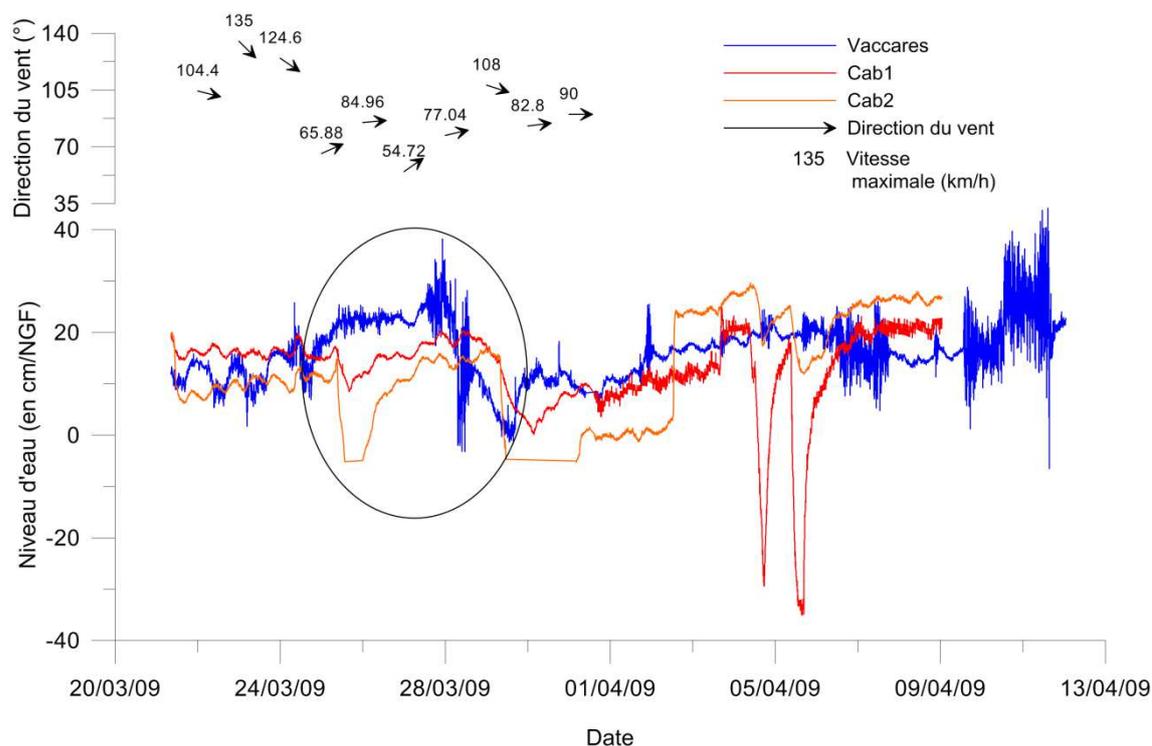


Fig. IV.7 Exemple de décalage (en cercle) entre l'étang de Vaccarès et la nappe superficielle (Cab1 et Cab2) pour l'année 2009

**Les variations à court terme du Vaccarès s'observent seulement quand le niveau de l'étang se situe au-dessus du niveau de la nappe, hors période d'irrigation.**

La comparaison entre le niveau du Vaccarès et la piézométrie de la périphérie de l'étang a mis en évidence la distance maximale à laquelle les fluctuations du Vaccarès peuvent influencer l'aquifère. Le piézomètre Cab 2 par exemple, situé à 30 m du trait de cote (le point d'observation le plus éloigné du groupe des piézomètres installés à côté de l'étang) est affecté par les fluctuations du Vaccarès. Seul le piézomètre Cab 3, située à 120 m de l'étang, n'a présenté aucun changement pendant la période d'étude.

**En résumé, les variations du Vaccarès se font ressentir sur la piézométrie à sa périphérie avec un certain décalage et amortissement. L'influence du Vaccarès sur la nappe est visible sur au moins 30 m de distance.**

### *Périphérie du canal de Montlong*

L'installation du piézomètre Cab 8, à 150 m du canal de Montlong, a permis, entre autre, de suivre l'influence de ce corps d'eau sur la nappe libre (Fig. IV.4B). Le suivi des niveaux d'eau a été réalisé entre le 23/11/2011 et le 31/01/2012. La perte de la sonde installée dans le canal a stoppée le suivi à long terme de la relation entre les deux réservoirs.

Premièrement, de grandes oscillations de niveaux du canal sont observées (Fig. IV.4B). La fréquence de ces oscillations est hebdomadaire, indiquant qu'elles proviennent du fonctionnement du canal. En effet, l'eau du canal provient des pompages hebdomadaires effectués dans le Rhône (Grand Rhône). La piézométrie du Cab 8 présente elle aussi des fluctuations hebdomadaires, mais plus amorties, et décalées par rapport aux variations du canal de Montlong (Fig. IV.4B). Le décalage pour ce cas est de 30h, tandis que l'amortissement est autour de 85% par rapport à l'amplitude du canal, soit 5 m/h de vitesse de propagation de l'onde.

Le fort amortissement des ondes sur la piézométrie suggère un transfert d'eau du canal vers la nappe à cause du caractère libre de l'aquifère dans cette zone. En effet, dans le cas d'une nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est important et un transfert d'eau important est nécessaire pour générer une certaine variation piézométrique.

**La nappe superficielle subit donc un transfert d'eau provenant du canal grâce au caractère transmissif du bourrelet alluvial (composé de sable grossier (SS)).**

### *Parcelles sèches (non cultivées en période estivale)*

Un comportement unique a été observé lors des suivis piézométriques dans deux parcelles équipées des piézomètres Cab 4, Cab 4prof et Cab 5, en présence d'une culture de blé pendant l'été 2009 (localisation sur la Fig. IV.1) (suivi piézométrique, Fig. IV.8).

Il faut préciser que les piézomètres Cab 4 et Cab 4prof ont été placés entre les parcelles de blé, tandis que le piézomètre Cab 5, a été positionné sur la limite entre une des parcelles de blé et une rizière (Fig. IV.9). Topographiquement, ces parcelles se trouvent au-dessous du niveau de la mer.

Le comportement hydrodynamique des piézomètres au Nord de la zone a été comparé avec celui d'une des rizières (Cab 2) pour la même période d'étude. Trois tendances ont ainsi été identifiées (Fig. IV.8) :

1. *En forme de plateau, avec un niveau stable, semi-horizontale* : cette tendance a été observée sur la piézométrie du Cab 5, similaire au comportement de la piézométrie dans

les rizières (Cab 2). De plus, le niveau du Cab 5 est plus élevé (de 50 cm) que les piézomètres placés dans la parcelle de blé (Cab 4 et Cab 4prof).

Sur la piézométrie du Cab 5, deux légères remontées du niveau d'eau, entre 2 et 5 cm, ont été observées le 06/06/2009 et le 30/06/2009 (lignes en pointillés n°1 et 2). Ces remontées d'eau peuvent correspondre à la mise en eau des rizières (même cas que pour les pics du Cab 3) (Fig. IV.4B). La tendance en forme de plateau, ainsi que les petites remontées du niveau, peuvent donc être liées à l'influence de l'irrigation.

2. *En descente* : La réaction du Cab 4 est très différente du reste des piézomètres. Il est important de rappeler que ce piézomètre possède une profondeur de 3 m et il est implanté au sein d'une couche d'argile (faciès **Al-La**) (Fig. IV.9). De plus, l'élévation absolue de cette parcelle (contenant tout les trois piézomètres) est faible ( $\approx 0$  m/NGF), la nappe est donc très proche de la surface du sol et les températures sont très élevées pendant la période estivale.

La piézométrie sur ce point descend progressivement pendant la chronique de 2009 jusqu'à 1,30 m au dessus du niveau de la mer. Le 27/07/2009 ce piézomètre présente une descente abrupte du niveau d'eau (ligne en pointillé n°3), jusqu'à atteindre une profondeur de -1,5 m/NGF. Cette descente est observée également dans le piézomètre Cab 5. Le phénomène n'a pas pu être suivi pendant le reste du mois d'août car du fait d'une descente rapide de la piézométrie, les sondes automatiques sont restées hors de la portée d'eau (pour le cas du Cab 4 et Cab 5).

3. *En forme de « V »* : cette tendance est observée dans le piézomètre Cab 4prof. Le niveau piézométrique de ce point diminue de 20 cm jusqu'au 30/06/2009, date à laquelle le niveau d'eau commence à remonter progressivement (7 cm jusqu'au le 13/08/2009). Ce piézomètre montre aussi une remontée du niveau d'eau le 06/06/2009 comme le Cab 5. Il réagit aux mêmes dates que les mises en eau pendant l'irrigation observées au Cab5. Par conséquent, les variations piézométriques du Cab 4prof peuvent être associées également à l'irrigation.

L'analyse de la Fig. IV.8 met en évidence les processus suivants :

- Les apports constants d'eau pour les cultures de riz contribuent à l'alimentation de la nappe (cas du Cab 4prof). Par conséquent, **un grand pourcentage de l'alimentation s'effectue pendant l'irrigation** (en période estivale).  
Godin, (1990) a montré que, en général, à partir de mi-juillet, les besoins en eau pour les rizières sont constants et à leur maximum. Les barrages restent donc ouverts, et les légères remontées d'eau (entre 2 et 5 cm) peuvent être alors associées aux remplissages des rizières.
- **Un transfert d'eau (masse) des rizières, ou du canal, vers la nappe de la partie Nord est mis en évidence, ainsi qu'une connexion entre les différentes couches de sable** (Fig. IV.9). Cette affirmation peut expliquer la remontée d'eau dans le piézomètre Cab4prof à partir du 30/06/2009.
- **L'évapotranspiration intense**, qui attaque les zones de faible élévation en Camargue cultivées en blé où les apports directs d'eau sont quasiment nuls, **est la cause de la forte descente** (plus de 1,5 m de profondeur NGF) **de la piézométrie dans la couche d'argile**.
- La forte descente de la piézométrie au niveau du Cab 5 et Cab 4, observée à la fin du mois de juillet (28/07/2009, ligne en pointillé n°3), coïncide avec la récolte du blé.

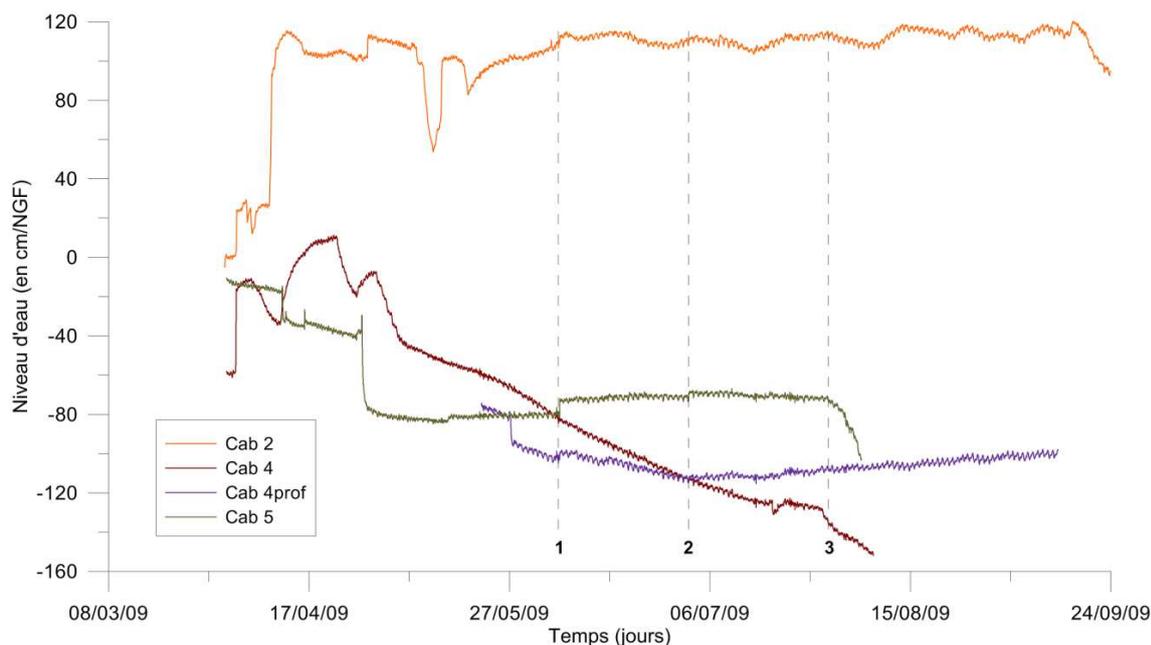


Fig. IV.8 Comparaison entre les courbes des piézomètres Cab4, Cab4prof et Cab5 pendant l'été 2009.

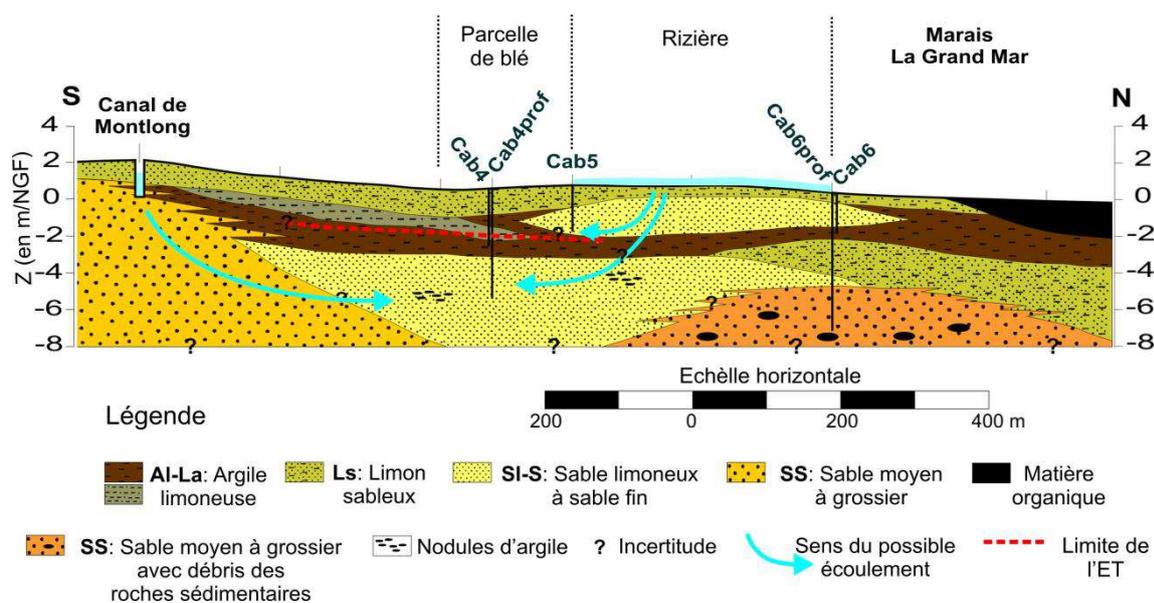


Fig. IV.9 Coupe géologique de la partie Nord de la zone d'étude présentant les possibles sens d'écoulements souterrain et la limite de l'influence de l'évapotranspiration

Par ailleurs, un dernier événement piézométrique a été remarqué au Nord de la zone d'étude, en contact avec la zone du marais. Le comportement du piézomètre Cab 6prof a été étudié pendant un an, entre Mars-2012 au Mars-2013 (Fig. IV.10). La zone de captage de ce piézomètre, ainsi que pour le Cab 4prof, se trouve dans la couche de sable, et le Cab 6prof est situé à la limite de la zone du marais « La Grand Mar » (Fig. IV.1et Fig. IV.9). Les fluctuations de ce point d'observation varient dans un intervalle de 10 cm.

A la différence de la plupart des piézomètres étudiés sur le site expérimental, le Cab 6prof présente des variations naturelles, c'est-à-dire, des basses eaux en période estivale et des hautes eaux en période hivernale (Fig. IV.10). Ce comportement est similaire aux variations de hauteur d'eau du marais « La Grand Mar » (à côté) observées sur le terrain. Les effets des marées

terrestres sont visibles également sur la piézométrie du Cab 6prof, ainsi que des variations d'une durée approximative de 4 jours environ.

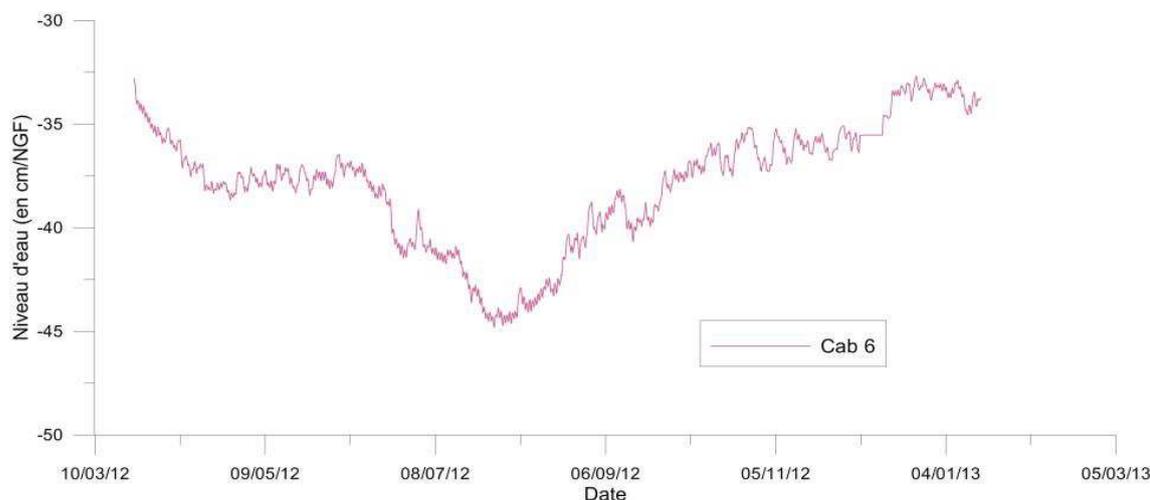


Fig. IV.10 Piézométrie du point Cab 6 du mars-2012 au mars-2013

Le comportement naturel du piézomètre Cab 6prof suggère que **vers certaines zones**, notamment vers la zone du marais, **les couches de sable ne sont pas connectées entre elles** et les effets de la recharge par irrigation n'affectent pas ces zones, **créant ainsi des comportements locaux de la piézométrie**.

### 3. Essais de pompages

Une fois la géologie de l'aquifère caractérisée, il est important d'identifier les paramètres hydrodynamiques des couches productives. Selon la description lithologique, il existe deux types de faciès sableux, connectés l'un à l'autre : **SI-S** et **SS** (Fig. IV.2). Le contenu d'argile est variable dans les sables **SI-S**, tandis que le faciès **SS** ne contient pas d'argile. La présence d'argile est un facteur important qui influence les propriétés hydrodynamiques, telle que la perméabilité, et affecte ainsi les écoulements souterrains.

Afin de connaître les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère local, plusieurs essais de pompage ont été effectués dans les puits. Ils sont mis en place de manière à avoir une idée des caractéristiques de chaque sable qui forment l'aquifère. La localisation de chaque puits est indiquée sur la Fig. IV.1 et Fig. IV.2.

#### *Analyses de pompages dans la zone d'étude*

En général, les pompages réalisés ont eu une durée de minimum 3h et maximum 20h. Ce court intervalle de temps de pompage est dû à l'installation grossière des ouvrages et aux caractéristiques propres des unités lithologiques.

La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement ont été calculés par la **Méthode d'Approximation Logarithmique de Jacob (1950)** à partir du graphique rabattement/logarithme du temps, d'où sont extraits la valeur  $c$  et le temps fictif à l'origine ( $t_0$ ). La modification de Hantush de la méthode de Theiss ou Jacob (Kruseman et al., 1974) adapté pour les pompages faits dans les aquifères, à pénétration partielle, n'a pas pu être utilisé, à cause de l'installation sommaire des piézomètres.

Quatre exemples des courbes de rabattements peuvent être observés dans la Fig. IV.11. Les courbes de cette figure ont été nommées selon le puits pompé. Les résultats de cette étude sont exposés dans le Tableau IV.5.

Les valeurs de transmissivité et du coefficient d'emménagement dans le faciès **SS** (Puits 3) n'ont pas pu être déterminées, probablement à cause d'un équipement très sommaire de l'ouvrage. En effet, au cours des pompages réalisés sur ce point il n'a pas été possible d'obtenir un débit stable et, par conséquent, la courbe de rabattement n'a pas pu être interprétée. Les débits des pompages sont également indiqués dans le Tableau IV.5. L'instabilité du matériel aquifère, purement sableux a généré des courants très turbides gênant ainsi les mesures au Puits 3. Ces problèmes n'ont pas été observés pendant les pompages du Puits 2 et du Puits 4.

Tableau IV.5 Paramètres hydrogéologiques obtenus lors des pompages

Nom du Puits	T (m <sup>2</sup> /s)	S	Débit (m <sup>3</sup> /s)
<b>Puits 1 et Puits 2</b>	10 <sup>-5</sup> - 10 <sup>-4</sup>	0,003 – 0,08	3x10 <sup>-4</sup>
<b>Puits 3</b>	-	-	1,1x10 <sup>-3</sup>
<b>Puits 4</b>	10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-3</sup>	0,003 – 0,08	7,2x10 <sup>-4</sup>

Les débits des pompages au sein du **SI-S** (Puits 1, 2 et 4) sont très faibles, tandis que au Puits 3 (faciès **SS**) le débit était plus fort (Tableau IV.5). De même, à la fin des pompages effectués sur le Puits 3, la vitesse de remontée de l'eau observée est supérieure à celles observées au cours des pompages faits sur les autres puits. La différence dans la magnitude de débits donne une idée de la productivité de chaque faciès. Le faciès présent au centre du bourrelet alluvial (Puits 3) est plus productif, en termes de transmissivité, que le faciès **SI-S** situé dans les parties latérales du bourrelet. Cette affirmation est en accord avec les caractéristiques texturales de chaque faciès.

Grâce aux valeurs théoriques de transmissivité (Castany, 1982), aux caractéristiques granulométriques et les données de débits, la transmissivité du bourrelet alluvial a pu être estimée. On la considère de l'ordre de 10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s. En utilisant ces critères, la distribution de la transmissivité a pu être représentée dans la Fig. IV.12.

**Les propriétés hydrodynamiques de la couche de sable fin (faciès SI-S) confirment le caractère captif dans les parties latérales du bourrelet alluvial. De même, les valeurs de débits obtenues lors des pompages montrent un caractère plus transmissif au centre du bourrelet alluvial.**

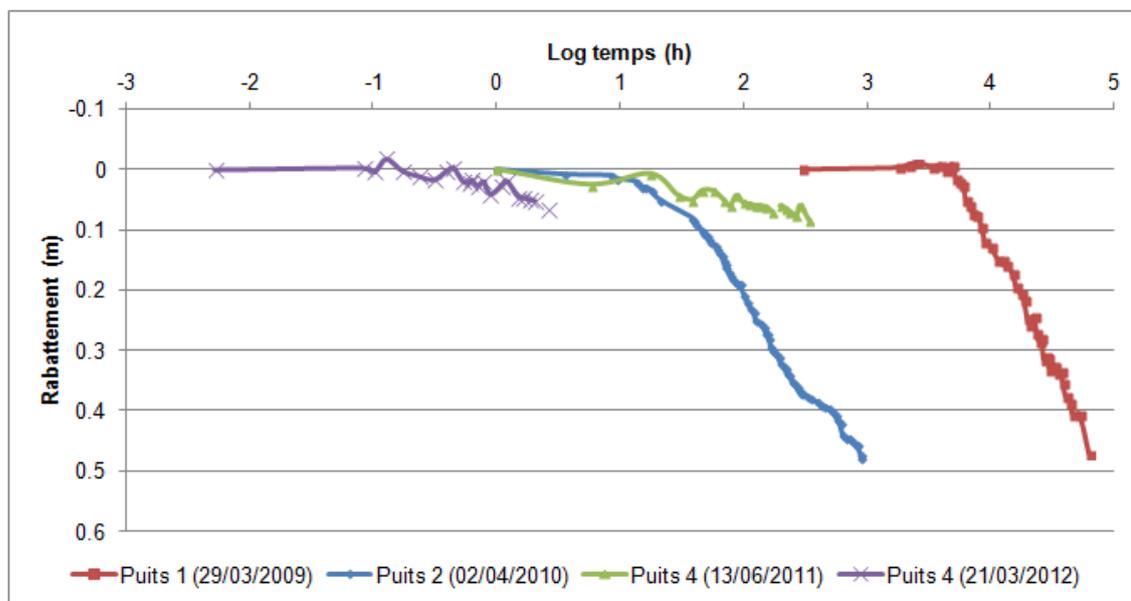


Fig. IV.11 Exemple de courbes de rabattement en fonction du log du temps mesurées pendant les pompages faits au Puits 1, Puits 2 et Puits 4

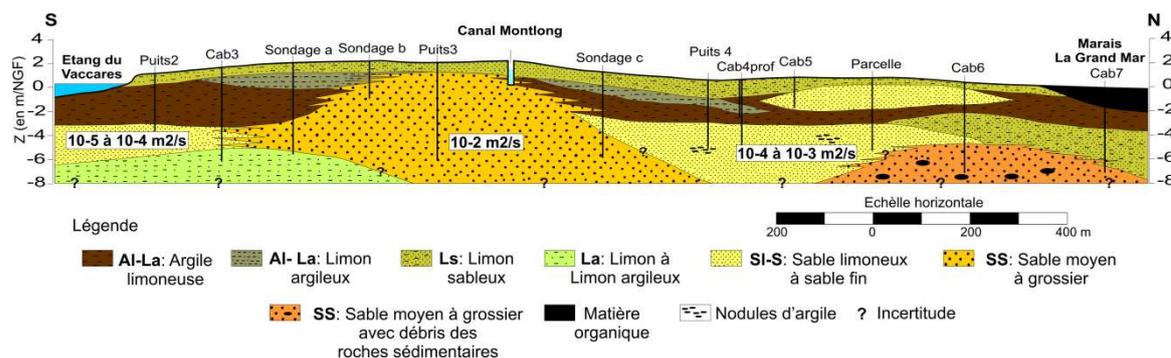


Fig. IV.12 Distribution des valeurs de transmissivité dans les couches sableuses de l'aquifère superficiel local

D'autre part, pendant la campagne d'Avril 2010 (pompage sur le Puits 2), un changement dans la courbe de rabattement a été observé sur le Puits 1 (utilisé comme point d'observation pendant ce pompage) (Fig. IV.13). La pente du Puits 1 devient plus faible au bout d'une heure et 50 minutes de pompage (log h=2,7). Ce changement de pente sur la courbe de rabattement indique qu'une mobilisation d'eau d'un corps voisin est visible au cours du pompage.

Dans ce cas, le seul corps d'eau voisin correspond au Vaccarès, qui se situe à une distance de 28,3 m du Puits 1, vu qu'aucune rizière n'a été mise en eau à cette époque. Cette distance a été mesurée perpendiculaire à la cote et à la direction des vagues de l'étang quand elles sont rapportées par le vent marin (Fig. IV.14).

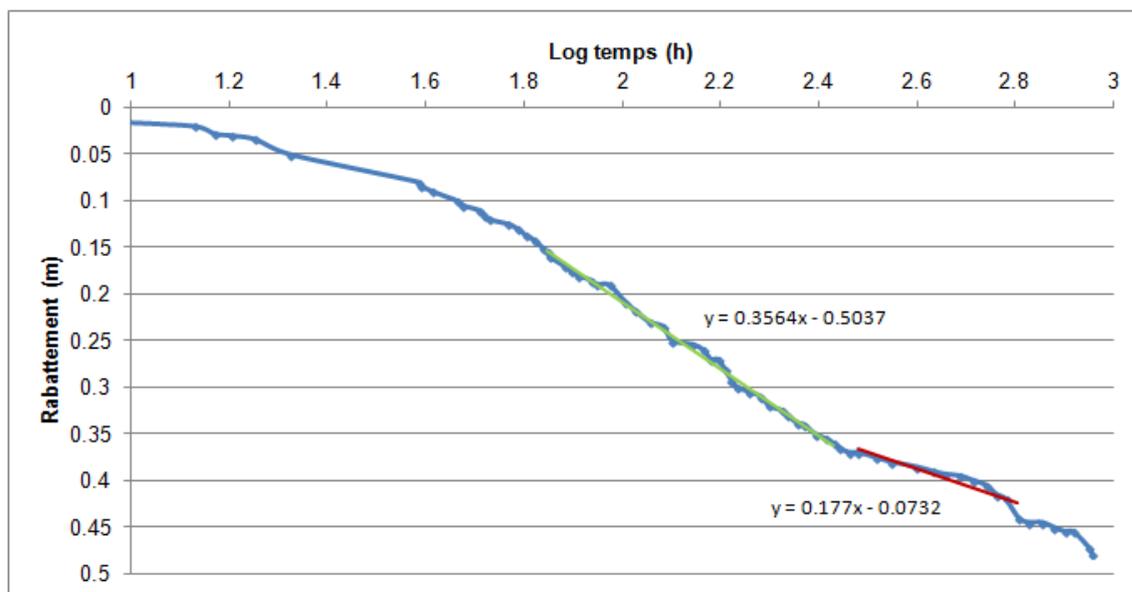


Fig. IV.13 Comportement du Puits1 pendant le pompage sur le Puits2 (02/04/2010)



Fig. IV.14 Distance sur le terrain entre le Puits 1 et le Vaccarès (image prise sur Google Earth)

La distance théorique à la limite a été donc calculée sur la courbe de rabattement, afin de vérifier l'influence de l'étang sur la nappe. Elle est obtenue par l'expression suivante (Castany, 1982)

$$d = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{t_i}{t_0}} \text{ (Équation 8)}$$

Où  $x$  est la distance du piézomètre à l'axe du puits ;  $t_i$  est le temps d'intersection.

La distance calculée est de 27 m, ce qui confirme que l'eau du Vaccarès est mobilisée par la nappe. Par conséquent, **la nappe est affectée par un transfert de flux provenant du Vaccarès.**

## Conclusion

En conclusion, l'aquifère étudié est composé d'une nappe de surface, dans le premier mètre de profondeur au dessus de la couche d'argile, et d'une deuxième nappe aux propriétés différentes selon le lieu : libre, dans la zone du bourrelet alluvial de Saint Ferréol, et captive, vers les parties latérales du bourrelet alluvial, dans les parties de basse altitude. Cette nappe a été dénommée superficielle.

Le niveau piézométrique de la nappe superficielle reste très proche de la surface. Elle suit la topographie, cependant elle est plus près de la surface vers les zones latérales du bourrelet que dans la zone centrale. Cette proximité de la nappe par rapport à la surface du sol la rend très vulnérable aux facteurs externes.

Les essais de pompage ont permis d'obtenir un ordre de grandeur de la transmissivité ( $10^{-5}$  –  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) et du coefficient d'emmagasinement (0,003-0,08) pour le faciès **SI-S** (sable fin avec probable présence de l'argile), coïncidant avec le comportement captif de l'aquifère. Les paramètres hydrogéologiques n'ont pas pu être calculés pour les sables grossiers du bourrelet alluvial (faciès **SS**), toutefois le débit important observé lors des essais de pompage a mis en évidence une capacité de transmission d'eau rapide par cette unité lithologique, ce qui confirme la transmissivité plus élevée au centre du bourrelet alluvial, liée aux caractéristiques texturales.

Les facteurs qui affectent la piézométrie locale, par ordre d'importance, en considérant la magnitude et l'impact sur la nappe, sont :

- L'irrigation des cultures de riz.
- L'évapotranspiration.
- L'influence du Vaccarès.
- Les marées terrestres et les précipitations.

La recharge s'effectue principalement pendant la période d'irrigation. Les précipitations peuvent contribuer à cette recharge mais elles restent négligeables. L'irrigation impacte fortement la nappe, en la faisant remonter considérablement jusqu'à 1 m dans les parcelles irriguées et jusqu'à 20 cm dans les parcelles à proximité des rizières. Ce facteur masque les possibles variations provoquées par les autres facteurs externes. Par conséquent, la nappe est affectée par l'influence anthropique.

Par ailleurs, dans les parcelles non cultivées ou cultivées en blé, le comportement de la nappe est différent. Dans ce cas, une forte chute de la piézométrie est observée dans les premiers mètres de profondeur. L'évapotranspiration, via les températures élevées qui leur sont associées, a un effet considérable sur la piézométrie, à condition que le piézomètre ne soit pas sous l'influence directe de l'irrigation.

La chute du niveau piézométrique des parcelles sèches ( $> -1,5$  m/NGF) induit un fort gradient avec la piézométrie des parties irriguées voisines induisant ainsi une réorientation ou une convergence des lignes de flux souterrains vers ces dépressions. Cette « appel » d'eau permet la remontée capillaire dans les parcelles non irriguées et sous l'effet de l'évapotranspiration, le sel est accumulé. Ce phénomène correspond à un effet endoréique. L'effet de l'évapotranspiration n'affecte pas les rizières, la couche d'eau d'irrigation protège donc la nappe de l'effet de l'évapotranspiration pendant la période estivale.

La remontée du niveau d'eau dans le piézomètre Cab 4prof pendant l'été 2009 met en évidence une possible connexion hydrique entre les sables qui forment l'aquifère, donc une recharge de la nappe principalement par l'irrigation des rizières (Fig. IV.8). Cependant, cette connexion reste très faible car il semble que la piézométrie de chaque parcelle présente un comportement différent selon le facteur qui l'affecte : (i) remontée de niveau d'eau dans les rizières, (ii) forte descente du niveau d'eau dans les parcelles sèches, et (iii) variations piézométriques générées par les masses d'eau voisines (l'étang de Vaccarès, le canal de Montlong et le marais « La Grand Mar »).

La transmissivité du bourrelet alluvial est mise en évidence également par l'étude de la piézométrie à proximité du canal. En effet, l'amortissement presque nul des courbes piézométriques indique un coefficient d'emmagasinement important et une bonne transmission d'eau du canal vers la nappe, en contribuant ainsi à la recharge.

La vitesse de propagation des fluctuations obtenue grâce à l'étude du décalage confirme effectivement le comportement libre du bourrelet alluvial (5 m/h) et le comportement captif vers la partie en contact avec le Vaccarès (2 m/h).

Les variations du Vaccarès peuvent être observées dans la nappe à proximité de l'étang. Cependant, la reproduction des variations du Vaccarès par la nappe dépend de la relation de hauteur entre eux. Ainsi, quand le niveau de la nappe se situe en-dessous du niveau du Vaccarès, la piézométrie reflète clairement les changements à court terme et plus rapides du niveau de l'étang, tandis que dans le cas contraire (niveau de la nappe plus haut que le Vaccarès) la piézométrie reflète seulement les grands changements plus lents ou progressifs du niveau de l'étang, c'est-à-dire les variations à long terme.

De cette façon, lors des fluctuations dans le Vaccarès la nappe reproduit les variations de l'étang. La vitesse de propagation est lente et l'amortissement pas très important à cause de la présence de la couche d'argile qui confère le caractère captif à l'aquifère dans les parties latérales du bourrelet. Ces variations s'étendent jusqu'au moins 30 m de la rive.

Cette relation nappe/Vaccarès dépend aussi de l'action du vent marin sur les fluctuations du niveau de l'étang. En effet, quand le vent agit sur le basculement d'eau du Vaccarès celui-là peut remonter au dessus du niveau piézométrique et affectant ainsi la nappe proximale au Vaccarès. Par ailleurs, l'étude des pompages a montré un transfert de flux (appel d'eau) du Vaccarès vers la nappe.

L'effet des marées terrestres et des précipitations a une influence très restreinte sur la nappe locale. Les faibles précipitations, caractéristiques du climat sec de Camargue, n'ont pas d'effets significatifs sur la recharge de la nappe. Ces faibles précipitations ne contribuent donc pas à la balance hydrique de cet aquifère.

# Chapitre V . CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DE L'AQUIFERE

---

## Introduction

La caractérisation hydrodynamique du système a mis en évidence un certain nombre de processus, tels que :

1. Des échanges Vaccarès/nappe
2. Une évaporation intense qui donne lieu à un effet endoréique dans les zones non irriguées
3. Une importante recharge de la nappe en période d'irrigation

L'étude hydrochimique du système devrait permettre d'affiner l'étude des transferts d'eau et ainsi améliorer la quantification de l'impact de ces précédents processus.

La caractérisation chimique des eaux souterraines permet, entre autres, de déterminer l'origine de la minéralisation de l'eau d'un aquifère et tracer les transferts d'eau entre les différents corps d'eau et la nappe. Au cours de son infiltration dans le sol et le sous-sol, l'eau se charge en ions et acquiert des propriétés physico-chimiques qui caractérisent l'eau de la nappe. Les eaux souterraines sont plus ou moins minéralisées en fonction (Beauchamp, 2006):

1. de la nature des roches traversées et des minéraux rencontrés au cours de l'infiltration;
2. du temps de contact de l'eau avec les minéraux, donc de sa vitesse de percolation dans le sous-sol;
3. du taux de renouvellement de l'eau de la nappe par l'eau d'infiltration.

Les aquifères superficiels peuvent être soumis à une dégradation qualitative et quantitative, résultant de contraintes naturelles (climat généralement de type semi-aride et variabilité importante des hauteurs de précipitation) et anthropiques (Fedrigoni et al., 2001). Dans le domaine « marin » la salinité est liée directement ou indirectement à l'eau de mer.

Afin de caractériser la salinisation d'un aquifère, des outils géochimiques sont nécessaires mais des outils géophysiques et isotopiques peuvent aussi être utilisés. Les variations des teneurs isotopiques de l'eau au cours du cycle hydrologique permettent de distinguer clairement l'origine marine ou continentale de l'eau souterraine, et d'identifier la proportion de mélange entre les deux pôles (Kruse et Mas-Pla, 2009). L'« évolution de la composition isotopique de l'eau peut être tracée à l'aide des isotopes stables de l'oxygène ( $^{18}\text{O}$ ), hydrogène ( $^2\text{H}$ , ou deutérium), et de l'isotope radioactif de l'hydrogène ( $^3\text{H}$ , *i.e.* tritium), car ils font partie de la molécule d'eau ; ils sont donc considérés comme des traceurs idéaux du cycle hydrologique (Araguás, 2003).

Les études hydrochimiques et isotopiques ont été utilisées par plusieurs auteurs afin de déterminer l'évolution et l'origine des eaux souterraines dans des milieux salins agricoles (Marjoua et al., 1997 ; Gattaceca et al., 2009 ; Barbecot, 1999 ; Araguás, 2003 ; Fedrigoni et al., 2001 ; Bouchaou et al., 2008 ; Silva-Filho et al., 2009, 2009).

Cette étude hydrochimique, couplé à l'étude hydrodynamique, devrait permettre de proposer un modèle conceptuel adéquat pour la construction d'une représentation numérique (3D) du comportement actuel du système.

Afin d'effectuer la caractérisation hydrogéochimique des aquifères locaux en Camargue, deux approches ont été utilisées :

1. L'étude des variations spatiales et temporelles de la minéralisation de l'aquifère
2. La recherche de l'origine de cette minéralisation

## 1. Variation spatiale et temporelle de la minéralisation de l'aquifère

L'étude de la variation spatiale et temporelle de la minéralisation de l'aquifère a été menée par deux outils hydrochimiques :

- Le suivi de la conductivité électrique et de la température de l'eau souterraine, et
- l'étude des ions majeurs.

### 1.1. Evolution de la conductivité électrique de l'eau souterraine

La conductivité électrique de l'eau, relevée à différentes profondeurs, a permis d'obtenir une première approche de l'évolution spatiale et temporelle de la minéralisation de l'aquifère. La période d'étude est comprise entre 2010 et 2012 (données dans l'Annexe 4). Le Tableau V.1 montre la conductivité électrique moyenne de l'eau souterraine du Nord au Sud de la zone d'étude, pour deux saisons : pendant la période d'irrigation (Avril-Septembre) et hors période d'irrigation (Octobre-Mars).

En général, **la conductivité électrique de l'eau souterraine varie selon la géomorphologie**. Ainsi, vers le bourrelet alluvial, la conductivité électrique de l'eau est faible tandis que vers les parties latérales du bourrelet alluvial, elle augmente (Fig. V.1).

Le canal de Montlong présente les valeurs de conductivité électrique d'eau les plus faibles de la zone d'étude, suivi du Puits 3, à 150 m du canal. L'eau souterraine du Puits 3 est légèrement plus conductrice que celle du canal. L'eau du piézomètre Cab 3 et le Puits 1, placés respectivement dans la prairie, et à proximité d'une rizière, présentent des valeurs de conductivité électrique inférieures à 2 mS/cm pour les deux saisons. L'eau des zones basses irriguées (Cab 4prof et Cab 6) et de la zone périphérique de l'étang de Vaccarès (Control 2) présentent des valeurs moyennes de conductivité électrique (entre 4 et 16 mS/cm). Les valeurs les plus élevées sont présentes au niveau des zones basses non irriguées, très proches ou dans le marais (Puits 4).

La distribution de la conductivité électrique moyenne de l'eau souterraine sur la coupe géologique Nord-Sud (Fig. V.2) met en évidence une **augmentation vers la profondeur**, ainsi que la grande différence entre la conductivité électrique de l'eau au sein du bourrelet alluvial et celle de l'eau présente dans les sables d'origine lagunaire, ou dans l'étang salé (voir chapitre III).

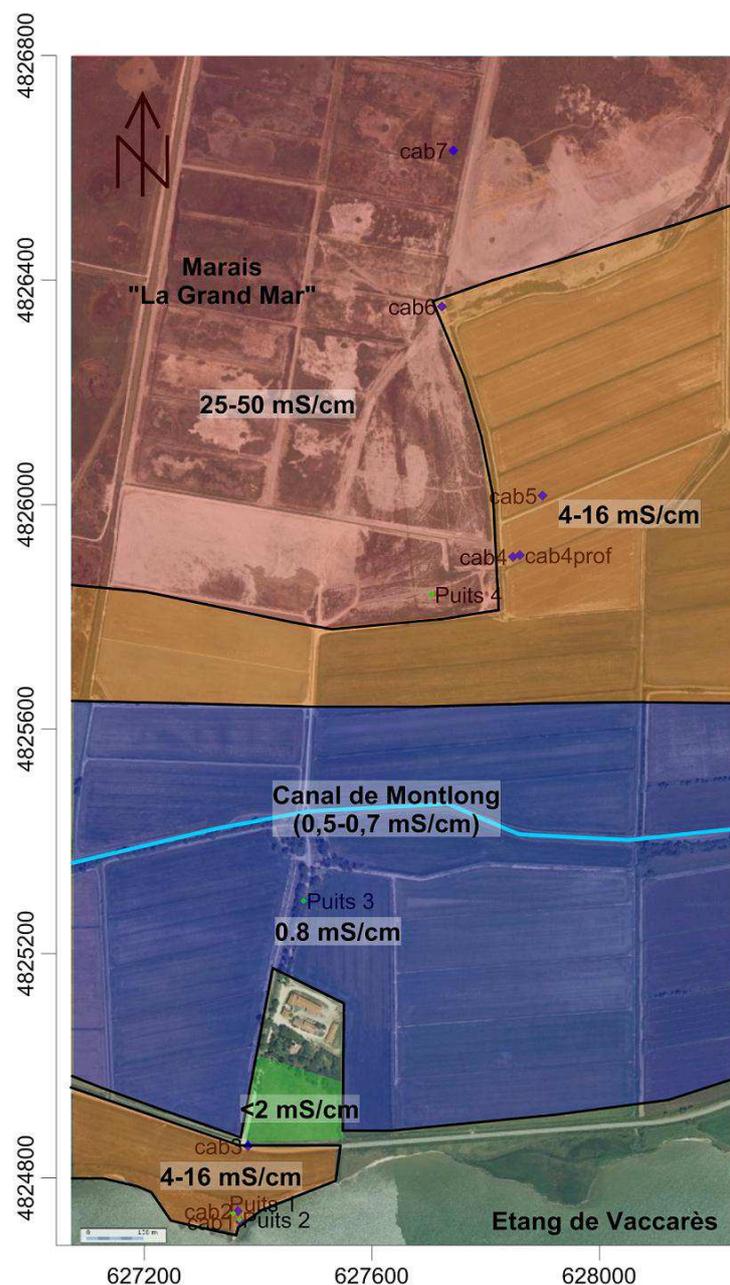


Fig. V.1 Distribution de la conductivité électrique moyenne de l'eau dans la zone d'étude

Par ailleurs, la conductivité électrique de l'eau présentée par saison dans le Tableau V.1 met en évidence une **conductivité électrique moyenne de l'eau plus élevée pour la saison d'irrigation, et plus faible pour la période Octobre-Mars. Le Puits 3 ne présente pas des variations saisonnières importantes.**

D'après ces résultats préliminaires, **l'eau de la nappe superficielle peut être considérée saumâtre dans la plupart de la zone d'étude, à l'exception de la partie centrale du bourrelet alluvial influencé par l'eau du canal de Montlong, lié au Grand Rhône.** A ce sujet, Boyer et al., (2005) signale que dans la plupart des aquifères superficiels en Camargue, l'eau souterraine est saumâtre, sauf dans les paleo-chenaux du Rhône.

Tableau V.1 Conductivité électrique moyenne saisonnière de l'eau de certains piézomètres situés de Nord au Sud

Période	Mois	Conductivité électrique (mS/cm)							
		Control 2	Puits 1	Cab 3	Puits 3	Canal	Puits4	Cab 4prof	Cab6
Irrigation	Avril-Septembre	16 ± 2	1 ± 0,125	1,52 ± 0,06	0,85	0,5 ± 0,03	49 ± 5	9,5 ± 1,5	4,5 ± 0,5
Hors irrigation	Octobre-Mars	12 ± 3	2 ± 1	1,28 ± 0,19	0,81	0,77 ± 0,3	27,5 ± 2,5	7 ± 5	7 ± 3

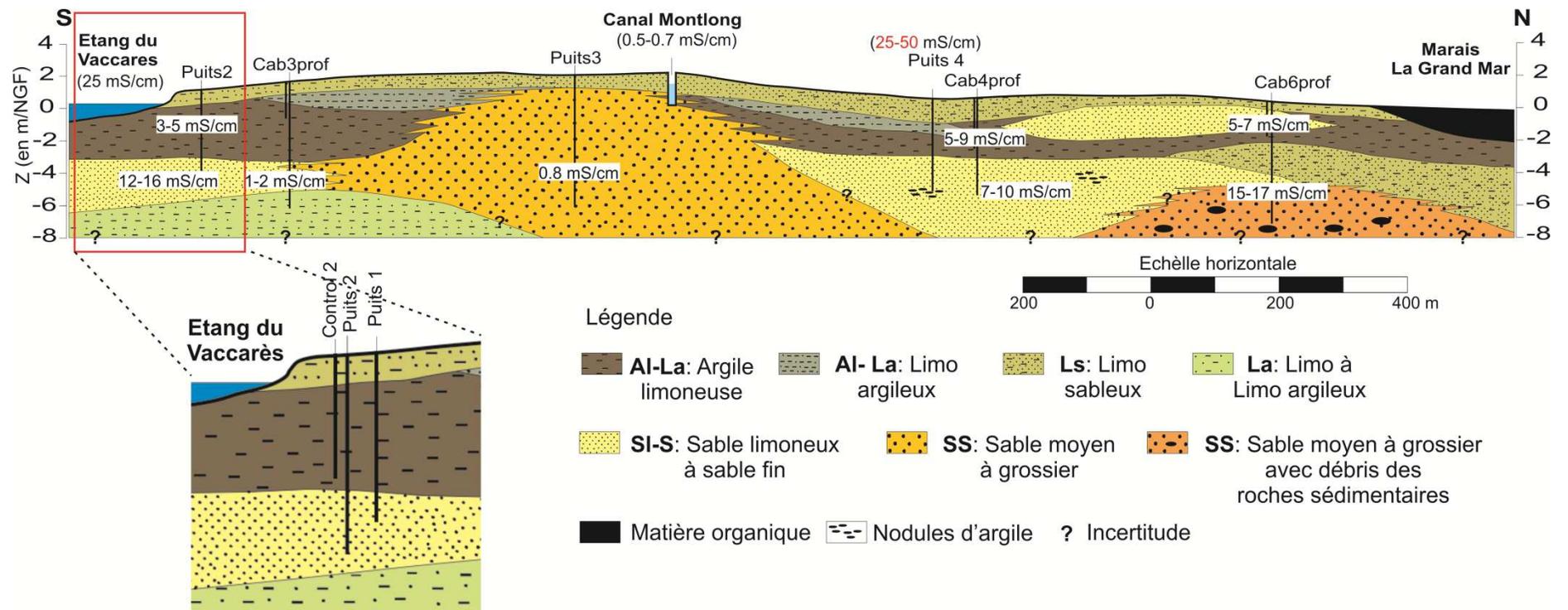


Fig. V.2 Coupe géologique avec les valeurs moyennes de conductivité électrique de l'eau souterraine et des eaux de surface

La variation de la conductivité électrique de l'eau souterraine en fonction de la profondeur, sur différents points d'observations pour l'année 2011 est montrée sur la Fig. V.3. Elle permet de discuter les variations spatio-temporelles de la conductivité.

### 1.1.1. Variation spatiale

Pour la même période d'étude, les courbes de conductivité électrique de l'eau présentées dans la Fig. V.3 mettent en évidence trois types comportements:

- 1) Comportement en « L » : la conductivité électrique est faible dans les premiers mètres et, au bout d'une certaine profondeur, elle devient plus forte. La conductivité électrique au piézomètre Control 2 est un exemple de ce comportement.
- 2) Comportement linéaire : la conductivité est constante tout au long du piézomètre (en profondeur). Cas du Puits 2 ou le piézomètre Cab 4prof.
- 3) Comportement Progressif : la conductivité électrique remonte régulièrement avec la profondeur (cas du piézomètre Cab 4).

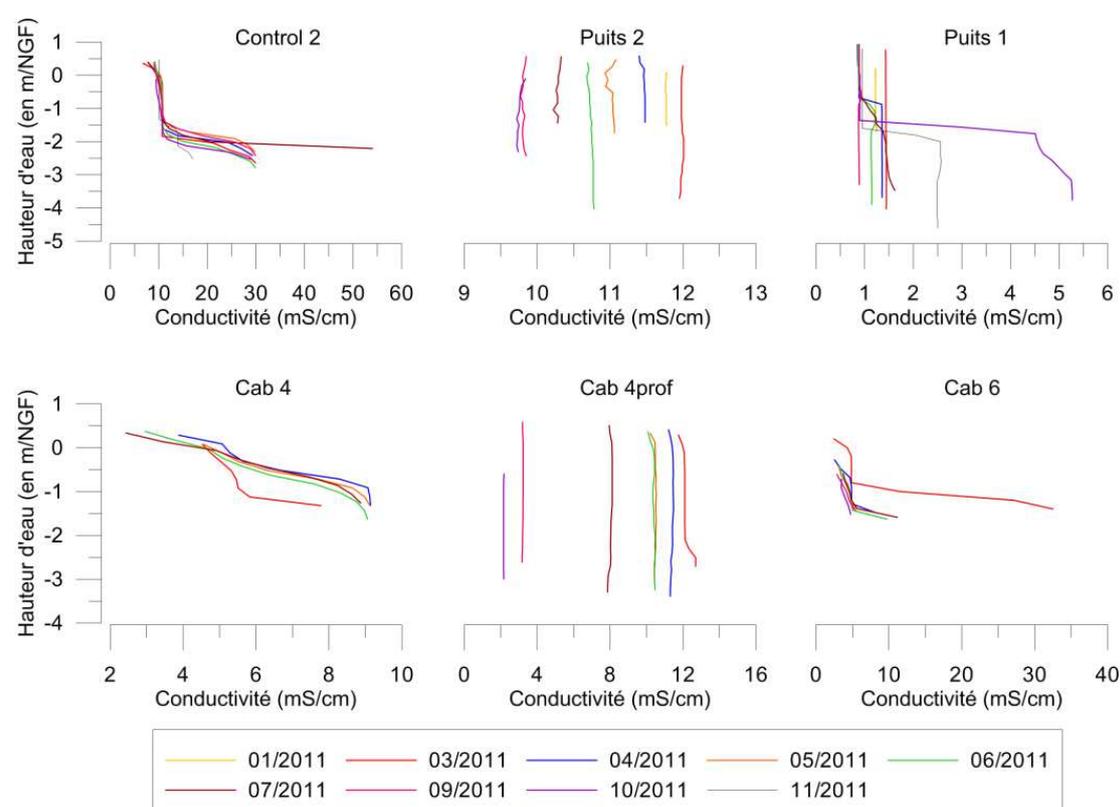


Fig. V.3 Profils de conductivité électrique de l'eau acquis en 2011 sur les piézomètres Control2, Puits1, Puits 2, Cab 4, Cab4prof et Cab6

Pour l'analyse spatiale de la conductivité électrique de l'eau, les piézomètres ont été choisis en fonction de l'occupation du sol (rizières, prairies et zones sèches) et de la position de la zone de captage d'eau dans les piézomètres. Ainsi, les profils de trois des piézomètres exposés dans la Fig. V.3 (Control 2, Cab 4 et Cab 6) reflètent le comportement de la conductivité électrique de l'eau dans la couche d'argile (dénommée faciès **Al-La**, voir chapitre III), tandis que les autres trois piézomètres (Puits 1, Puits 2 et Cab 4prof) captent l'eau de la couche de sable (**Sl-S**). Tous ces points d'observation sont placés dans les parties latérales du bourrelet alluvial. La profondeur et la localisation des piézomètres et des puits sont présentées dans la Fig. V.2.

Afin de décrire les variations spatiales de la conductivité électrique de l'eau, l'analyse sera faite selon : la profondeur, la partie latérale Sud, la partie latérale Nord et une comparaison entre deux zones non irriguées.

### *Variation verticale*

Les piézomètres placés dans la couche d'argile (Control 2, Cab 4 et Cab 6) présentent le comportement en « L », ainsi que le comportement progressif. Le comportement en « L » est un reflet du contact entre deux eaux de densités différentes, où l'eau moins dense repose sur l'eau plus dense. En général, l'augmentation de la conductivité électrique de l'eau est observée dans les deux premiers mètres de profondeur. Au contraire, les piézomètres placés dans la couche de sable (Puits 1, Puits 2 et Cab 4prof) présentent un comportement plutôt linéaire. Cette différence de comportement entre les deux couches suggère que l'eau douce stagne sur l'eau « immobile » saumâtre au sein de la couche d'argile, à cause de sa très faible perméabilité, tandis que dans la couche de sable, l'eau circule plus facilement, favorisant l'homogénéisation. Ce résultat confirme la présence de la nappe perchée et la nappe superficielle (deuxième niveau) identifiées dans la caractérisation hydrodynamique.

### *Partie latérale Sud*

Vers la zone Sud du bourrelet, les points d'observation Control 2, Puits 2 et Puits 1 se trouvent relativement proches les uns des autres (Fig. V.1 et Fig. V.2), cependant les tendances en conductivité électrique de l'eau sont différentes. Le Puits 1, se trouve à une distance de 28 m du Vaccarès et à proximité d'une rizière. La comparaison entre ces trois points d'observation (Fig. V.3) montre comment la conductivité électrique dans cette zone diminue vers le Nord. Le Puits 1, bien que très proche des 2 autres, présente des valeurs de conductivité électrique ne dépassant pas 6 mS/cm, tandis que le Control 2 peut présenter des valeurs jusqu'à 30 mS/cm. La conductivité électrique moyenne de l'eau de l'étang de Vaccarès est de 25 mS/cm.

Par conséquent, **la salinité dans le piézomètre Control 2 peut être due à l'intrusion de l'eau du Vaccarès dans la nappe**. Cependant la pénétration de l'eau vers la couche de sable est difficile à cause de la faible perméabilité de l'argile, c'est pourquoi la salinité du sable est plus faible que celle de l'argile.

### *Partie latérale Nord*

A la différence du Control 2 (au Sud), les piézomètres Cab 4 et Cab 6 (au Nord) présentent des valeurs de conductivité électrique de l'eau souterraine plus faibles. Si ces deux derniers piézomètres sont comparés entre eux, la conductivité électrique moyenne de l'eau du Cab 6, placé au bord du marais (zone d'accumulation des eaux de surface), est légèrement plus forte que celle du Cab 4, située dans une rizière dans la partie latérale du bourrelet alluvial (Fig. V.1). Il faut noter que le Cab 6 suit les variations naturelles du niveau d'eau du marais, tandis que le Cab 4 est affecté par la mise en eau pendant l'irrigation.

La différence de conductivité entre ces deux points peut donc être due à l'**apport direct de l'eau d'irrigation au Cab 4**, tandis que la zone « isolée » des périphéries du marais (au niveau du Cab6) ne reçoit pas l'eau d'irrigation. Les faibles valeurs de conductivité électrique au sommet des courbes du Cab 6 (Fig. V.3) sont dues probablement à l'apport des précipitations. Par ailleurs, l'intervalle de conductivité électrique dans le piézomètre Cab 4prof est similaire à celui trouvé au

Puits 2, confirmant ainsi le **caractère saumâtre de la nappe superficielle, particulièrement vers les parties latérales du bourrelet alluvial.**

### *Comparaison des deux zones non irriguées*

La conductivité électrique dans la colonne d'eau sur deux séries de piézomètres installés au sein de la couche d'argile (faciès **AI-La**) et de la couche de sable (faciès **SI-S**) est illustrée sur la Fig. V.4. La conductivité électrique de l'eau dans les piézomètres Cab 3 et Cab 6 (moins profondes, installés dans l'argile) a été mesurée au cours de l'année 2011, tandis que celle des piézomètres Cab 3prof et Cab 6prof (plus profondes, installés dans le sable) a été mesurée pendant l'année 2012.

La série Cab 3 est placée dans une prairie relativement haute, alors que la série du Cab 6 se trouve à la limite du marais (zone peu élevée) (Fig. V.1). Aucune des zones n'est irriguée. A premier vue, il existe une différence de conductivité entre l'unité argileuse et l'unité sableuse pour les deux séries de piézomètres.

Dans la prairie, la couche argileuse est légèrement plus salée que l'eau souterraine dans la couche de sable. Au niveau du Cab 3prof le comportement en forme de « L » est observé. Probablement, l'eau d'irrigation qui s'infiltré autour de la prairie par les canaux d'irrigation crée la lame d'eau douce sur l'eau de l'aquifère. L'apport de l'eau d'irrigation dans la prairie a été mis en évidence dans la caractérisation hydrodynamique du chapitre IV.

Contrairement au cas précédent, la série Cab 6 présente une conductivité électrique d'eau plus faible dans la couche argileuse que dans la couche de sable. Le piézomètre Cab 6 est placé dans une zone non cultivée qui fait partie de la périphérie du marais. La conductivité électrique de l'eau souterraine au niveau du sable a très peu variée pendant la période d'étude. Cette tendance pourrait être liée au fait que cette zone ne reçoit pas l'eau d'irrigation infiltré dans les parcelles voisines, ce qui confirme la non connectivité des couches de l'aquifère, au moins dans les premiers mètres du sol (jusqu'à -3 m/NGF).

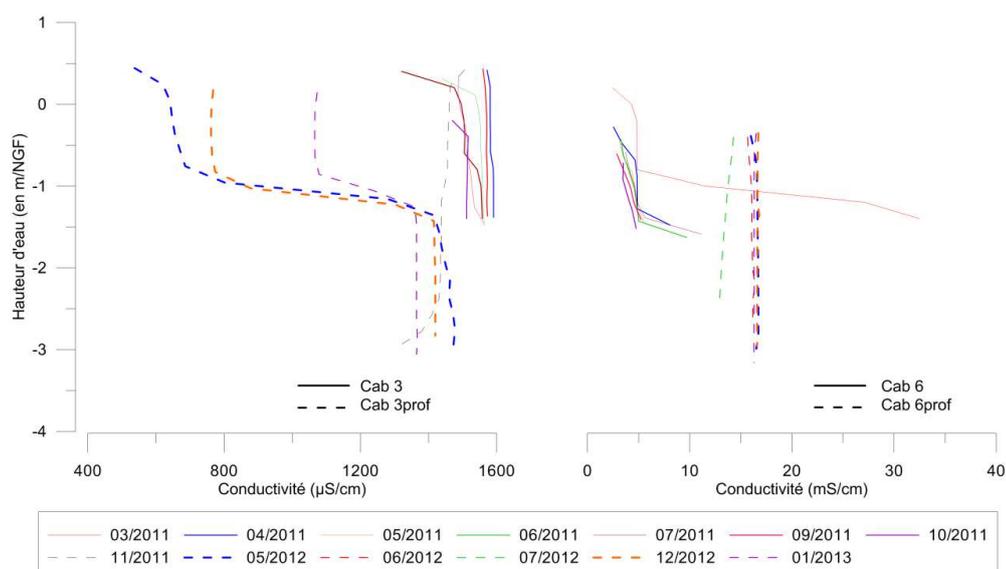


Fig. V.4 Comparaison entre la conductivité électrique de l'eau des piézomètres installés dans le faciès **AI-La** (Cab 3 et Cab 6) et ceux installés dans le faciès **SI-S** (Cab 3prof et Cab 6prof)

Si l'hypothèse du non connectivité est certaine, **la salinité en profondeur, au niveau de la série Cab 6, peut être liée à l'environnement de sédimentation (salinité héritée).**

### 1.1.2. Evolution temporelle

La conductivité électrique de l'eau varie de façon temporelle dans la plupart des points d'observation de la zone d'étude (Tableau V.1). En général, l'eau souterraine est très salée au début de la période d'irrigation (Avril). Postérieurement, elle diminue tout le long de la période d'irrigation. Les mois, où la conductivité électrique présente les valeurs les plus faibles, sont, en général, ceux qui suivent immédiatement la fin de l'irrigation, soit d'octobre à novembre. Ensuite, entre novembre et avril, la conductivité électrique augmente jusqu'à atteindre sa valeur maximale avant la période d'irrigation. Le cas du Puits 2 et Cab 4prof, sur la Fig. V.3, montrent ce comportement temporel.

La diminution de la valeur de la conductivité électrique est donc clairement due à un **effet de la dilution par infiltration de l'eau d'irrigation dans l'aquifère**. L'eau infiltrée se déplace très lentement, du fait du faible gradient hydraulique, mis en évidence dans le chapitre IV. Ceci explique la lente évolution vers des faibles valeurs de conductivité électrique après la fin de l'irrigation (Octobre-Novembre). En l'absence d'eau en provenance des rizières, le seul apport d'eau provient du canal et des précipitations, qui, comparé à l'apport de l'irrigation, paraît négligeable. La faible circulation d'eau souterraine entre octobre et mars, permet à l'interaction eau/roche d'élever la conductivité électrique pendant la période non irriguée.

De manière ponctuelle, le Puits 1 présente un comportement légèrement différent. Contrairement aux autres piézomètres le Puits 1 présente deux comportements saisonniers : un linéaire pendant l'irrigation et un en « L » hors période d'irrigation. Ce changement de comportement met en évidence l'impact de l'infiltration de l'eau d'irrigation dans la nappe.

## 1.2. Analyse chimique des ions majeurs

L'étude de la conductivité électrique de l'aquifère a mis en évidence un fort contraste de salinité lié à la géomorphologie et la lithologie. Ces variations sont également associées au fonctionnement hydrodynamique de la nappe superficielle. Afin d'avoir une meilleure compréhension de l'évolution temporelle et spatiale des processus il est nécessaire de déterminer la nature de la minéralisation des eaux souterraines. Pour cela, trois des quatre puits installés dans la zone d'étude ont été utilisés pour l'étude hydrogéochimique : Puits 2, Puits 3 et Puits 4. Les piézomètres n'ont pas pu être prélevés. L'eau du canal de Montlong, l'eau de l'étang de Vaccarès et l'eau de la mer Méditerranée sont considérées comme pôles possibles de mélange. Les données de la mer Méditerranée sont issues du travail de De Montety, (2008) (06/06/2006). Les précipitations n'ont pu être analysées.

Le diagramme de Piper pour tous les échantillons analysés sur les cinq points de mesure est montré sur la Fig. V.5 tandis que le diagramme de Stabler pour la moyenne de chaque point analysé sur la Fig. V.6, et le Tableau V.2 les valeurs en mg/L des ions majeurs. Les données ont été visualisées grâce au logiciel d'hydrochimie Diagrammes, version 5.9 (<http://www.lha.univ-avignon.fr/>).

Deux faciès chimiques sont reconnus spatialement par les diagrammes de Piper et de Stabler : un faciès bicarbonaté-calcique et un autre faciès chloruré-sodique.

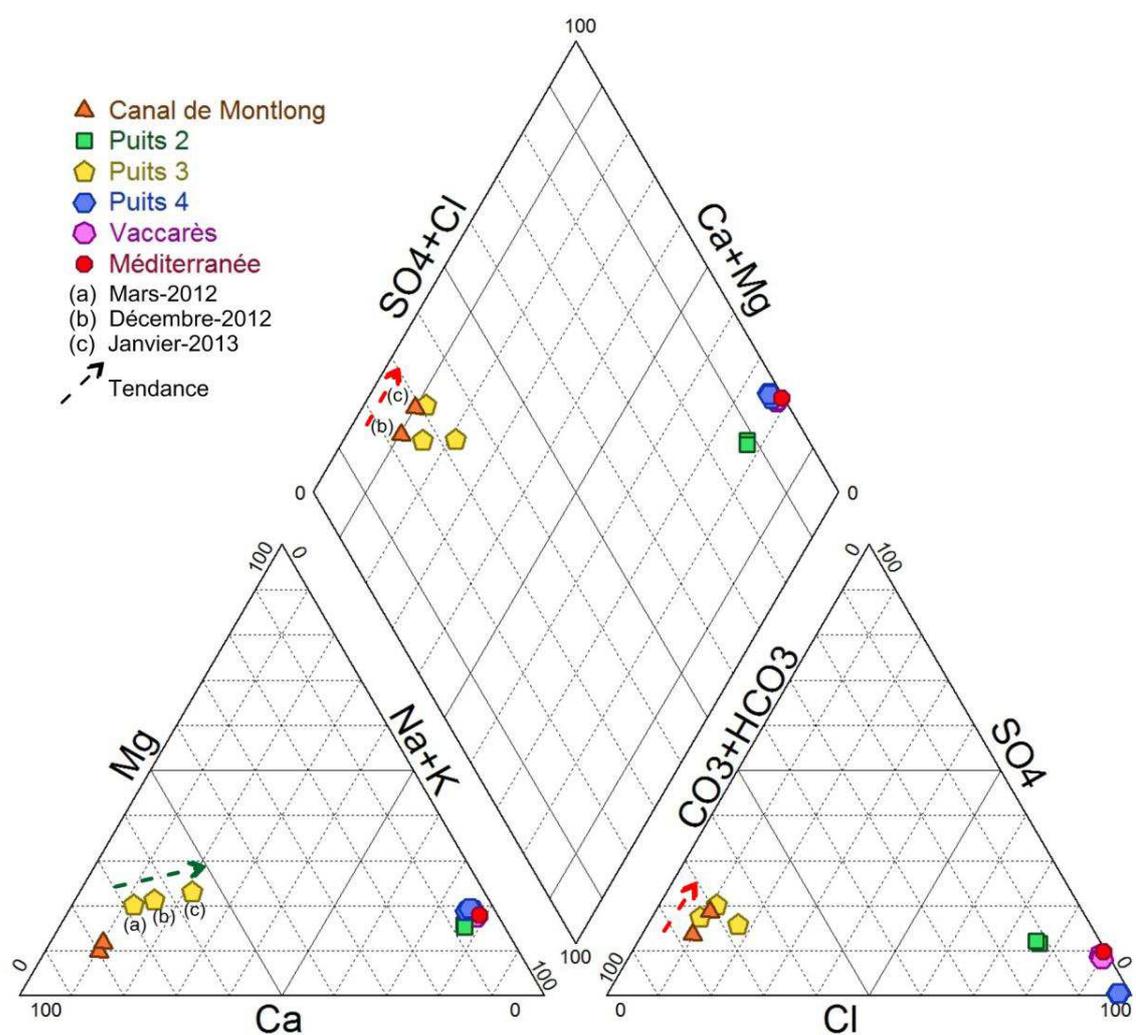


Fig. V.5 Diagramme de Piper montrant les faciès chimiques reconnus et l'évolution temporelle de certains points de l'aquifère superficiel local

Tableau V.2 Paramètres hydrochimiques de l'eau souterraine, du canal de Montlong et de l'étang de Vaccarès

Faciès	Nom	Date	EC ( $\mu\text{S/cm}$ )	c25°C ( $\mu\text{S/cm}$ )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L	F <sup>-</sup> mg/L	Cl <sup>-</sup> mg/L	Br <sup>-</sup> mg/L	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/L	Na <sup>+</sup> mg/L	K <sup>+</sup> mg/L	Mg <sup>2+</sup> mg/L	Ca <sup>2+</sup> mg/L
Chlorurée- sodique	Vaccarès	12/12/2012	25000	20200	199	0,70	6792,95	23,36	929,96	3631,03	126,40	439,87	172,74
		16/01/2013	22000	21500	203	0,72	7196,83	25,51	895,25	3908,40	139,89	473,07	194,69
	Puits 2	12/12/2012	9000	9130	623	0,12	2355,16	7,88	482,94	1536,46	29,50	167,37	133,77
		16/01/2013	8750	8750	625	0,15	2297,11	7,45	496,71	1533,09	28,72	161,17	133,12
	Puits 4	21/03/2012	64000	62700	996	0,00	24025,54	69,83	132,29	10910,00	30,00	1433,00	688,00
		12/12/2012	56000	45300	753	0,44	17630,02	54,60	153,52	8842,57	37,11	1150,33	413,29
		16/01/2013	57500	57100	907	1,17	22318,00	71,83	171,49	11161,84	66,01	1505,34	588,74
Bicarbonatée- calcique	Canal	12/12/2012	424	443	195	0,07	14,03	0,05	27,06	9,46	1,86	5,21	70,75
		16/01/2013	440	447	177	0,06	14,87	0,03	36,49	9,21	1,62	6,35	69,54
	Puits 3	29/03/2012	910	880	403	0,12	37,01	0,20	92,15	25,06	1,75	23,48	130,80
		12/12/2012	766	709	315	0,18	22,58	0,17	58,72	24,29	1,88	18,87	94,23
		16/01/2013	932	911	374	0,18	55,99	0,30	68,80	45,56	1,78	26,58	105,99

### 1.2.1. Faciès bicarbonaté-calcique

Ce faciès chimique correspond aux eaux du canal de Montlong et du Puits 3 (à 150 m du canal de Montlong), c'est-à-dire à la zone du bourrelet alluvial, partie la plus élevée de la zone d'étude et composée du faciès **SS** (sable moyen à grossier). Les cations les plus abondants sont, par ordre d'importance :  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+$ . Les anions les plus importants sont :  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Cl}^-$ . La conductivité électrique pour ce faciès hydrochimique se situe entre 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , valeurs les plus basses de la zone d'étude.

Malgré la proximité de ces deux points d'observation, l'eau souterraine prélevée au Puits 3 est légèrement plus minéralisée que celle du canal, notamment en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ . Le diagramme de Stabler (Fig. V.6) montre l'enrichissement de l'eau de la nappe sur le Puits 3 en  $\text{Na}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  par rapport à l'eau du canal. Les teneurs en  $\text{K}^+$  restent constantes.

Durant la période d'analyse, une évolution temporelle de ces eaux douces est observée. Premièrement, l'eau du canal se concentre en sulfates dans un intervalle d'un mois, hors période d'irrigation (Tableau V.2 et Fig. V.5, tendance rouge). Un comportement similaire a été remarqué par De Montety, (2008) dans les eaux du Grand Rhône (source du canal de Montlong) entre novembre-2006 et mars-2007. Deuxièmement, l'eau souterraine dans le Puits 3 présente une évolution vers le pôle sodique (Fig. V.5, tendance verte).

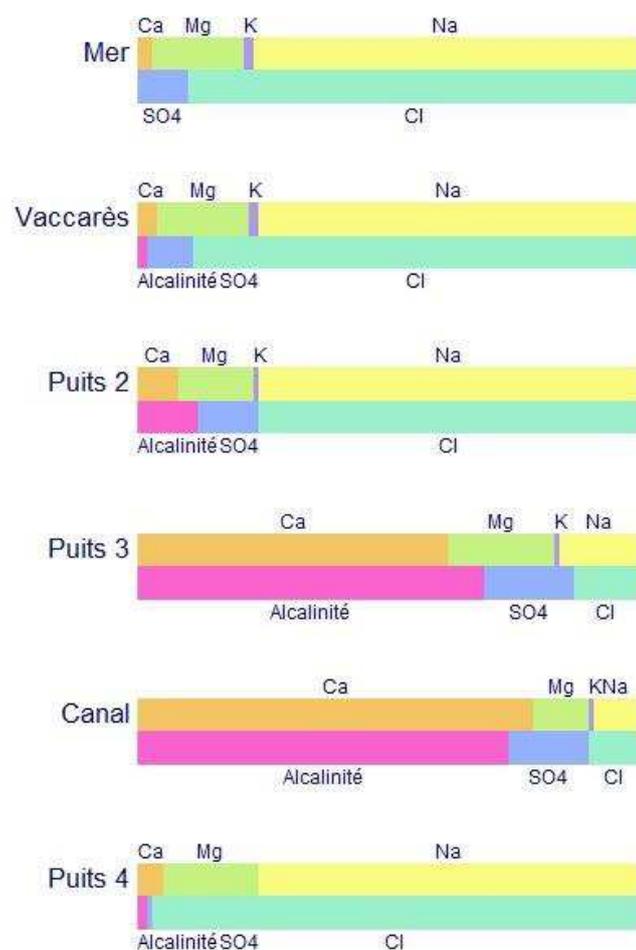


Fig. V.6 Diagramme de Stabler pour les moyennes des Puits et des masses d'eau superficielles (orientés selon l'axe Nord-Sud)

Les valeurs les plus élevées pour la plupart des espèces chimiques se trouvent en mars-2012 (Tableau V.2). Les valeurs les plus faibles sont présentes en décembre-2012. Seules les teneurs en  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  sont les plus élevées durant la période de janvier (janvier-2013). Les teneurs en éléments chimiques diminuent entre mars et décembre, puis une remontée des valeurs est observée entre décembre et janvier.

Ceci semble confirmer le **mélange entre les eaux d'irrigation et les eaux de la nappe pendant la période estivale**. La variation de la composition hydrochimique est **associée à un phénomène de dilution par la présence de l'irrigation**, déjà mis en évidence par l'étude de la conductivité électrique.

### 1.2.2. Faciès chloruré-sodique

Dans les aquifères, le chlorure présente, en général, un comportement conservatif à condition qu'aucun apport n'intervienne dans le système. C'est pourquoi une déviation des concentrations attendues dans les processus de mélange suggère l'existence de processus géochimiques particuliers (Kruse et Mas-Pla, 2009). Les points d'observation qui montrent un faciès chloruré-sodique sont : la Méditerranée, le Vaccarès, le Puits 2 et le Puits 4. Ce groupe de faciès est localisé dans les parties basses de la zone d'étude, associées à la présence de la couche d'argile et les faciès **SI-S**, ainsi qu'aux valeurs de conductivité électrique de l'eau souterraine les plus élevées (8 mS/cm au 64 mS/cm).

Le diagramme de Stabler (Fig. V.6) montre que la composition chimique du Vaccarès est très similaire à celle de la Méditerranée. Seule une légère augmentation de l'alcalinité ( $\text{HCO}_3^-$ ) est observée dans l'étang, indiquant un possible mélange avec de l'eau douce, soit par des canaux d'irrigation soit par apport de la nappe superficielle et la pluie.

Le Puits 2 présente une composition chimique (en pourcentage) très similaire à celle du Vaccarès, cependant il présente aussi une quantité plus significative en  $\text{Ca}^{2+}$  et en alcalinité par rapport au Vaccarès. Le diagramme de Piper montre comment les eaux de ces puits se trouvent entre deux pôles : le Vaccarès et le canal de Montlong (Fig. V.5). **L'eau du Puits 2 est, très probablement, le mélange entre l'eau du Vaccarès et l'eau du canal.**

Le Puits 4 présente la plus forte minéralisation du système. Le diagramme de Stabler (Fig. V.6) montre clairement cette minéralisation. Ce puits est enrichi en  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Cl}^-$  par rapport au reste des points du même faciès (Tableau V.3).

Tableau V.3 Comparaison des pourcentages des principaux éléments dans la composition du faciès chloruré-sodique

Nom	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$
<b>Puits 2</b>	7,6%	15,4%	76,1%	11,9%	76,2%	11,8%
<b>Puits 4</b>	4,8%	19%	76%	2,3%	97%	0,5%
<b>Vaccarès</b>	4,3%	17,5%	76,6%	1,5%	89,7%	8,6%
<b>Méditerranée</b>	3,5%	17,9%	76,9%	0,4%	89,8%	9,7%

## 2. Origine de la minéralisation de l'aquifère

### *Généralités*

La salinisation est le processus par lequel la concentration des sels dissous dans l'eau et les sols s'accroît sous l'effet de processus naturels ou anthropiques. La salinisation secondaire induit par l'activité humaine est présente aux zones de salinité de terres arides (Salama et al., 1999). Dans les aquifères superficiels l'irrigation peut provoquer l'accumulation de sel dans l'aquifère. Aux milieux d'élévation très basse et soumis au climat aride ou semi-aride, l'accumulation de sel est faite à travers l'évaporation (Salama et al., 1999 ; Doering et al., 1964). Dans les sols, l'eau remonte par capillarité et les charges des sels dissous se déplacent avec elle. Cependant, quand l'eau est évaporée dans la surface du sol les sels restent dans le sol. Les taux d'évaporation et salinisation sont fortement liés, et la compréhension de l'un donne une compréhension de l'autre (Doering et al., 1964). Les sels sont donc accumulés et déplacés à travers la zone non saturée des aquifères (Kass et al., 2005).

La redistribution des sels solubles accumulés est observée principalement dans les zones topographiquement basses comme au bord des lacs salins, marées salées, et les zones d'infiltration saline (Salama et al., 1999).

Le cycle de la salinité dans les eaux continentales peut être subdivisé en deux grands domaines (Kloppmann et al., 2010):

- le domaine « marin », lié directement ou indirectement à l'eau de mer, où la salinité résulte de la présence d'aérosols marins dans les précipitations qui, après évaporation partielle, vont s'infiltrer dans les aquifères. Le sel hérité de la sédimentation dans des paleo-environnement marins peut contribuer à la minéralisation des eaux souterraines.
- le domaine « continental/interactions eaux-roches », pour lequel les sels dissous sont issus essentiellement de l'interaction avec les roches (sédimentaires, hors évaporites marines, et cristallines) et concentrées par l'évaporation.

Les concentrations en sel peuvent augmenter, jusqu'à la précipitation d'évaporites, notamment dans les zones arides ou semi-arides. Les lieux principaux de formation de sels solides sont les sols agricoles irrigués et les bassins endoréiques dans lesquels l'évaporation atteint ou excède l'influx d'eaux continentales. Dans la zone d'étude, principalement vers le marais et sa périphérie, des traces d'halite ont été observées sur la surface du sol.

### **2.1. Contribution des données chimiques des ions majeurs**

La représentation des concentrations en éléments majeurs sous forme de diagrammes binaires peut faire apparaître plusieurs éléments utiles pour l'identification des sources de salinité (Kloppmann et al., 2011). Ainsi, plusieurs diagrammes binaires ont été réalisés afin de connaître les interactions entre l'aquifère et les eaux de la surface.

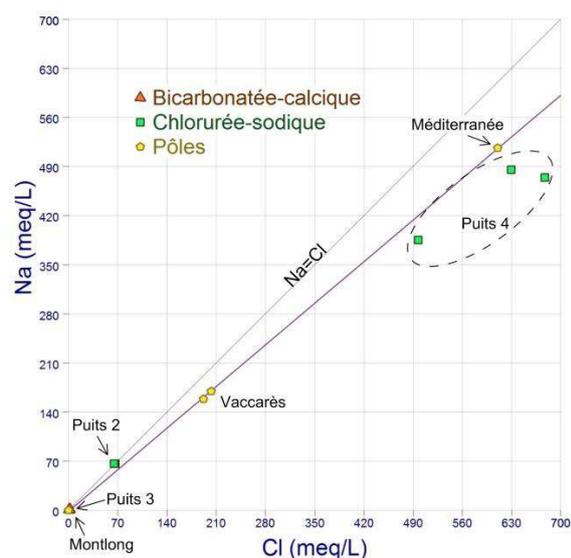


Fig. V.7 Relation entre le  $\text{Na}^+$  et le  $\text{Cl}^-$  des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée)

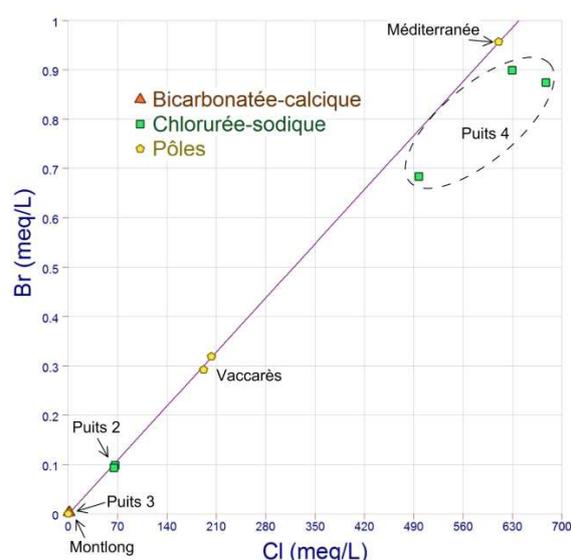


Fig. V.8 Relation entre le  $\text{Br}^-$  et le  $\text{Cl}^-$  des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée)

La droite de dissolution de la halite est représentée sur la Fig. V.7 par la relation  $\text{Na}^+ = \text{Cl}^-$  (rapport 1 :1). La ligne violette représente la droite de dilution de l'eau de mer. Elle est légèrement déviée par rapport à la droite de dissolution de l'halite, et elle possède une pente de 0,84. Sa position sur cette droite montre que le **Vaccarès provient, effectivement, du mélange entre les eaux de mer et les eaux douces des canaux actifs et les précipitations**, ce qui explique la présence de  $\text{HCO}_3^-$ . La proportion Méditerranée/Montlong est de 2 :1. **Le Puits 2 se trouve également très près de la droite de mélange Vaccarès/Montlong avec un rapport de 2 :1, indiquant que l'origine de l'eau souterraine de ce point provient de la combinaison de ces deux eaux.**

Le rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  du Puits 4 se trouve légèrement décalé par rapport à la droite de dilution de la mer, indiquant que les **eaux subissent probablement un autre processus**. La relation  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  montre également cette même déviation (Fig. V.8). Ce résultat offre deux hypothèses : **la dissolution d'un autre type de sel ou la redistribution spatiale d'une salinité héritée de l'environnement sédimentaire.**

Par ailleurs, le rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  (Fig. V.9) du Puits 2 est très proche de la ligne de mélange, indiquant que l'eau souterraine sur ce point est influencée, effectivement, par le Vaccarès, tandis que le rapport du Puits 4 est beaucoup plus faible. L'origine de la salinité de l'eau souterraine au Puits 4 n'est donc pas liée directement au Vaccarès.

Au cours des pompages sur le Puits 4, une odeur fétide a été identifiée dans l'eau souterraine. De plus, autour des sondes automatiques, des dépôts noirs ont été reconnus. Ces deux caractéristiques ont été également observées dans le couple de piézomètres Cab 6 (Cab 6 et Cab 6 prof). Le Puits 4 présente les plus fortes valeurs de  $\text{HCO}_3^-$  (Tableau V.2).

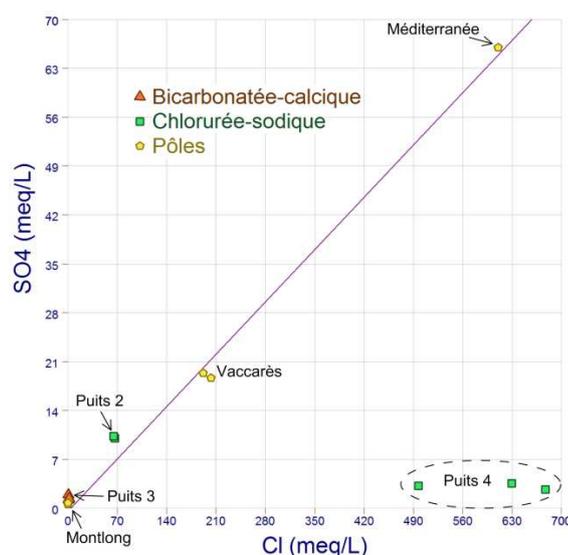
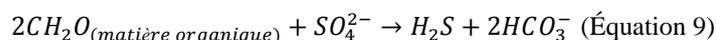


Fig. V.9 Relation entre  $SO_4^{2-}$  et le  $Cl^-$  des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée)

La perte de sulfate dans le système peut indiquer un processus redox (Silva-Filho et al., 2009 et al 2009), ou la précipitation de gypse. Au Puits 4, les eaux atteignent en surface l'équilibre avec la halite, en période sèche ; de plus, la présence de gypse a été mise en évidence et même quantifiée (Vallès, communication orale). La réduction des sulfates par les bactéries (redox), permet d'obtenir une mole de  $H_2S$  pour chaque mole de  $HCO_3^-$  (Equation 9). Le  $H_2S$  est caractérisé par une odeur fétide, décrite précédemment dans le Puits 4 et le piézomètre Cab 6prof. **Les teneurs en  $H_2S$  peuvent donc être un indicateur de l'importance de la sulfato-réduction se produisant dans l'aquifère** (De Montety, 2008).



Le  $H_2S$  peut précipiter sous forme de polysulfure de fer ( $FeS_2$ ) en présence d'oxydes de fer. La précipitation de  $FeS_2$  est reconnue sur le terrain par la présence de dépôts noirs (De Montety, 2008d'après plusieurs auteurs).

Entre autre, un rapport  $Ca^{2+}/Na^+$  plus élevé dans la nappe que dans les pôles de mélange, et particulièrement pour le Puits 4 est présenté dans la Fig. V.10. En outre, la relation entre l'index de saturation de la calcite et le  $Cl^-$  est exposé dans la Fig. V.11. Les eaux des puits 2 et 3, les eaux du canal de Monlong et du Vaccarès sont proches de l'équilibre théorique (IS proche de 0). En revanche pour le puits 4 les eaux sont fortement sursaturées. Si cette sursaturation est effective, elle traduit très probablement un dégazage de  $CO_2$  dans l'ouvrage par mise en contact d'une eau anoxique et chargée en  $CO_2$  avec l'atmosphère. En effet, lors des pompages sur ce puits, il a été constaté des processus de réduction assez marquées avec des eaux noires et de fortes odeurs de sulfure. Ces conditions témoignant de conditions semi captives ou captives, d'écoulement très lents, et de présence de matière organique fossile. **Ces eaux sont, très probablement, fortement chargées en  $CO_2$  et au contact de l'atmosphère située dans le puits au dessus du niveau piézométrique, ce gaz s'échappe conduisant à un index de saturation positif.**

**L'enrichissement de  $Ca^{2+}$  (Fig. V.10), et de  $HCO_3^-$  (Tableau V.2), ainsi que la perte de  $SO_4$  (Fig. V.9) dans le Puits 4 indiquent la présence d'un environnement anoxique et des processus redox, qui pourrait être associé à un flux très lent.**

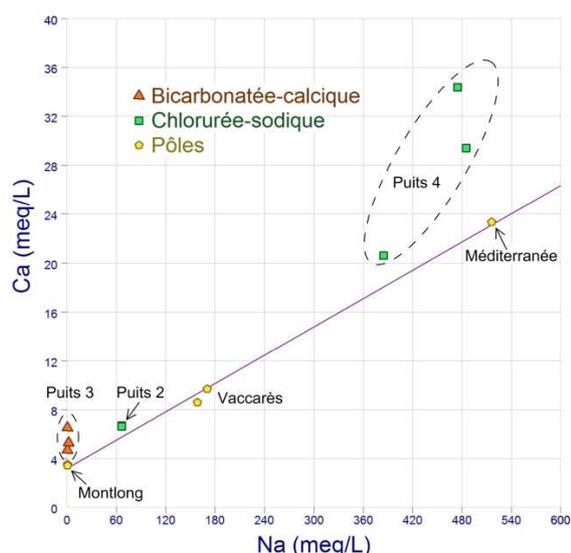


Fig. V.10 Relation entre  $\text{Ca}^{2+}$  et le  $\text{Na}^+$  des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée)

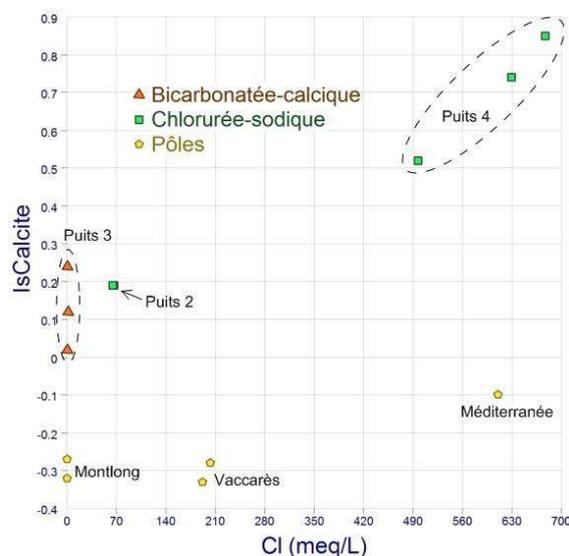


Fig. V.11 Relation entre l'index de saturation de la calcite et le  $\text{Cl}^-$  des puits et pôles de mélange (Montlong, Vaccarès et Méditerranée)

## 2.2. Contribution des isotopes stables et radioactifs de l'eau ( $^{18}\text{O}$ , $^2\text{H}$ et $^3\text{H}$ )

### 2.2.1. Généralités (D'après Kruse et Mas-Pla, 2009)

Les isotopes stables de la molécule d'eau ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) et l'isotope radioactif de l'hydrogène ( $^3\text{H}$ , ou tritium) sont largement utilisés en hydrogéologie pour l'étude de la salinisation des eaux souterraines. Ils sont considérés comme des traceurs indirects, car ils donnent des indications sur l'origine de l'eau. Les isotopes stables peuvent aussi donner des indications sur la salinité de l'eau s'ils sont couplés à la chimie. De même, ils peuvent conserver les traces de certains processus qui induisent une salinisation, notamment l'évaporation (Kloppmann et al., 2011, Clark et Fritz, 2000).

Les eaux continentales non évaporées présentent des valeurs de  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  plus au moins appauvries par rapport aux eaux marines, en fonction de l'altitude de la recharge et de l'effet continental conditionnée par la température. Les valeurs de l'eau de mer se trouvent autour de 0‰ pour chaque isotope, cette valeur correspond au standard de référence choisi arbitrairement. Ainsi, la différence dans la composition isotopique des pôles qui existent pour un système côtier (précipitation et eau de mer) permet de reconnaître l'origine des eaux et de caractériser leur mélange. La présence de tritium dans l'eau souterraine des zones littorales dépend du temps de transit des eaux continentales depuis les zones de recharge jusqu'à la cote.

### 2.2.2. Analyse des données isotopes stables ( $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ )

La zone d'étude est caractérisée par l'existence de deux pôles à forts contrastes : l'étang de Vaccarès, avec une composition isotopique proche de la mer, et le canal de Montlong, qui provient du Rhône (Fig. V.12). Afin d'approfondir l'interprétation de l'origine des eaux dans l'aquifère, l'eau d'une des rizières (celle placée près du Puits 2) a été analysée. Les données isotopiques de la Méditerranée obtenue par De Montety, (2008) en juin du 2006 ont également été prises en compte dans cette analyse.

La droite météorique locale de la Méditerranée occidentale a été définie grâce aux données collectées au réseau U.A.P.V (Celle, 2000). Ce réseau est constitué de 10 stations distribuées entre la France, l'Espagne et la Tunisie. La Droite Météorique Mondiale (DMM ;  $\delta^2\text{H} = 8. \delta^{18}\text{O} + 10$ ) et la Droite Météorique Locale de la Méditerranée occidentale (DML ;  $\delta^2\text{H} = 7,4. \delta^{18}\text{O} + 8,1$ ) sont montrées dans la Fig. V.12. Les moyennes des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  sont exposées dans le Tableau V.4.

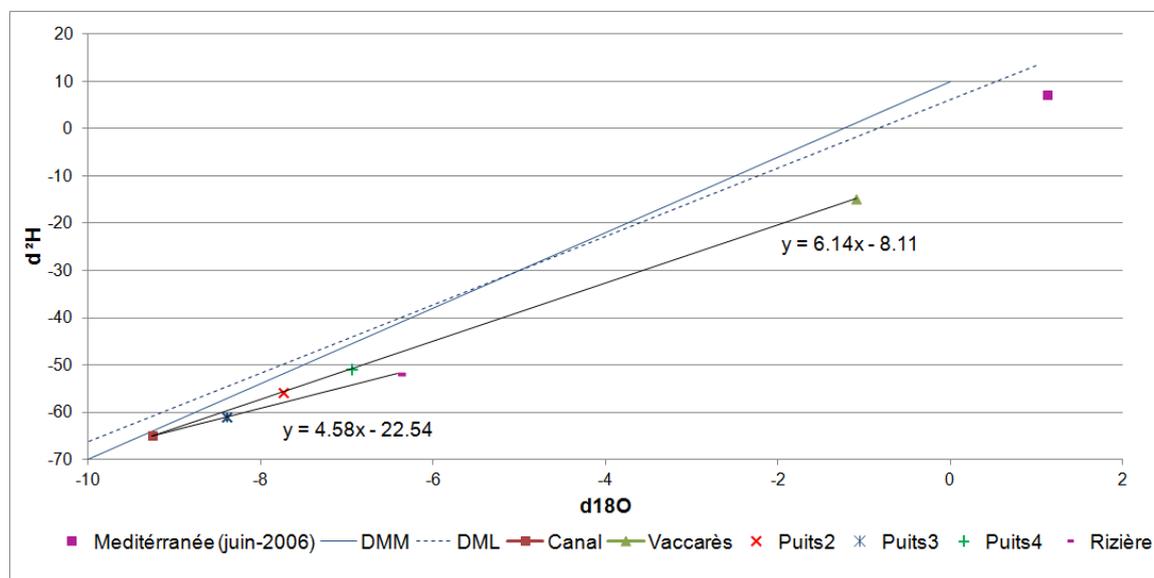


Fig. V.12 Moyennes de la relation entre  $d^2\text{H}$  et  $d^{18}\text{O}$  de l'aquifère le Montlong, le Vaccarès, une Rizière et la Méditerranée. Les moyennes ont été obtenues entre mai-2012, décembre-2012 et janvier-2013

En première approche, la composition isotopique du canal de Montlong reste sur la DMM, et reflète la recharge alpine du Rhône (source du canal de Montlong). De plus, l'eau des rizières présente une composition isotopique différente de l'eau du canal et décalée à droite par rapport à la DMM et la droite locale. La composition isotopique de l'eau des rizières qui provient du canal de Montlong, semble donc correspondre à un faciès évaporé.

La composition isotopique des trois puits analysés se trouve entre les pôles Vaccarès, Montlong et l'eau des rizières. Les droites de mélange Montlong/Vaccarès et Montlong/Rizière (qui est aussi une droite d'évaporation) ont été définies. Les équations correspondantes sont les suivantes :

$$\text{Montlong/Vaccarès} \quad y = 6,14x - 8,11$$

$$\text{Montlong/Rizière} \quad y = 4,58x - 22,54$$

La droite Montlong/Rizière présente une pente inférieure à six ( $<6$ ), ce qui confirme que l'eau des rizières est une eau évaporée. La droite Montlong/Rizière correspond à une droite d'évaporation. La signature isotopique du Vaccarès est légèrement déviée par rapport à la Méditerranée, suggérant une influence de l'évaporation. La nappe, en revanche, ne paraît pas directement influencée par la Méditerranée.

**La moyenne isotopique du Puits 3 se trouve sur la droite d'évaporation Montlong/Rizière, indiquant que l'eau de ce point de mesure est composée du mélange entre ces deux pôles, ce qui paraît logique compte tenu de sa position. La proportion Montlong/Rizière est de 70% Montlong et 30% Rizières, soit une contribution plus importante des eaux du canal.**

Tableau V.4 Teneurs moyennes de  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  pour l'eau souterraines et les eaux superficielles

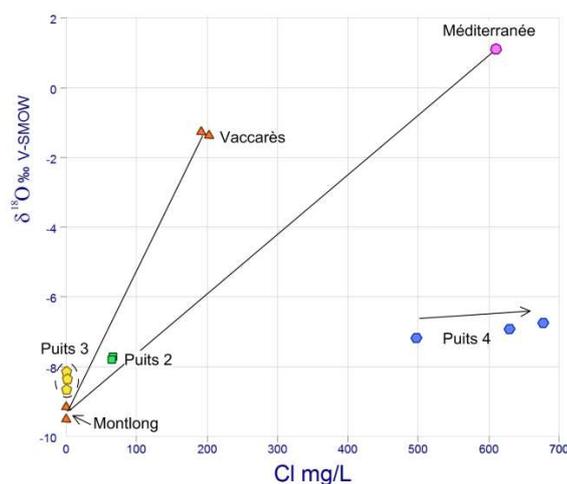
Nom	Date	$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$	Moyennes	
				$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$
Vaccarès	03/05/2012	-0,62	-10,28	<b>-1,09</b>	<b>-14,80</b>
	12/12/2012	-1,27	-16,43		
	16/01/2013	-1,37	-17,69		
Puits2	03/05/2012	-7,69	-55,12	<b>-7,73</b>	<b>-56,04</b>
	12/12/2012	-7,71	-57,00		
	16/01/2013	-7,80	-56,01		
Puits4	21/03/2012	-6,75	-48,35	<b>-6,93</b>	<b>-50,91</b>
	03/05/2012	-6,88	-50,81		
	12/12/2012	-7,18	-51,24		
	16/01/2013	-6,92	-53,26		
Canal	03/05/2012	-9,09	-63,80	<b>-9,26</b>	<b>-64,96</b>
	12/12/2012	-9,17	-65,34		
	16/01/2013	-9,51	-65,75		
Puits3	29/03/2012	-8,14	-58,13	<b>-8,38</b>	<b>-61,15</b>
	12/12/2012	-8,66	-63,47		
	16/01/2013	-8,35	-61,85		
Rizière	03/05/2012	-6,40	-51,89	<b>-6,40</b>	<b>-51,89</b>

En ce qui concerne les Puits 2 et Puits 4, ils sont placés sur la droite de mélange Montlong/Vaccarès, suggérant ainsi que la source de ces puits provient du mélange entre ces deux pôles. La proportion théorique de mélange Montlong/Vaccarès pour chaque puits est exposé dans le Tableau V.5. A la date des mesures, les deux puits présenteraient des proportions de plus de 70% provenant du Vaccarès. Si cette observation semble cohérente pour le Puits 2, elle est plus surprenante pour le Puits 4 compte tenu de sa situation géographique. Par ailleurs, l'analyse chimique de l'eau du Puits 4 ne valide pas cette observation. Sa position, par hasard sur la droite de mélange Montlong/Vaccarès pourrait être due à une légère évaporation de l'eau infiltrée ou directement sur la nappe.

Tableau V.5 Proportion de mélange Montlong/Vaccarès pour le Puits 2 et Puits 4

	Montlong	Vaccarès
<b>Puits 2</b>	78%	22%
<b>Puits 4</b>	70%	30%

Pour déterminer l'origine exacte de la composition isotopique du Puits 4 la relation  $\delta^{18}\text{O}/\text{Cl}^-$  a été utilisée (Fig. V.13). L'étude combinée des ions conservatifs et des teneurs en  $^{18}\text{O}$  est un outil performant pour qualifier, voir quantifier, les mélanges d'eaux de minéralisations différentes et permet donc de remonter à l'origine de la salinité (Fedrigoni et al., 2001). Le graphique  $\delta^{18}\text{O}/\text{Cl}^-$  montre que les teneurs en  $^{18}\text{O}$  restent relativement constantes (entre -6,74 et -7,18) tandis que la teneur en  $\text{Cl}^-$  varie considérablement (490-690 meq/L). Cette relation permet de rejeter l'hypothèse d'une influence de l'étang de Vaccarès.

Fig. V.13 Relation d' $^{18}\text{O}/\text{Cl}^-$  pour les points de mesure

Ce graphique couplé au diagramme  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  suggère que **les teneurs en chlorures, observées dans les eaux du Puits 4, résultent de l'action conjuguée de la dissolution de sels et de la concentration par évaporation**. Le sel provient de l'apport des embruns marins ou de dépôts liés à l'évaporation.

Le Puits 4 ne semble donc pas recevoir beaucoup d'eau en provenance des rizières ou de la pluie, ce qui témoigne d'une circulation très lente dans la zone du marais comparé au reste de l'aquifère.

Contrairement au Puits 4, le Puits 3 présente une variation de l'Oxygène 18 durant la période d'étude, tandis que le chlorure ne varie pas. Cette variation peut indiquer **l'existence d'une recharge du canal vers la nappe, quand l'irrigation des rizières n'est pas active**.

### 2.2.3. Analyse des données de l'isotope radioactif ( $^3\text{H}$ )

Du tritium a été détecté dans tous les échantillons prélevés. Le prélèvement a été fait en dehors de la période d'irrigation entre décembre-2012 et janvier-2013. Les teneurs en tritium sont exposés dans le Tableau V.6.

Tableau V.6 Teneurs en tritium dans la zone d'étude pour décembre-2012 et janvier-2013

Nom	Date de Prélèvement	Activité en UT	Erreur $\pm$ en UT
<b>Vaccarès</b>	12/12/2012	32	1
	16/01/2013	35,5	0,9
<b>Puits 2</b>	12/12/2012	20,4	0,8
	16/01/2013	21,7	0,9
<b>Puits 3</b>	12/12/2012	28,7	0,7
	16/01/2013	28,2	0,7
<b>Puits 4</b>	12/12/2012	7,3	0,6
	16/01/2013	3,4	0,4
<b>Montlong</b>	12/12/2012	12,9	0,6
	16/01/2013	15,5	0,9

L'étang de Vaccarès présente les valeurs en tritium les plus importantes (33 UT), suivi du Puits 3 (28 UT) et Puits 2 (20 UT). Les teneurs les plus faibles sont présentes dans le Puits 4 (3-7 UT). Le canal de Montlong présente des valeurs de tritium autour de 13 UT.

La différence entre les teneurs du Montlong et le Puits 3 pourrait indiquer que durant le prélèvement, le pompage a fait appel aux eaux plus anciennes, par rapport aux teneurs actuelles du canal de Montlong, ou plus profondes. Cette hypothèse est proposée car en 2006, l'eau du Rhône (en Camargue) présente une valeur en tritium de 43 UT (De Montety, 2008), et il est maintenant admis qu'en dehors de zones d'influences anthropiques (centrales nucléaires, par exemple) les teneurs en tritium dans les précipitations sont revenues à des valeurs proches des teneurs naturelles (Argiriou et Lykoudis, 2006 ; Kaufman et al., 2003 ; Stewart, 2012). Il est donc possible de conclure que **les faibles valeurs de tritium trouvées au Puits 4 (3-7 UT), proviennent des précipitations**. Par conséquent, la zone de marais semble essentiellement être rechargée par les précipitations pendant l'hiver.

## Conclusion

La Camargue est caractérisée par une altitude très basse liée à sa situation littorale deltaïque. De ce fait la nappe est proche de la surface. La topographie est extrêmement plane et les profils piézométriques aussi. De même, les fortes températures, caractéristiques du climat méditerranéen, affectent fortement les eaux de la nappe. La salinité de la nappe en Camargue est due d'une part à l'influence du Vaccarès et d'une autre part à l'action de l'évapotranspiration, mais aussi elle peut être apportée par l'héritage (salinité) de l'environnement de sédimentation.

Cette étude a été utilisée comme support de l'étude hydrodynamique pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère. Deux zones de l'aquifère superficiel ont été hydrochimiquement distinguées : la zone centrale du bourrelet alluvial et ses parties latérales (Tableau V.7).

Tableau V.7 Résumé de l'identification hydrochimique des eaux souterraines et superficielles

Zone	Situation	Faciès hydrochimique	CE
<b>Bourrelet</b>	centre	Bicarbonaté- calcique	≈ 800 μS/cm
<b>Zones basses</b>	Nord et Sud	Chloruré-sodique	8-50 mS/cm
<b>Vaccarès</b>	extrême Sud	Chloruré-sodique	25 mS/cm
<b>Montlong</b>	centre	Bicarbonaté- calcique	≈ 400 μS/cm

Les faciès hydrochimiques de la zone d'étude sont en relation directe avec la topographie et la lithologie. Ainsi, les eaux bicarbonaté-calciques, avec les valeurs en conductivité électrique les plus basses, sont localisées dans les parties les plus élevées au sein du bourrelet alluvial. Par ailleurs, les eaux chloruré-sodiques, avec des teneurs en conductivité qui varient entre 8 et 50 mS/cm, sont situées dans les parties latérales du bourrelet alluvial. L'eau chloruré-sodique est considérée saumâtre.

La descente de la conductivité électrique de l'eau observée à fur et à mesure que la période d'irrigation avance, met en évidence l'apport d'eau d'irrigation dans le système. Cet apport a été également confirmé par l'étude chimique et isotopique. L'eau d'irrigation contribue fortement

donc à la désalinisation de l'aquifère pendant la période estivale. Quand la mise en eau par irrigation est terminée, la conductivité électrique de l'eau remonte aussitôt. L'irrigation protège donc l'aquifère superficiel d'une forte salinisation de l'eau souterraine.

Cependant, l'eau du canal apporte aussi de l'eau au système, une fois l'irrigation arrêtée. La minéralisation de l'eau souterraine au bourrelet et sa teneur en tritium suggèrent que l'écoulement horizontal est lent et qu'au moment d'un pompage, la nappe fait appel à des eaux plus anciennes. L'eau du bourrelet alluvial est un mélange entre l'eau du canal et l'eau des rizières. Cette affirmation est confirmée par l'étude isotopique.

Vers la partie Sud, en contact avec le Vaccarès, l'étude de la conductivité de l'eau souterraine confirme la pénétration d'eau de l'étang dans la nappe. Cette affirmation a été vérifiée par l'étude des isotopes stables : le Puits 2 se trouve sur la droite de mélange entre le pôle du Vaccarès et le pôle du canal. Cette intrusion d'eau de l'étang n'est pas très profonde, probablement à cause du caractère peu perméable de la couche d'argile. Le contact eau douce (irrigation)/eau saumâtre (aquifère) est observé principalement dans la couche d'argile.

Les zones les plus salées en profondeur sont celles avoisinant ou à l'intérieur du marais (cas du Puits 4 et Cab 6). Celui-ci est au-dessous du niveau de la mer, et donc les eaux ont tendance à s'accumuler dans ce type de zone dépressionnaire. De plus, l'action de l'évapotranspiration joue un rôle significatif dans l'abaissement du niveau de la nappe (voir chapitre IV) et aussi dans la formation des sels (évaporites) à la surface du sol. Les fortes températures pendant la période estivale favorisent la remontée d'eau souterraine par capillarité et une évaporation postérieure. Par le fait, les précipitations ou l'irrigation diluent ces sels accumulés et descendent à la nappe où elle est concentrée à cause du faible écoulement souterrain. Ces résultats apportent une contribution à l'étude de l'effet endoréique dans les parcelles sèches de la zone d'étude.

La conductivité électrique constante de la nappe vers le marais indique que probablement vers ce secteur il n'y a pas d'apport d'eau douce par irrigation ou le canal, c'est-à-dire qu'il n'existe pas de connexion hydrique, ou elle est tellement faible que l'eau infiltrée n'arrive pas à diluer le sel du système, par l'action du lessivage.

L'étude des isotopes stables met en évidence une relative stagnation de l'eau de pluie au niveau du marais (Puits 4). Cette stagnation permet la formation des bactéries et ensuite la formation de  $H_2S$  et de  $FeS_2$ , observés sur le terrain. La forte minéralisation dans cette zone provient probablement de trois sources : une concentration de sel par évaporation et sa postérieure dilution et/ou une salinisation ancienne liée à l'environnement d'origine. En aucun cas cette minéralisation n'est liée à un apport du Vaccarès actuel.

### 3. Synthèse du fonctionnement hydrogéologique

Le comportement du niveau piézométrique dans la zone d'étude est très variable à cause des caractéristiques propres de l'aquifère superficiel :

- D'une part, ce système aquifère présente une forte hétérogénéité lithologique spatiale, apportant à l'aquifère de forts changements de perméabilité sur de courtes distances, notamment dans l'axe Nord-Sud mais aussi verticalement. Cette hétérogénéité permet la présence, au même temps, d'une nappe captive et d'une nappe libre dans la zone d'étude.
- D'une autre part, la proximité de la nappe à la surface la rend très vulnérable aux facteurs externes comme les conditions aux limites et les conditions climatiques.

L'étude hydrogéologique de l'aquifère a permis d'identifier les zones de recharge et les zones de flux sortants et les phénomènes qui leur sont associés. Ainsi, les zones de recharge de l'aquifère superficiel sont les rizières et les limites du canal de Montlong. Cependant, les apports d'eau pendant l'irrigation sont beaucoup plus importants que ceux du canal, à cause de la texture du lit du canal de Montlong (matériel limono-argileux). L'irrigation permet de remonter considérablement le niveau piézométrique de la nappe (de plus de 1 m par rapport au niveau base dans les parcelles irriguées et autour de 20 cm dans les périphéries des rizières). L'irrigation pénètre donc dans l'aquifère, traversant les couches, et apportant de l'eau à la nappe. Cette affirmation est soutenue par la diminution de la conductivité électrique de l'eau, ainsi que par la diminution de la minéralisation de l'eau souterraine pendant cette période. L'irrigation est le phénomène le plus impactant pour la nappe car elle masque tous les autres phénomènes locaux.

Malgré la hétérogénéité lithologique de l'aquifère, la connexion hydraulique entre les différents sédiments est présente dans la zone d'étude, ce qui permet la recharge de la nappe par l'eau d'irrigation, en printemps et en été, et par l'eau du canal, en automne et en hiver. Cependant, le manque de variation isotopique ( $^{18}\text{O}/\text{Cl}$ ), les faibles valeurs du tritium trouvées vers la zone du marais et aussi, la différence des teneurs en tritium entre les eaux superficielles et les eaux souterraines mettent en évidence un écoulement très lent et l'apport des précipitations dans la zone du marais. Ceci s'explique par le faible gradient piézométrique général.

L'évapotranspiration est un phénomène important dans les variations des flux sortants. La zone qui présente le plus fort indice d'impact de ce phénomène est la zone du marais, suivi par les parcelles sèches ou non irriguées, principalement situées en périphérie du marais. La piézométrie des parcelles non irriguées, situées au Nord de la zone d'étude, diminuent considérablement par l'effet de l'évapotranspiration (jusqu'à 1,5 m au dessous du niveau de la mer). Cette chute crée un fort gradient piézométrique avec les parcelles voisines concentrent ainsi le flux d'eau souterraine et en conséquence la remontée par capillarité dans les parcelles non irriguées. De cette manière, sous l'effet de l'évapotranspiration et le Mistral, le sel est accumulé, générant un effet endoréique localisée, saisonnier mais très important dans la zone d'étude.

Le sel accumulé pendant la période estivale reste immobile à cause du très faible gradient hydraulique de la zone. La seule possibilité de mouvement est dans le sens vertical grâce à la pression d'eau d'irrigation.

La corrélation entre la diminution du niveau piézométrique, la forte conductivité électrique des eaux (de l'ordre de 50 mS/cm, beaucoup plus élevée que celle de l'étang de Vaccarès), des traces

d'halite (sels) dans la surface du sol pendant la période estivale, et l'origine secondaire du Br<sup>-</sup>, les fortes concentrations du Cl<sup>-</sup>, soutiennent cette affirmation.

Par ailleurs, le Vaccarès sert comme niveau de base de la piézométrie vers le Sud de la zone d'étude. Les variations de ce corps d'eau affectent la nappe voisine, à travers d'un décalage des ondes. L'étude des isotopes stables et de la conductivité électrique ont mis en évidence l'apport d'eau du Vaccarès vers l'aquifère. Cependant, cet apport reste limité car son impact sur la nappe est probablement autour de 30 m selon un axe horizontal. La cote du Vaccarès est probablement un exutoire de la nappe locale.

Les débits sortants et entrants du système aquifère restent inconnus, car il n'y a pas information suffisante pour un calcul idoine. Basé sur le modèle structural et sur l'identification de ces processus ont permis la construction d'un modèle conceptuel de l'aquifère (Fig. V.14). Ce modèle conceptuel sert de base pour la construction d'un modèle mathématique 3D du fonctionnement hydrogéologique du système. Le modèle conceptuel est représenté en deux saisons : la période d'irrigation et hors période d'irrigation (Fig. V.14A et B, respectivement). Vu la lente circulation dans le système et le faible apport des précipitations, elles sont négligées dans ce modèle.

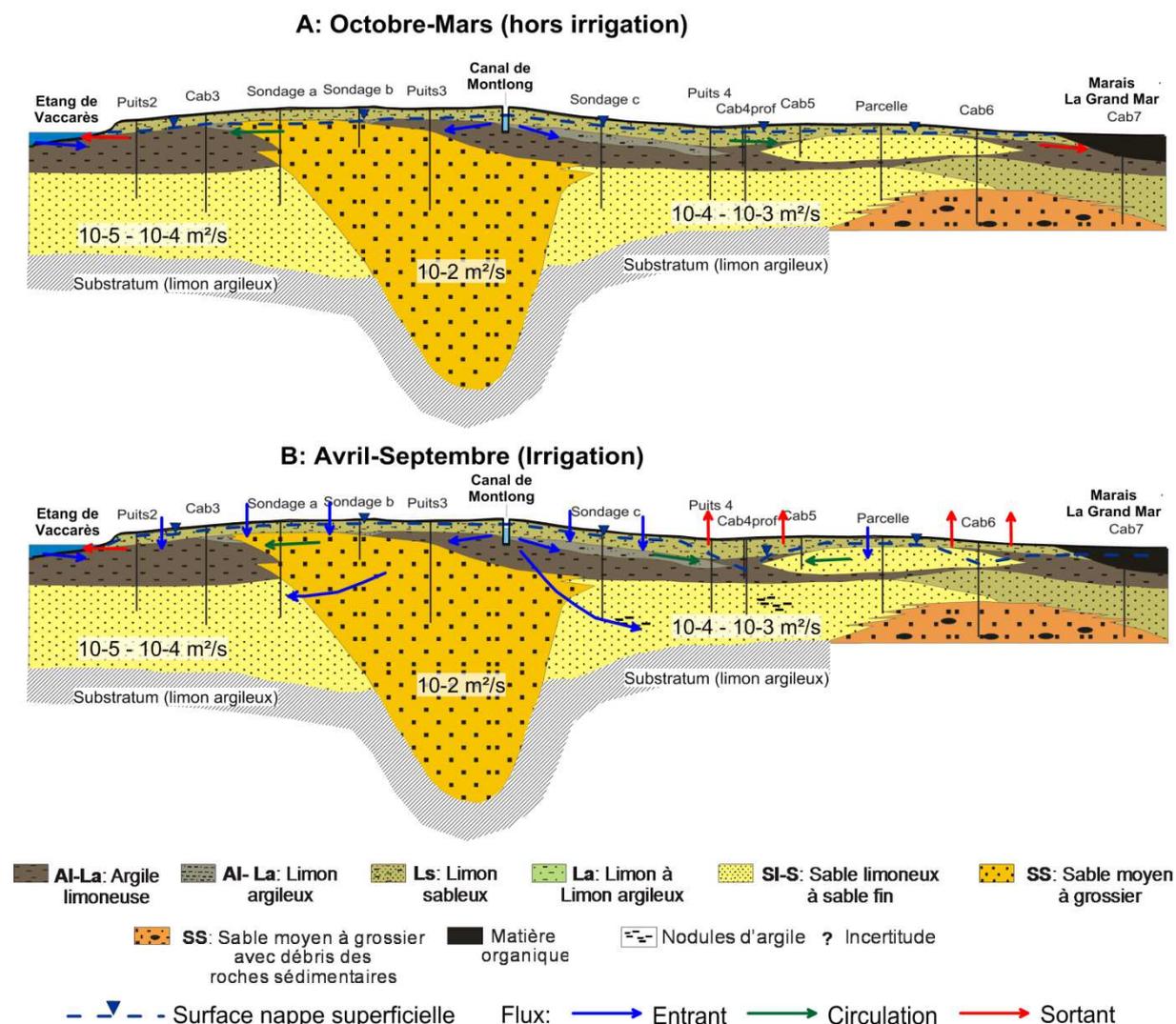


Fig. V.14 Modèle conceptuel saisonnier de l'aquifère superficiel. A) Hors période d'irrigation, B) En période d'irrigation



# Chapitre VI . MODELISATION NUMERIQUE DE L'AQUIFERE

---

## Introduction

L'étude du système aquifère conduit à la connaissance d'un certain nombre de processus actifs dans la zone étudiée et à la formalisation mathématique de ces processus et des paramètres caractérisant le milieu. La combinaison de ces informations constitue un modèle conceptuel. Si ce modèle est traduit en un algorithme de calcul, il est alors possible de simuler la réalité de terrain et de mesurer l'écart entre la simulation et la réalité. La comparaison entre les résultats du calcul et la réalité permet comprendre le fonctionnement du système hydrogéologique.

Les modèles d'écoulement des eaux souterraines sont utilisés pour tester ou raffiner les différents modèles conceptuels, estimer les paramètres hydrauliques, et le plus important, pour la gestion des ressources d'eau et la prédiction de la réponse de l'aquifère aux changements des conditions aux limites (dues à la modification de la gestion anthropique de l'eau ou aux changements climatiques) (El Yaouti et al., 2008). En effet, la construction d'un modèle mathématique est la base pour une juste prédiction future (Domenico et Schwartz, 1998 ; Rojas et al., 2010).

Christin, (2008) présente une synthèse, d'après plusieurs auteurs, pour définir les cinq étapes principales pour la construction d'un modèle :

1. Collecter et analyser les données disponibles sur l'hydrosystème
2. Développer une représentation de la réalité qui décrit ses caractéristiques importantes, sous forme systémique, afin d'aboutir au modèle conceptuel
3. Traduire le fonctionnement obtenu en code informatique au travers, la plupart du temps, d'équations mathématiques
4. Calibrer le modèle mathématique (code) en ajustant les paramètres sur une partie de la série historique de données pour obtenir le modèle, qui sera alors spécifique au site d'étude
5. Valider le modèle sur le reste de la série historique de données et vérifier si le comportement du modèle se rapproche bien de la réalité.

La validation du modèle est un processus et non un résultat final. Le processus de validation d'un modèle n'assure pas sa bonne prédiction ou qualité. Cependant, il sert à protéger des éventuels modèles défectueux ou insuffisamment développés et testés (Hassan, 2004).

Les chapitres précédents ont exposé l'analyse des différentes données récupérées sur le terrain entre l'année 2009 et l'année 2012. Ces données ont mis en évidence la structure de l'aquifère, ses limites, ainsi que les différents processus hydrogéologiques qui ont lieu dans l'aquifère superficiel. La caractérisation de cet aquifère a permis la construction d'un modèle hydrogéologique conceptuel du système. Afin de confirmer les hypothèses sur le fonctionnement actuel de l'aquifère et de prévoir les conséquences de certains événements qui pourront être

présentes dans un futur proche, il a été nécessaire de construire un modèle numérique 3D du système actuel.

Dans le but d'accomplir cette partie du travail deux approches ont été suivies :

1. Construction et calibration du modèle en régime permanent et en régime transitoire
2. Confrontation entre le modèle numérique et les processus hydrogéologiques identifiés

## 1. Construction et calibration du modèle

Le modèle 3D d'eau souterrain de l'aquifère superficiel au Mas de Cabassole a été créé en utilisant le logiciel MODFLOW (Modulaire des différences finies pour résoudre des problèmes de modélisation de flux de l'eau souterraine) développé par le U.S. Geological Survey (USGS) (Harbaugh, 2005 ; Harbaugh et al., 2000). Ce logiciel a été conçu dans le but de simuler de caractéristiques communes de systèmes d'eaux souterraines (McDonald et Harbaugh, 1988 ; Harbaugh et McDonald, 1996). Ce software a été compilé dans l'adaptation commerciale de Waterloo Hydrogeologic Inc., appelée Visual MODFLOW, version 2010.1 TRIAL, ce qui a permis la construction de la représentation 3D du modèle. Ce logiciel a été déjà utilisé dans des nombreuses publications (e.g. Rahnema et Zamzam, 2011, Garzón, 2002, Ezzy et al., 2006, Hatipoglu et al., 2009, Sherif et al., 2012, Shi et al., 2010) pour simuler le comportement hydrodynamique et le transport de systèmes aquifères.

La construction du modèle numérique 3D de l'aquifère a été basée sur le modèle conceptuel structural (Torres-Rondon et al., 2013) et le modèle conceptuel hydrogéologique proposé dans le chapitre de caractérisation hydrogéologique.

### 1.1. Bases mathématiques du modèle

#### 1.1.1. Equations régissant les flux de l'eau souterraine

MODFLOW est conçu pour simuler le fonctionnement de systèmes aquifères où (1) les conditions de flux en saturé existent, (2) la loi de Darcy est appliquée, (3) la densité de l'eau souterraine est négligée, et (4) les directions principales de la conductivité hydraulique horizontale ou la transmissivité ne varient pas dans le système (Leake, 1997).

Harbaugh et al., 1 (2000) décrit l'équation différentielle partielle du flux de l'eau souterraine utilisée par MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Équation 10})$$

Où  $K_{xx}$   $K_{yy}$   $K_{zz}$  sont les valeurs de la conductivité hydraulique selon les axes  $x$ ,  $y$  et  $z$ . Les coordonnées sont supposées parallèles au plus grand axe de conductivité hydraulique (L/T) ;  $h$  est la charge hydraulique.  $W$  est un flux volumétrique par unité de volume. Il représente les sources et les pertes d'eau, avec  $W < 0,0$  pour un flux sortant d'eau souterraine du système, et  $W > 0,0$  pour un flux entrant ( $T^{-1}$ ).  $S_s$  est la capacité spécifique de stockage (specific storage) du matériel poreux ( $L^{-1}$ ), et  $t$  est le temps (T).

L'équation 1 a une solution unique dans le temps et l'espace  $h_i(x, y, z, t)$  lorsque cette équation est complétée par : (i) une condition de Dirichlet par rapport au temps, c'est-à-dire que les charges sont connues en tout point du maillage à  $t=0$  ( $h_i(x, y, z, 0)$ ), (ii) des conditions aux limites

géométriques du domaine de calcul (Conditions « aux limites ») (Anderson et Woessner, ). Quand elle est combinée avec les conditions aux limites et les conditions initiales, cette équation décrit le flux souterrain transitoire tridimensionnel dans un milieu hétérogène et anisotrope, à condition que l'axe principal de la conductivité hydraulique soit aligné avec les coordonnées directionnelles.

Le solveur utilisé pour résoudre la matrice de différences finies est le Waterloo Hydrogeological Software (WHS) (van der Vorst et Melissen, 1990). Ce solveur est basé sur le gradient bi-conjugué stabilisé (Bi-CGSTAB), une routine d'accélération des conditions aux limites dans les équations de flux de l'eau souterraine. Le niveau de factorisation utilisé est le niveau 0, qui nécessite moins de mémoire mais une quantité d'interactions beaucoup plus élevée (Garzón, 2002).

### 1.1.2. Equations de transport

La simulation de la distribution spatiale de la salinité dans la zone d'étude a été faite en utilisant le transport de soluté appliqué par le modèle MT3DMS (Zheng et Wang, 1999). L'équation différentielle partielle qui gouverne le transport 3D d'un seul constituant chimique dans l'eau souterraine, en considérant l'advection, la dispersion, les flux sortants/entrants, la sorption et le taux de réaction du premier ordre irréversible est la suivante (Rahnama et Zamzam, 2011 d'après Zheng et Bennett, 1995)

$$R \frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left( D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (v_i C) + \frac{q_s}{\theta} C_s - \lambda \left( C + \frac{\rho_b}{\theta} \bar{C} \right) \quad (\text{Équation 11})$$

Où  $C$  est la concentration dissous ;  $\bar{C}$  est la concentration « absorbée » ;  $t$  est le temps ;  $D_{ij}$  est le tenseur du coefficient de dispersion hydrodynamique ;  $V_i$  la vitesse de l'eau de pore ;  $q_s$  est le taux du flux volumétrique par unité de volume de l'aquifère et il représente le flux sortant ou entrant ;  $C_s$  est la concentration du fluide dans le flux entrant ou sortant,  $\lambda$  est le taux de réaction constante,  $R$  est le facteur de retardement,  $\rho_b$  est la densité apparente du milieu poreux, et  $\theta$  est une porosité.

## 1.2. Données d'entrée

### 1.2.1. Construction de la maille

En surface, le modèle a une extension de 3,15 Km<sup>2</sup>, couvrant tout le Mas de Cabassole depuis l'étang de Vaccarès jusqu'au marais « La Grand Mar ». La structure spatiale du modèle a été construite en se basant sur le modèle structural conceptuel de l'aquifère (Torres-Rondon et al., 2013). Le maillage (la maille c'est le composant du maillage) du modèle est composé de 10788 cellules libres et rectangulaires de différentes tailles et distribuées en 29 colonnes et 62 rangées (Fig. VI.1). La surface des cellules varie de 15,4 m x 11,8 m à 59,1 m x 177,2 m. Les zones basses, très hétérogènes, qui font partie des périphéries du bourrelet alluvial central, ainsi que la zone du canal de Montlong, ont été raffinées encore plus. Le sommet de la première couche du modèle correspond à la topographie du terrain.

Afin de construire une représentation géologique la plus proche de la réalité, il a été nécessaire de définir verticalement le modèle en six couches semi-horizontales (Fig. VI.2). Le domaine d'écoulement a été modélisé comme un système simple, c'est-à-dire que les couches sont continues. Ce choix a été fait car la connectivité de l'aquifère a été mise en évidence par les études hydrogéologiques. Le modèle ne prend en compte que la première couche comme aquifère

libre, les autres couches sont de type captive-libre, selon l'endroit, avec différents valeurs du coefficient d'emménagement et transmissivité. Ces couches ont été discrétisées en quatre unités lithologiques classifiées en huit unités hydrogéologiques (Fig. VI.2) et caractérisées grâce aux essais de pompages et les observations de terrain. En effet, les essais de pompages ont permis d'obtenir les valeurs du coefficient d'emménagement et la transmissivité dans les couches de sable. Les propriétés hydrogéologiques du reste des unités ont été estimées à partir de cette information. La conductivité hydraulique des couches a été considérée comme isotrope et toutes les surfaces ont été interpolées par MODFLOW.

Les unités lithologiques introduites dans le modèle sont :

1. *Sable argileux* : couverture de toutes les unités lithologiques (faciès **Ls**). Elle est caractérisée par le changement de texture du centre de la zone d'étude (près du canal de Montlong), où elle est plus sableuse, vers les zones basses où elle est plus argileuse.
2. *Argile* : cette unité inclut les couches argilo-limoneuses et limono-argileuses (faciès **Al-La**), et la matière organique présente au marais.
3. *Sable fin* : représente les unités composées par sable-limoneux et sable fin (faciès **SI-S**). Elle est placée dans les parties latérales du bourrelet alluvial et la lentille identifiée dans les sondages géologiques Cab5 et Parcelle. Elles ont été différenciées par ces propriétés hydrogéologiques.
4. *Sable grossier* : représentant le faciès **SS** reconnu dans les bourrelets alluviaux.

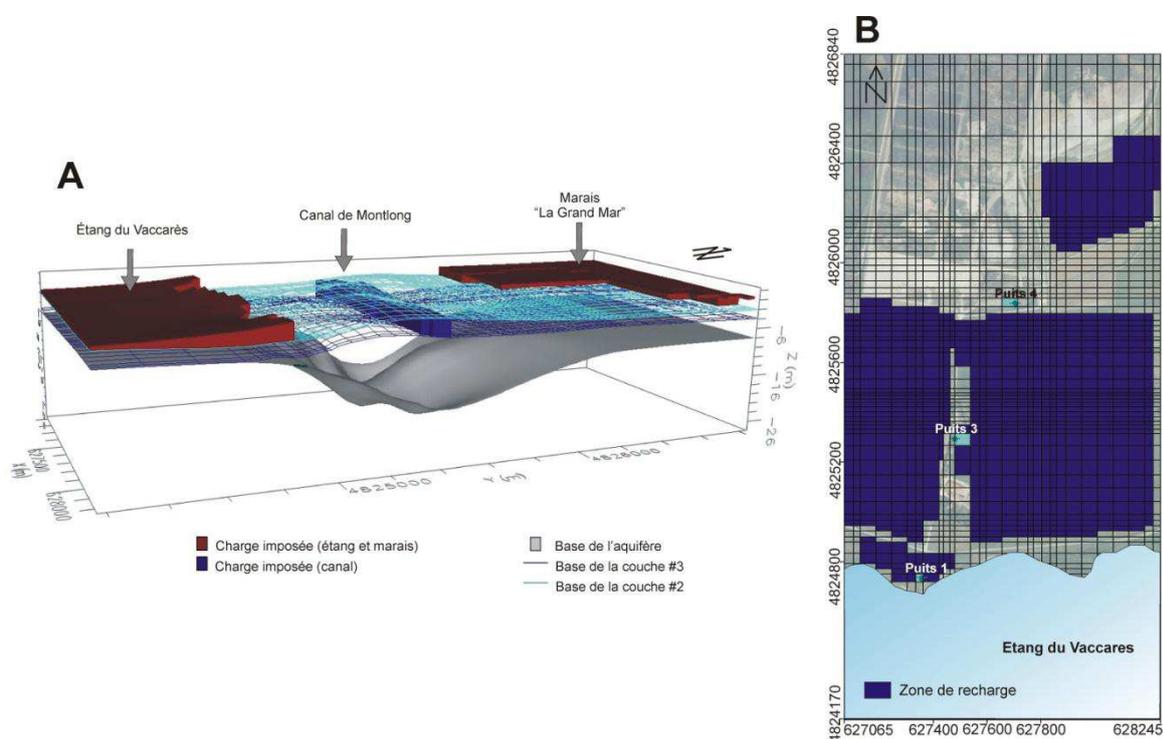


Fig. VI.1 A) Représentation 3D des conditions aux limites (charges et flux imposés). B) Modèle de grille construit pour la discrétisation spatiale de l'aquifère superficiel et zones de recharge du modèle

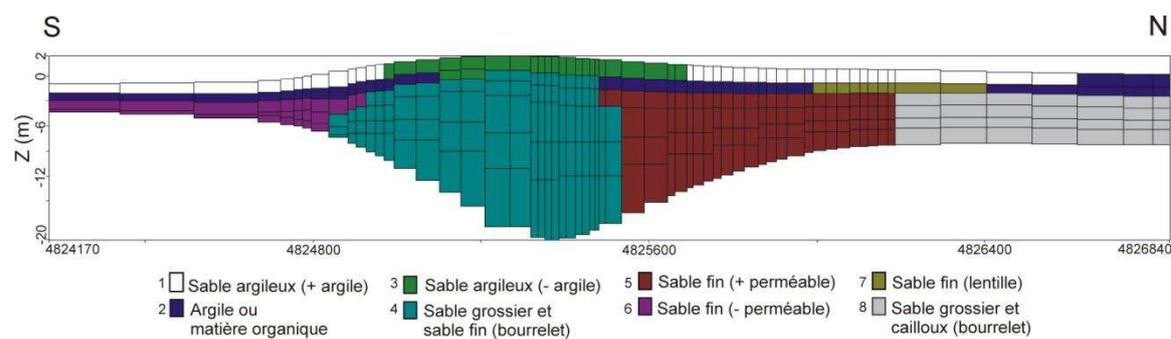


Fig. VI.2 Caractérisation des unités hydrogéologiques et les couches du modèle

La représentation 3D de la structure et les unités lithologiques de l'aquifère identifiées dans le modèle est présentée dans la Fig. VI.3.

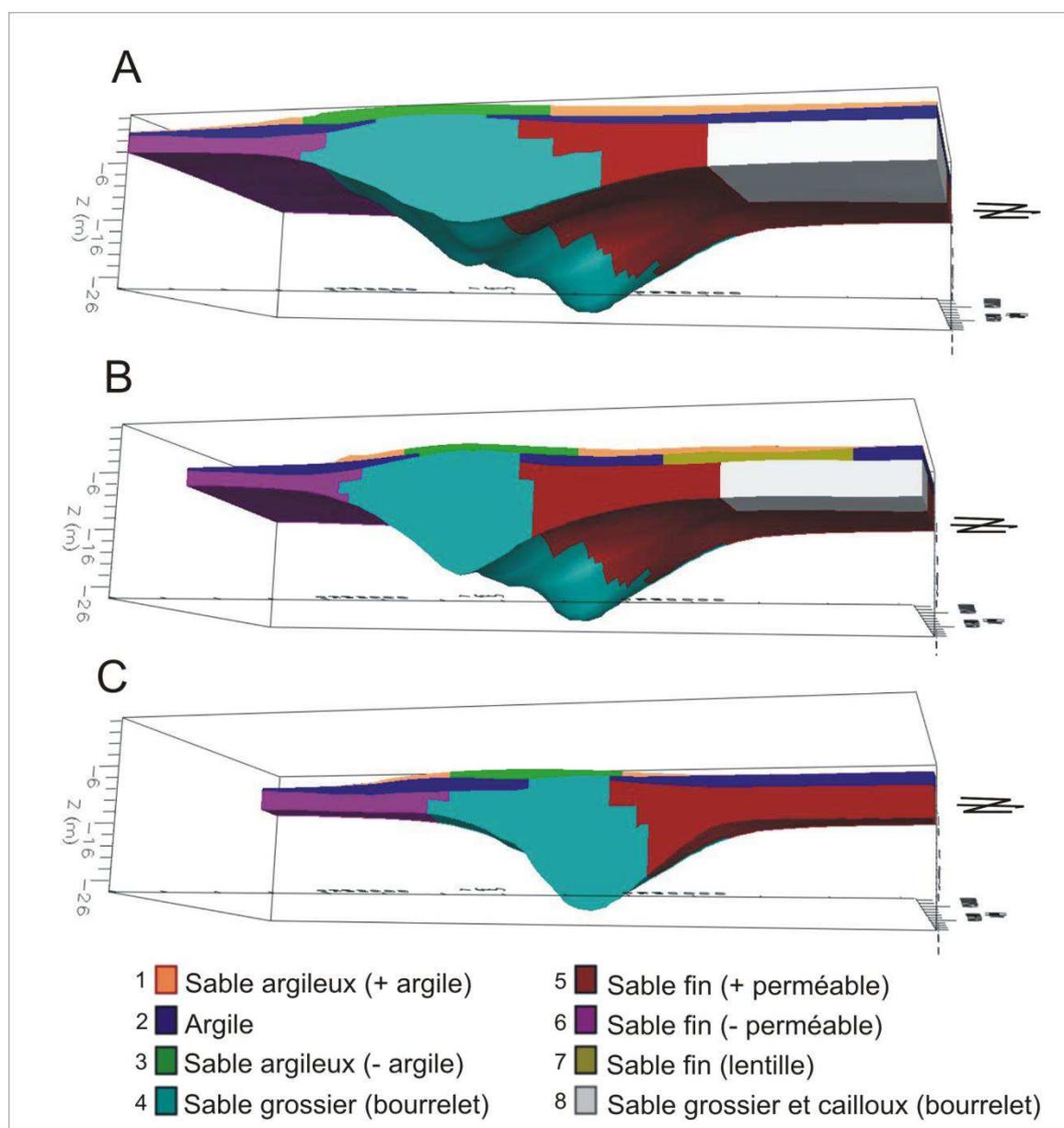


Fig. VI.3 Représentation 3D des unités lithologiques différenciées pour le modèle numérique de l'aquifère superficiel. A) Est, B) centre et C) Ouest

### 1.2.2. Recharge et conditions aux limites

Une fois les unités lithologiques caractérisées et la structure de l'aquifère définie, les conditions aux limites et la recharge de la nappe ont été introduites dans le modèle.

Les conditions aux limites simulées sont : les charges imposées et les flux imposés (entrants et sortants). Les charges imposées du modèle représentent l'étang et le marais ; elles interagissent avec l'aquifère à travers les couches #1 et #2, les couches les plus superficielles (Fig. VI.1A), car dans les zones où elles sont situées la couverture limono-sableuse (couche #1) est très fine ou inexistante.

Par ailleurs, la charge qui représente le canal de Montlong interagit avec le système à travers la couche #3 où se trouve le lit de l'aquifère (Fig. VI.1A). Les zones de l'étang et du marais ont été simulées par le logiciel comme des limites de charge constante (en utilisant l'option Constant Head). Malgré la condition artificielle du système hydrologique et hydrogéologique de la zone d'étude, l'étang et le marais ont un comportement naturel, c'est-à-dire qu'ils présentent des basses eaux en été et des hautes eaux en hiver. Les conditions de flux vers les limites Est et Ouest de l'aquifère n'ont été pas prises en compte, car les mouvements d'eau sont principalement présents dans la direction Nord-Sud.

Du fait de l'aménagement de l'eau du canal (pompage hebdomadaire depuis le Rhône), le comportement hydrodynamique de celui-ci n'est pas naturel et il est inverse à ceux de l'étang et le marais, c'est-à-dire, hautes eaux en été et basses eaux en hiver. Les variations hebdomadaires du canal n'ont pas pu être mesurées, la hauteur d'eau du canal a été estimée par rapport aux mesures mensuelles. L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été considérée comme homogène pour toute la zone d'étude, elle s'étend jusqu'à 2 m de profondeur et varie de façon saisonnière. En raison de la nature de la recharge (par irrigation), les zones de recharge ont été assignées aux parcelles de riz identifiées pour l'année 2009 (Fig. VI.1B).

La recharge a été désignée dans la première couche du modèle. Elle est prise en compte pour une période de 6 mois (Avril- Septembre) et vu l'absence d'information sur la recharge ce paramètre a été estimé selon les observations du terrain. Les précipitations ont été considérées comme négligeables car le déficit entre l'évapotranspiration et les précipitations est élevé dans cette région.

## 1.3. Calibration du modèle

Le modèle a été calibré en faisant deux simulations : l'une en régime permanent et l'autre en régime transitoire. La plupart des paramètres ont été introduits par la méthode d'itérations successives. En utilisant cette méthode les paramètres sont ajustés dans des limites raisonnables d'une simulation à l'autre pour obtenir le meilleur ajustement du modèle (El Yaouti et al., 2008). Cette phase consiste à introduire l'information correspondant pour la caractérisation de l'aquifère.

### 1.3.1. Flux en régime permanent

Pour simuler l'évolution du système dans une période stable et pouvoir observer le comportement de l'aquifère, il a été nécessaire de faire fonctionner le modèle en régime permanent.

Les objectifs de cette simulation sont :

- introduire les valeurs des paramètres hydrogéologiques calculées et estimées pour la construction du modèle,
- observer l'importance de chaque condition aux limites sur le système aquifère,
- observer si le modèle reflète un comportement logique par rapport aux observations du terrain.

La simulation en régime permanent a été menée en utilisant la période comprise entre Mars-2009 et Mars-2010. Du fait de la présence de deux saisons bien marquées liées à la présence ou pas de l'irrigation et pendant lesquelles le niveau piézométrique varie considérablement, il a été nécessaire de simuler en deux scénarios le comportement de la nappe en régime permanent :

- Scénario 1 : représente la période d'irrigation (Avril-Septembre), où une partie des champs sont inondés, une forte ETP est présente et la zone du marais est sèche.
- Scénario 2 : représente la période hors irrigation (Octobre-Mars), où l'ETP est faible et la charge imposée de la zone du marais est présente.

Les niveaux d'eau « constant » de l'étang et du marais (charges imposés) sont estimés à partir de la valeur moyenne des chroniques manuelles (Annexe 3) et des estimations par rapport aux observations de terrain, respectivement. La valeur estimée de l'ETP pour les deux périodes est la valeur la plus forte de chaque période. Les données d'ETP ont été obtenues grâce aux chroniques de la Réserve National Camargue (<http://www.reserve-camargue.org/>). La charge hydraulique utilisée pour la calibration du modèle a été mesurée mensuellement et manuellement pour l'année d'étude. Les données des charges hydrauliques utilisées pour le régime permanent sont des valeurs moyennes pour chaque période de simulation. Les charges hydrauliques utilisées sont dans le Tableau VI.1 et celles des conditions aux limites au Tableau VI.2.

Tableau VI.1 Charges hydrauliques des piézomètres moyennes des chroniques manuelles

Point d'observation	Charge hydraulique ( $\Delta h$ ) (en m)	
	Pendant irrigation	
<b>Puits1</b>	0,95	
<b>Cab1</b>	0,483	
<b>Cab3</b>	0,41	
<b>Cab4</b>	0,187	
<b>Cab4prof</b>	0,061	
<b>Cab5</b>	0,356	
<b>Cab6</b>	0,285	
<b>Cab8</b>	1,5	

Tableau VI.2 Charges hydrauliques des conditions aux limites moyennes des chroniques manuelles

	Hors irrigation	Pendant irrigation
<b>ET</b>	700 mm/an	1800 mm/an
<b>Recharge</b>	0 mm/an	600 mm/an
<b>Vaccarès</b>	0,4 m	0,2 m
<b>Marais</b>	-0,1 m	-

### Résultats du modèle en régime permanent

Du fait de l'absence d'une carte piézométrique dans la zone d'étude pour cette période, seule la comparaison entre la charge hydraulique observée et la charge hydraulique calculée peut rendre une réponse qualitative du modèle en régime permanent (Fig. VI.4). Le coefficient de corrélation pour cette simulation est de 0,632 pour le premier scénario (Fig. VI.4A) et de 0,676 pour le deuxième scénario (Fig. VI.4B), indiquant un accord moyen. Sur certains points, la piézométrie n'a pas pu être simulée, car il existe des processus locaux qui ne peuvent pas être représentés facilement par le modèle en régime permanent, et c'est à cause de ces points que les coefficients de corrélation sont faibles. Cependant, les tendances sur le reste des points d'observations sont respectées.

Si les piézomètres Cab4 et Cab4prof, les plus déviés, sont exclus le coefficient de corrélation devient 0,809 pour le scénario avec irrigation (1) et 0,869 pour le scénario 2.

La piézométrie en régime permanent dans la zone d'étude au niveau de la couche 3 pour les 365 jours et les deux scénarios simulés est montrée sur la Fig. VI.5. Quand l'irrigation n'est pas active dans le modèle, la recharge est faite par le canal (Fig. VI.5B). Les courbes piézométriques sur les deux cartes montrent un déplacement Nord-Sud de l'eau du canal vers le marais et le Vaccarès.

La séparation entre les courbes montre le faible gradient hydraulique de la zone d'étude, spécialement sur le bourrelet alluvial. Ce gradient hydraulique augmente pendant la période d'irrigation (Fig. VI.5A). De la même façon, une pente Est-Ouest est observée sur les courbes piézométriques, reflétant le sens des écoulements du canal. Ces résultats ont un bon accord avec la carte piézométrique faite par le Département d'aménagement du Bouches du Rhône (D.D.A., 1970).

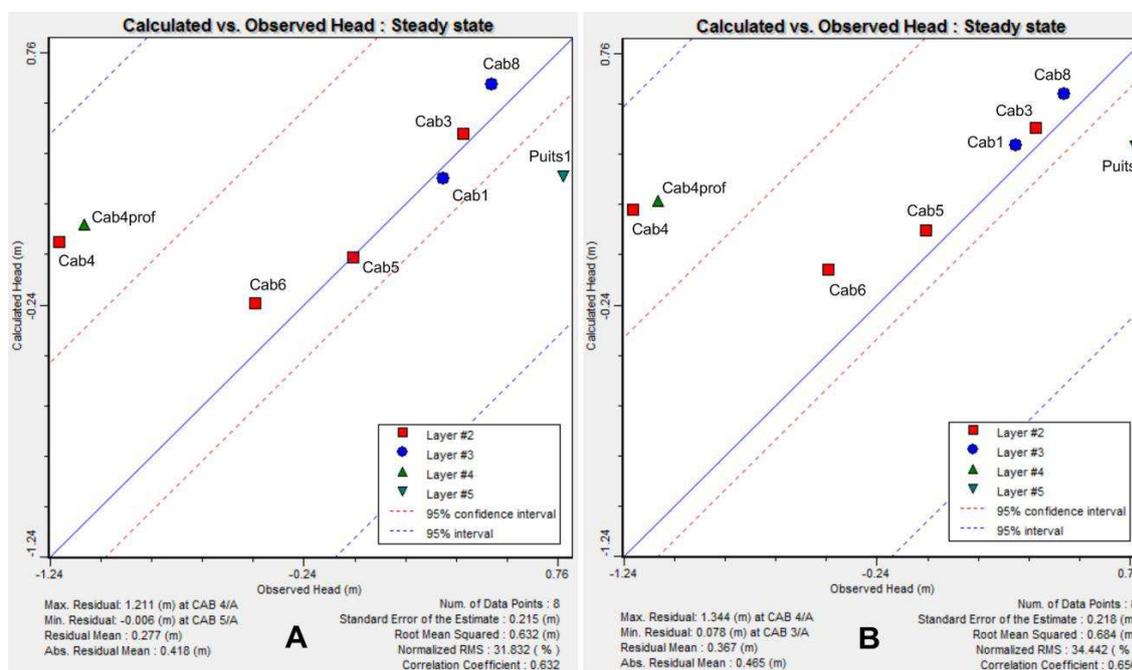


Fig. VI.4 Graphique de la comparaison entre la charge hydraulique calculée et la charge hydraulique observée. A) Pendant la période d'irrigation, B) Hors période d'irrigation

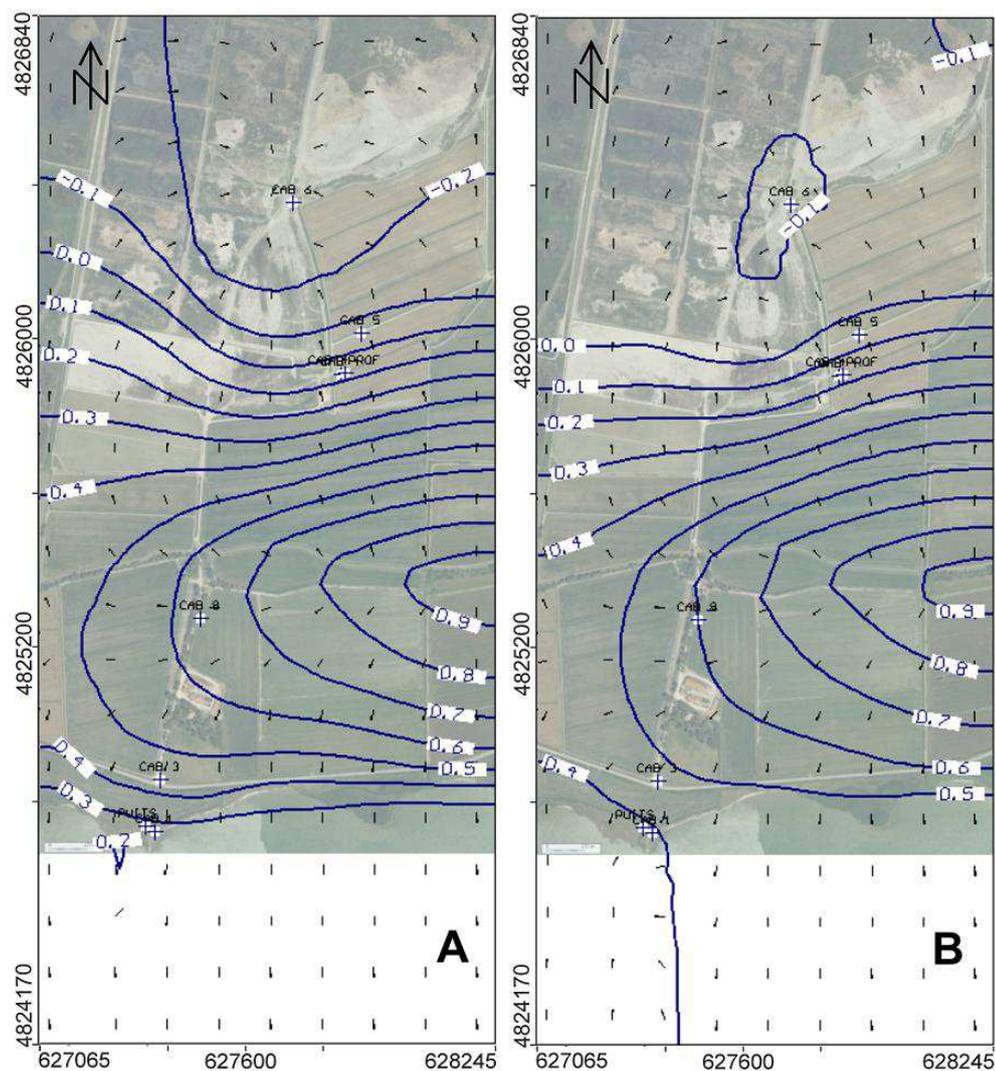


Fig. VI.5 Charge hydraulique du modèle (couche #3) en régime permanent. A) Pendant la période d'irrigation, B) Hors période d'irrigation

### ***Bilan de flux***

Le bilan d'eau en régime permanent a été calculé pour les deux scénarios et exposé dans le Tableau VI.3 (scénario 1) et Tableau VI.4 (scénario 2). La comparaison des bilans met en évidence l'apport important de l'irrigation (représenté par l'option Recharge). Elle est la principale source d'eau du système. Le bilan d'eau permet d'observer qu'il existe des entrées d'eau dans le système à travers le canal principalement mais aussi par le marais dans le scénario 2 (pendant l'hiver). Ce dernier phénomène est mentionné dans Godin, (1990), où il explique que la nappe peut subir une alimentation de la part du marais quand elle est basse. Le flux d'entrée par le marais et le Vaccarès sont faibles au regard du flux total. Les flux sortants reconnus par le modèle sont, par ordre d'importance, l'évapotranspiration, le marais, le Vaccarès et la partie aval du canal. Ce bilan d'eau du modèle en régime permanent est cohérent avec les processus identifiés dans le chapitre caractérisation hydrogéologique, hypothèses et bilans faites dans des investigations précédentes (e.g. Heurteaux, 1969 ; Marinos, 1969 ; D.D.A., 1970 ; Godin, 1990, L'Homer, 1975).

Tableau VI.3 Bilan d'eau du modèle en régime permanent et pendant la période d'irrigation (avec recharge)

	<b>Entrée (m3/jour)</b>	<b>Sortie (m3/jour)</b>
<b>ET</b>	0	2721,50
<b>Recharge</b>	1690,60	0
<b>Vaccarès</b>	1,58	354,93
<b>Marais</b>	0,04	399,24
<b>Montlong</b>	1969,79	185,98
<b>Total</b>	<b>3662,40</b>	<b>3661,70</b>

Tableau VI.4 Bilan d'eau du modèle en régime permanent, hors période d'irrigation (sans recharge)

	<b>Entrée (m3/jour)</b>	<b>Sortie (m3/jour)</b>
<b>ET</b>	0	762,67
<b>Vaccarès</b>	3,27	229,05
<b>Marais</b>	1,54	704,85
<b>Montlong</b>	1828,86	133,52
<b>Total</b>	<b>1833,70</b>	<b>1830,10</b>

### 1.3.2. Flux en régime transitoire

L'étude en régime permanent a montré un accord correct entre les observations de terrain et les résultats des simulations. Ce qui indique que les propriétés du système introduites dans le modèle sont proches de la réalité. Pour cette raison, le modèle en régime permanent a servi de base pour l'étude de la piézométrie en régime transitoire.

La Camargue est une région soumise à une forte activité anthropique, c'est pourquoi l'état « naturel » de la nappe superficielle en régime transitoire est difficile à simuler.

Les objectifs de cette étape sont :

- observer la réaction de la nappe face aux variations des différents paramètres du système, afin de mesurer son inertie ou sa réactivité face aux différents cas,
- observer le comportement hydrodynamique de l'aquifère dans un intervalle de temps déterminé,
- obtenir le comportement actuel du système afin de l'utiliser pour simuler des scénarios futurs.

La durée de la simulation choisie pour étudier le régime transitoire est de 1000 jours. Cette simulation a été faite sur une période aussi longue, malgré le manque des données, afin de permettre la correcte stabilisation du modèle avant de comparer les données mesurées avec les simulations. Ainsi, il a été choisi la première année (365 jours) pour la stabilisation du modèle et ensuite les données ont été comparées sur la deuxième année (à partir du jour 366). Les paramètres ont été introduits pour la première année et ensuite ils ont été répétés pour les deux années restantes.

La base structurale utilisée dans cette simulation est la même que celle utilisée pour la construction du modèle en régime permanent. Les valeurs du coefficient d'emmagasinement (non utilisés pour la simulation en régime permanent) ont été calibrées par la méthode des itérations successives. Les paramètres hydrauliques du modèle ont été calibrés une deuxième fois pendant la simulation en régime transitoire. Les valeurs de la conductivité hydraulique et du coefficient d'emmagasinement sont indiquées dans le Tableau VI.5 (voir la localisation des unités dans la Fig. VI.2).

Tableau VI.5 Paramètres hydrogéologiques utilisés pour la calibration du modèle

Unités	Kx (m/s)	Ss (1/m) ou Sy
1	1,00E-05	0,005
2	5,00E-07	0,0001
3	0,0001	0,008
4	0,001	0,03
5	0,0008	0,001
6	0,0005	0,00026
7	0,0001	0,008
8	0,005	0,0003

Dans le but de simuler le comportement de l'aquifère, il a été nécessaire de sélectionner les données en prenant en compte différents critères selon chaque paramètre :

- *Marais « La Grand Mar »* : ses corps d'eaux sont aménagés et maintenus en eau pendant l'hiver. Pourtant, son niveau d'eau est bas en été et haut en hiver, sans dépasser les 10 cm d'altitude absolue.
- *Etang du Vaccarès* : Les données concernant l'étang ont été prises sur les mesures manuelles faites pendant l'année 2009.
- *Canal de Montlong* : du fait de l'aménagement du canal de Montlong (eau pompée du Rhône toutes les semaines en automne et hiver, et en permanence en période d'irrigation), les chroniques des sondes Diver n'ont pas pu être utilisées pour représenter les variations du canal (pas assez d'information). Ces valeurs ont été estimées.
- *Recharge* : la recharge a été prise en compte seulement pendant la période d'irrigation (inondation des rizières), avec une valeur de 2000 mm/an infiltrés dans le sol. Cette estimation a été calculée en prenant compte une lame d'eau de 10 cm déposée sur le sol et l'aire des zones irriguées (107 Ha). S'il est considéré que la lame d'eau est absorbée par le sol en une semaine, alors la recharge serait de 2000 mm/an, approximativement, en période d'irrigation (170 jours). Les précipitations sont considérées comme négligeables (pour les mêmes raisons que pour le régime permanent).
- *Evapotranspiration* : les valeurs ont été prises des données provenant de la Réserve National de la Camargue pour les années 2009 et 2010 (<http://www.reserve-camargue.org/>). Le Tableau VI.6 présent les valeurs d'ETP utilisées dans le modèle en régime transitoire.

Le modèle a été validé avec les données manuelles mesurées entre Mars-2009 et Mars-2010. Une fois la simulation terminée, les données de l'année 2011 ont été introduites dans le modèle afin de vérifier la robustesse de la calibration.

Tableau VI.6 Valeurs de l'évapotranspiration utilisées pour la calibration du modèle

Mois	mm/an
<b>Mars-Avril</b>	1050
<b>Mai-Août</b>	1870
<b>Septembre</b>	1050
<b>Octobre</b>	730
<b>Novembre-Janvier</b>	310
<b>Février</b>	500

### *Résultats du modèle en régime transitoire*

En général, la nappe est influencée principalement par les changements de niveau du canal de Montlong et la recharge par irrigation (ce qui est comparable au comportement actuel). Quand l'irrigation n'est pas active la nappe suit les fluctuations du canal, cependant ces variations n'atteignent pas des grands distances. En outre, quand l'irrigation est présente, celle-ci masque notablement l'influence du canal. L'impact du Vaccarès sur la recharge de la nappe est presque nul par rapport à celui des autres conditions aux limites. L'influence de tous ces facteurs sera expliquée plus en détail postérieurement.

Afin de déterminer si le modèle en régime transitoire, et en particulier les valeurs du coefficient d'emmagasinement, ont été correctement ajustées, il a été nécessaire de comparer les variations temporelles entre les charges hydrauliques observées et les charges hydrauliques calculées. Un exemple sur cinq points d'observations : Cab2, Cab4, Cab5 et Cab6, pour la chronique du 2009, et le Cab1 et Cab3, pour la chronique du 2011 est illustré dans la Fig. VI.6.

Ces comparaisons montrent la capacité du modèle à représenter qualitativement le comportement hydrodynamique dans chaque piézomètre, bien sûr avec certains écarts, mais en respectant la tendance générale. Par exemple, le modèle est capable de représenter la baisse de la piézométrie (parcelles sèches dans l'année 2009), à cause de l'évapotranspiration, sur les piézomètres Cab5 et Cab6, tandis que sur le piézomètre Cab4, une légère tendance est observée mais la magnitude de la descente simulée n'est pas la même que la descente observée. Sur les parcelles affectées directement ou indirectement par l'irrigation (Cab 1, Cab2 et Cab3), les tendances restent également les mêmes, mais les écarts entre la piézométrie simulée et la piézométrie observée peuvent atteindre 20 et 40 cm.

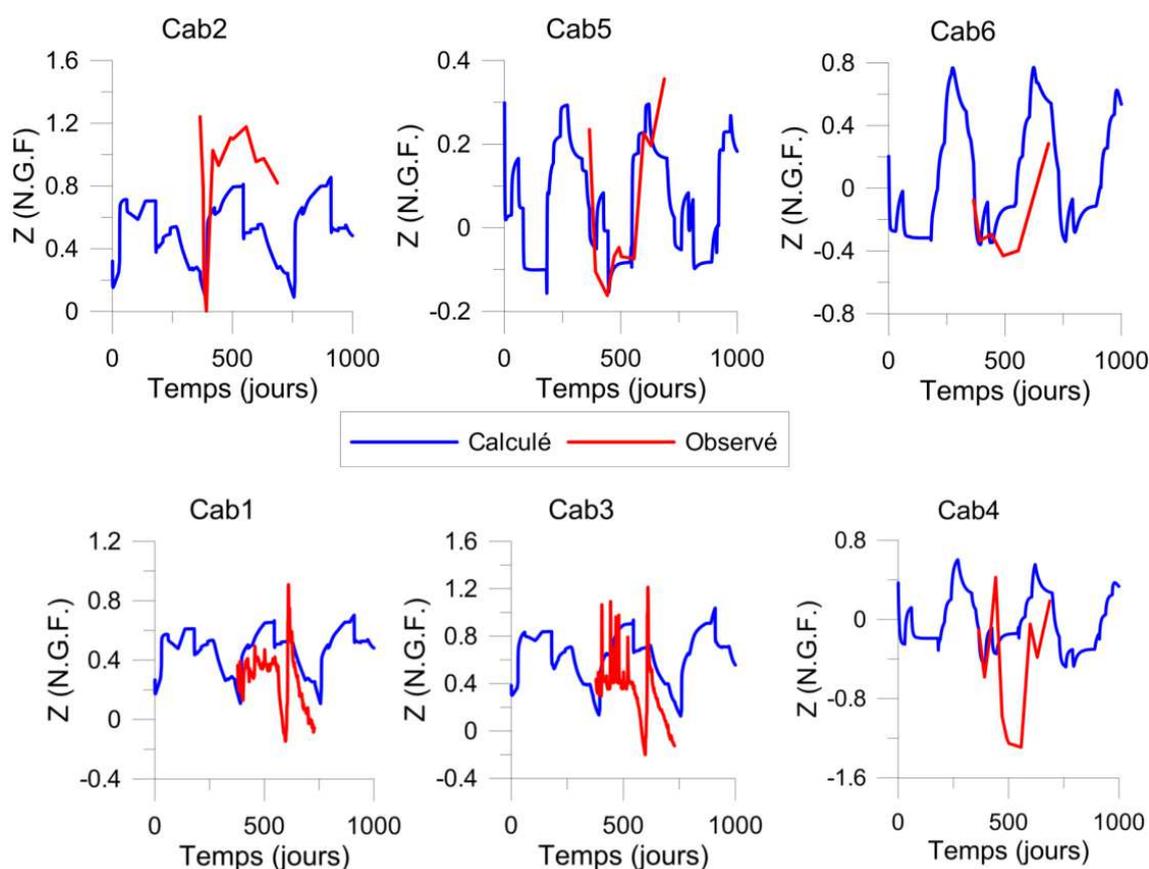


Fig. VI.6 Comparaison entre la charge hydraulique calculée et la charge hydraulique observée dans le temps pour les piézomètres Cab1, Cab2, Cab3, Cab4, Cab5 et Cab6

Certains processus de durée très brève ne peuvent pas être simulés par le modèle en régime transitoire, comme le cas des pics dans les courbes de 2011 générés par un transfert de pression pendant les pluies (voir chapitre IV).

Le bilan d'eau du modèle en régime transitoire, pour le pas de temps de 890 jours, est présenté dans le Tableau VI.7. Ce jour de simulation a été choisi car il fait partie de la troisième année de simulation (meilleure stabilisation du modèle) et de la période d'irrigation. Ce bilan montre, ainsi que dans l'étude du régime transitoire, que la principale recharge du système est par irrigation et la principale sortie d'eau est faite par l'évapotranspiration. Les échanges de débits entrants/sortants entre la nappe et le marais sont plus importants qu'entre la nappe et le Vaccarès.

Tableau VI.7 Débits entrants et sortants calculés pour le modèle en régime transitoire

	IN (m3/jour)	OUT (m3/jour)
<b>ET</b>	0	3718,7
<b>Recharge</b>	2221,3	0
<b>Vaccarès</b>	183,04	36,83
<b>Marais</b>	158,24	524,84
<b>Montlong</b>	1816,37	93,118
<b>Total</b>	4378,9	4373,5

## 2. Sensibilité du modèle aux paramètres

Le test de sensibilité permet d'identifier les éventuelles fragilités du modèle face aux changements des paramètres calés. Il constitue aussi une aide utile pour définir la précision nécessaire pour les différents paramètres d'entrée du modèle. L'objectif principal de cette étape est d'identifier les processus qui auront une influence significative ou pas sur le système. Cette démarche concerne plus le système étudié que l'outil lui-même. Le test de sensibilité réalisé ici consiste à faire varier un seul paramètre d'entrée à la fois, pendant que les autres paramètres restent fixes (El Yaouti et al., 2008). L'analyse de sensibilité est une étude de la réponse du système face aux perturbations (McElwee et Yukler, 1978). En accord avec plusieurs auteurs, Mazzilli, (2011) explique que le champ d'application de l'étude de sensibilité inclut : l'analyse de scénarios, l'optimisation, l'identification de paramètres exceptionnelles de la calibration du modèle et le design d'un réseau expérimental.

Les erreurs ou imprécisions dans les données initiales peuvent être regroupées dans deux catégories : les erreurs sur les propriétés physiques de l'aquifère (épaisseur, perméabilité, coefficient d'emmagasinement, etc.) et les erreurs sur les contraintes hydrologiques (l'évapotranspiration, la remontée capillaire à partir de nappes peu profondes, la recharge, entre autres). Pour cette raison la sensibilité du modèle a été testée sur cinq paramètres du modèle : la piézométrie initiale, le coefficient d'emmagasinement, la conductivité hydraulique, l'évapotranspiration et la recharge. Cette phase a aussi été utile pour une deuxième étape de calibration.

Le Tableau VI.8 présente la réponse du modèle aux différents cas de sensibilité étudiés sur cinq points d'observation repartis dans l'axe Nord-Sud de la zone d'étude (Cab6, Puits4, Cab8, Cab3 et Puits1). Les cas testés en régime transitoire sont (pour localisation des unités lithologiques voir Fig. VI.2) :

- Cas 1 : réponse du modèle initial en régime transitoire (cas de base).
- Cas 2 : piézométrie initiale homogène dans tout l'aquifère (à 0,5 m)
- Cas 3 : Conductivité hydraulique de la couche d'argile (unité 2) à  $1,10^{-7}$  m/s
- Cas 4 : Conductivité hydraulique de sable fin vers le Vaccarès (unité 6) à  $4,10^{-4}$  m/s
- Cas 5 : Conductivité hydraulique de sable fin vers le Vaccarès (unité 6) à  $6,10^{-5}$  m/s
- Cas 6 : Coefficient d'emmagasinement des sables fins (unités 5 et 6) à 0,4%
- Cas 7 : Coefficient d'emmagasinement du sable grossier (unités 4) à 0,9%
- Cas 8 : Recharge sur la couverture (unités 1 et 3) de 400 mm/an
- Cas 9 : Evapotranspiration sur la couverture (unités 1 et 3) divisée par 2
- Cas 10 : Evapotranspiration sur la couverture (unités 1 et 3) multipliée par 2

Les caractéristiques initiales de l'aquifère correspondantes au Cas 1 sont les suivantes :

- K argile (m/s) =  $5.10^{-7}$
- K sable fin (m/s) =  $4.10^{-4}$
- S sable fin = 0,00026
- S sable grossier = 0,03
- Recharge = 2000 mm/an

Les valeurs originales de l'ETP sont montrées au Tableau VI.6.

Tableau VI.8 Comparaison entre les différentes réponses aux cas de sensibilité par piézomètre. Où PI est la piézométrie initiale, K la Conductivité Hydraulique, S le coefficient d'emmagasinement, R la recharge et E l'évapotranspiration

Cas	Unité	Paramètre	Charge Hydraulique (m)			
			Cab 6	Puits4	Cab8	Cab3
1	complet	originaux	-0,283	0,245	0,917	0,581
2	3	PI= homogène	-0,283	0,245	0,917	0,581
3	2	$K= 1.10^{-7}$	-0,239	0,368	0,949	0,635
4	6	$K= 4.10^{-4}$	-0,283	0,245	0,919	0,588
5	6	$K= 6.10^{-4}$	-0,283	0,244	0,915	0,575
6	5 et 6	S=0,0004	-0,283	0,245	0,917	0,581
7	4	S=0,09	-0,285	0,212	0,832	0,530
8	1 et 3	R=400 mm/an	-0,283	0,242	0,911	0,577
9	1 et 3	E= 50% (E)	-0,267	0,317	0,953	0,641
10	1 et 3	E= 200% (E)	-0,310	0,122	0,859	0,484

Les résultats du test de sensibilité face aux variations des paramètres sont présentés ci-dessous :

### 2.1. Piézométrie initiale

Les variations de ce paramètre ont été testées dans le modèle en régime transitoire, cependant aucun changement dans la charge hydraulique n'a été retrouvé (Tableau VI.8, comparaison entre cas 1 et cas 2). Ce même test a été réalisé sur la simulation en régime permanent, où des variations de la piézométrie, liée directement aux fluctuations de la piézométrie initiale, ont été observées.

### 2.2. Recharge

Les résultats montrent que la hauteur des courbes piézométriques du modèle dépend de la quantité d'eau qui recharge la nappe (Tableau VI.8, cas 6). Cependant, les différences entre le modèle original (cas 1) et les cas 8 (avec une recharge de 400 mm/an à la place de 1200 mm/an) ne sont pas très significatives.

### 2.3. Evapotranspiration

Afin d'étudier la sensibilité du système face aux changements de l'évapotranspiration, deux cas d'étude ont été testés :

- Diminution du 50% de l'évapotranspiration (cas 7 sur Tableau VI.8)
- Augmentation du 100% de l'évapotranspiration (cas 8 sur Tableau VI.8)

Pour les deux cas, la piézométrie du modèle réagit de manière directe face aux variations de l'évapotranspiration dans les zones hautes ainsi que dans le centre du bourrelet alluvial (piézomètre Cab8). Le deuxième test (cas 8) a été fait afin d'observer la réaction de la nappe et de

pouvoir estimer dès maintenant un scénario de prédiction. La nappe est beaucoup plus affectée par ce paramètre que par l'ensemble des autres paramètres testés.

## 2.4. Propriétés hydrodynamiques

La sensibilité des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, coefficient d'emmagasinement) a été testée dans le modèle en régime transitoire. Ces paramètres ont été calculés pour certaines couches, notamment les couches de sable, et estimés pour le reste des unités lithologiques. L'étude des variations des propriétés hydrodynamiques a servi pour déterminer le décalage simulé par le modèle entre les ondes provenant du Vaccarès et du canal de Montlong vers la nappe.

L'étude du décalage consiste à observer le déphasage et l'amortissement dans la transmission des ondes des corps d'eau superficiels vers la nappe. La réponse de la simulation a été comparée aux observations du terrain décrites dans le chapitre IV. Cette étude ou comparaison a permis de corriger certaines valeurs de conductivité hydraulique et de coefficient d'emmagasinement dans le modèle en régime transitoire pour les simulations suivantes.

L'étude de sensibilité consiste à augmenter de 20 cm le niveau de l'étang de Vaccarès et le niveau du canal de Montlong, et à observer la réaction de la nappe face à ces variations. La remontée de 20 cm a été choisie conformément aux observations de terrain.

### 2.4.1. Conductivité hydraulique

Les variations dans l'étang de Vaccarès ont été comparées aux variations de la piézométrie dans la couche d'argile (unité 2), ainsi que dans la couche de sable fin (unité 6) (Tableau VI.9). Le cas 1 correspond au cas initial ou cas base.

Une diminution de la conductivité hydraulique de l'argile reflète comme réponse un amortissement quasi-nul de l'onde provenant du Vaccarès, mais un déphasage plus important (cas 2, Tableau VI.9). Une augmentation du niveau de la nappe est également expérimentée dans ce cas (cas 2, Tableau VI.8).

Dans la couche de sable fin vers le Vaccarès (unité 6), une légère diminution de la conductivité hydraulique est traduite en un décalage plus important (plus de temps) entre l'onde du Vaccarès et la réaction de la nappe. Le cas contraire est observé quand la conductivité électrique augmente (Tableau VI.9, cas 3 et cas 4).

Le déphasage calculé sur le terrain, près du Vaccarès (Control2), a été comparé avec les valeurs du décalage calculées par les tests de sensibilité. Le Tableau VI.9 montre les valeurs de déphasage obtenues une fois effectuées les modifications de la conductivité hydraulique dans la couche d'argile (unité 2) et la couche de sable (unité 6). Finalement, les valeurs de la simulation initiale sont proches de la réalité observée.

Tableau VI.9 Valeurs de déphasage de conductivité hydraulique obtenues lors de l'étude de sensibilité

Cas	Unité	Paramètre	Déphasage calculé (h)	Déphasage observé (h)
1	2	$K=5,10^{-7}$	4,03	4,25
2	2	$K= 1,10^{-7}$	10,53	4,25
1	6	$K= 5,10^{-4}$	4,01	4,25
3	6	$K= 4,10^{-4}$	4,30	4,25
4	6	$K= 6,10^{-4}$	3,45	4,25

#### 2.4.2. Coefficient d'emménagement

L'étude du coefficient d'emménagement est basée sur deux comparaisons :

- Variations dans la couche de sable grossier (unité 4) et comparaison avec le canal de Montlong
- Variations dans la couche de sable fin (unité 5 et 6) et comparaison avec l'étang de Vaccarès

Les valeurs du coefficient d'emménagement des sables grossiers du bourrelet alluvial (unité 4) et des sables fins (unité 5 et 6) ont été augmentées par rapport aux valeurs initiales (Tableau VI.10). L'augmentation de ce paramètre génère une stabilisation des niveaux piézométriques plus lente (décalage plus grand) pour les unités sableuses. Pour le sable grossier, cette augmentation éloigne les valeurs de la réponse souhaitée, tandis que pour le sable fin la réponse s'approche des valeurs observées. Le Tableau VI.10 montre les valeurs du déphasage pour chaque test de sensibilité. Malgré la différence entre les valeurs du déphasage entre les coefficients simulé et observé dans la couche de sable grossier (cas 1), elles restent dans le même ordre de grandeur. En conséquence, cette valeur peut être considérée comme correcte.

Tableau VI.10 Valeurs de déphasage du coefficient d'emménagement obtenues lors de l'étude de sensibilité

Cas	Unité	Paramètre	Déphasage calculé (h)	Déphasage observé (h)
1	4	$S= 0,03$	61,20	30
5	4	$S= 0,09$	191,20	30
1	5 et 6	$S=0,00026$	2,45	4,25
3	5 et 6	$S=0,0004$	3,68	4,25

#### 2.5. Synthèse de l'étude de sensibilité

En conclusion, le modèle en régime transitoire de l'aquifère superficiel est sensible aux changements des propriétés hydrodynamiques (conductivité hydraulique et le coefficient d'emménagement) (Tableau VI.8, Tableau VI.9 et Tableau VI.10). L'augmentation de la valeur de la conductivité hydraulique et une faible valeur du coefficient d'emménagement fournissent une meilleure réponse de la nappe face aux fluctuations du niveau du Vaccarès et du canal de Montlong. L'étude du décalage des ondes (transmission d'eau et/ou pression) a mis en évidence le bon accord entre le modèle en régime transitoire simulé et le comportement hydrodynamique actuel de l'aquifère. C'est-à-dire que le modèle reflète très bien le comportement de l'aquifère.

En outre, la magnitude de la charge hydraulique de la nappe dépend principalement du paramètre recharge et de l'évapotranspiration. L'étude du modèle en régime permanent et en régime transitoire montre l'influence de ces deux paramètres sur l'aquifère. Cette réponse est en accord avec l'étude du comportement hydrodynamique.

Les écarts entre les valeurs calculées par les simulations et ceux observées sur le terrain sont associées à l'hétérogénéité du terrain. Ce modèle est une simplification du système aquifère et, malgré les efforts pour représenter le plus fidèlement possible l'aquifère, certaines caractéristiques ne peuvent être reproduites. Cependant, il est important de signaler que les tendances générales sont bien respectées. En conséquence nous considérons que le modèle en régime transitoire reproduit d'une façon correcte le comportement hydrodynamique de l'aquifère superficiel.

### 3. Etude de transport de solutés

#### 3.1. Mise en place du modèle de transport

Précédemment, la capacité du modèle en régime transitoire, pour simuler le comportement hydrodynamique de l'aquifère local, a été mise en valeur. En général, le modèle ne suit pas strictement de façon quantitative son fonctionnement, cependant les tendances des fluctuations piézométriques sont respectées. C'est pourquoi, une étude de transport de solutés est nécessaire afin de vérifier l'efficacité du modèle numérique du système.

La zone d'étude est fortement affectée par la salinité provenant du Vaccarès (par intrusion ou les embruns marins) et des dépôts salés en surface sont générés par l'évaporation. Conformément à l'étude hydrochimique, l'eau salée des parties latérales du bourrelet alluvial est composée principalement de chlorure (Cl<sup>-</sup>). Le chlorure est un des solutés ioniques le plus couramment utilisés parce qu'il a l'avantage de ne pas réagir avec le matériel aquifère et d'être conservatif (Banton et Bangoy, 1997, El Yaouti et al., 2008), surtout à concentration moyenne à forte, comme c'est le cas dans la zone étudiée. Aux concentrations extrêmes, il peut précipiter sous forme d'halite. Du fait de son caractère conservatif, le chlorure est efficace pour l'étude de transport des solutés.

Afin de représenter la distribution de la salinité actuelle et d'évaluer le transport de solutés dans le modèle en régime transitoire, un élément non-réactif a été assigné dans la construction du modèle, en représentation du chlorure. Les options « Concentration initiale » et « Concentration constante » ont été utilisées. Une concentration initiale de 1 mg/L a été assignée dans tout le système aquifère de façon homogène. L'option concentration constante a été utilisée pour représenter la salinité de l'étang de Vaccarès, qui pour ce cas est considérée constante dans le temps. Le modèle MT3MS, utilisé pour la simulation de transport de soluté, a pris en compte la porosité effective de chaque unité hydrogéologique du modèle. La durée de la simulation est de 1000 jours, soit trois ans environ.

Le but de cette phase est d'observer la distribution du sel dans le modèle en régime transitoire afin de le comparer avec la distribution actuelle du sel du système aquifère. Le modèle n'essaie pas de reproduire les valeurs de salinité trouvées sur le terrain, mais de représenter la distribution spatiale du facteur de concentration volumique (FCV). En effet, dans le cas d'un élément conservatif, la distribution spatiale ne dépend que du facteur de concentration et de la concentration initiale.

### 3.1.1. Sensibilité du modèle de transport

La simulation du transport de solutés a permis de compléter l'analyse de sensibilité du modèle. Dans ce cas la dispersivité longitudinale a été testée afin d'observer la réaction du modèle face aux variations sur ce paramètre. Deux piézomètres ont été introduits dans la simulation afin de mesurer la concentration pour le test de dispersivité : Vac1 et Vac2. Comme leur nom l'indique ils ont été placés au bord du Vaccarès (Fig. VI.7).

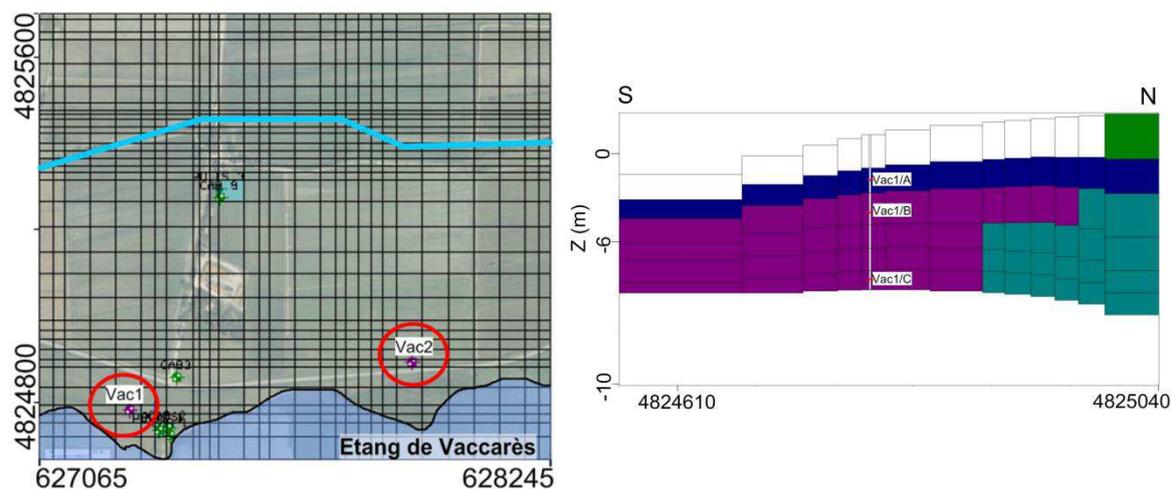


Fig. VI.7 Positionnement des piézomètres fictifs utilisés pour l'étude de la dispersivité et localisation des trois points d'observations pour le piézomètre Vac1

Ces piézomètres fictifs présentent trois points d'observations placés dans :

- Point A : la couche d'argile (unité 2)
- Point B : le contact avec le sable (unité 3)
- Point C : la limite de l'aquifère avec le substratum (unité 6)

Pour accomplir cette étape trois cas d'étude ont été pris en compte :

- Dispersivité homogène de 10 m (valeur par défaut du logiciel)
- Dispersivité homogène de 1 m
- Différentes valeurs de dispersivité dans l'argile (couche #2)

Ces trois cas ont été choisis car Domenico et Schwartz, (1998) présentent la dispersivité longitudinale comme une fonction de l'échelle d'observation, c'est-à-dire que ce paramètre augmente indéfiniment avec l'échelle du terrain. Ils se sont basés sur les recherches de Gelhar et al., (1992). Ces recherches suggèrent que pour une échelle de 1 km la dispersivité est de 1 m. Cependant, la dispersivité longitudinale dépend de l'hétérogénéité, car cette dernière crée une variabilité à échelle locale de la vitesse.

Dans les cas où la dispersivité resté homogène pour l'ensemble de l'aquifère (cas 1 et cas 2), la concentration est beaucoup plus élevée dans la couche d'argile que dans le contact avec le sable (Fig. VI.8A). La concentration dans les couches est indirectement proportionnelle aux valeurs de dispersivité (Fig. VI.8A). Dans le cas où la dispersivité des couches est différente, la

concentration de sel remonte dans le sable au fur et à mesure que la dispersivité de la couche argileuse augmente (Fig. VI.8B). La Fig. VI.8A montre comment la salinité diminue considérablement dans les périodes d'irrigation.

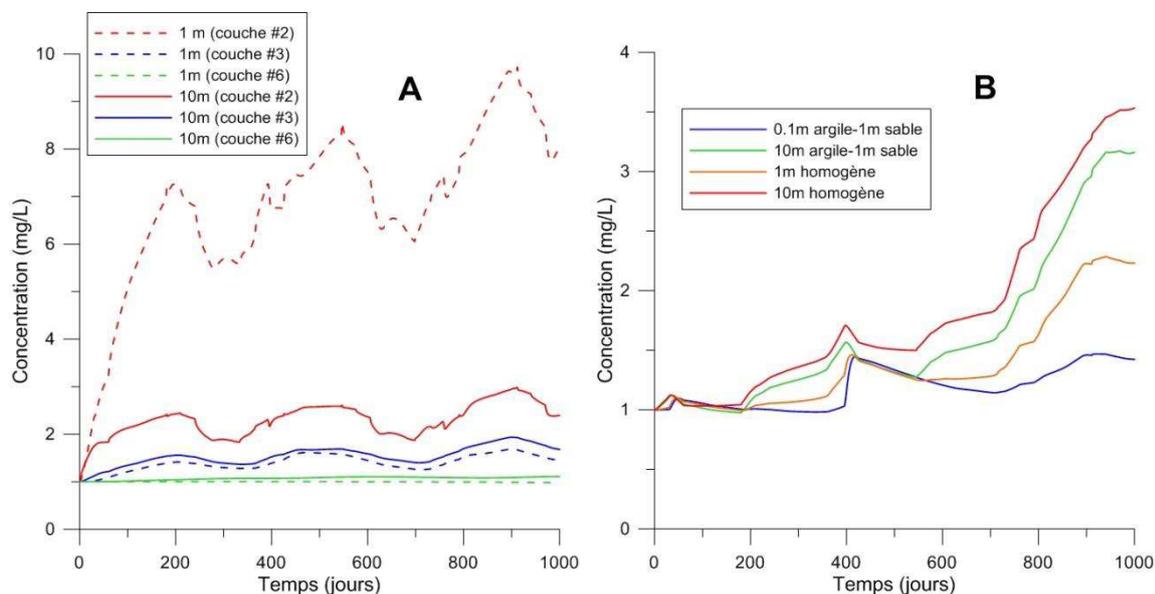


Fig. VI.8 Réponse de l'aquifère superficiel au test de sensibilité de la dispersion pour A) une même valeur pour toutes les couches et B) pour différentes valeurs sur une seule couche

Ces résultats mettent en évidence la sensibilité de l'aquifère aux changements de dispersivité, cependant la valeur assignée à l'ensemble de l'aquifère pour les futures simulations reste égale à 10m (valeur assignée par défaut), pour tout l'ensemble de l'aquifère. Cette valeur a été choisie parce qu'elle est considérée comme la valeur la plus plausible pour ce type d'environnement.

### 3.1.2. Résultats de la simulation du modèle de transport

Deux scénarios ont été pris en compte afin de simuler la distribution des zones de concentration de sel dans le système :

- En présence du marais
- Sans marais

Ces scénarios ont été choisis car le marais présente un comportement saisonnier et sa charge imposée peut affecter le fonctionnement de la nappe, de plus son impact n'a pas été observé dans les études précédentes. Vers la zone du marais, la couche d'argile présente une épaisseur importante, permettant ainsi l'accumulation de l'eau de pluie et de l'eau des canaux en hiver et en générant une charge imposée. Par ailleurs, pendant l'été, cette zone s'assèche à cause des fortes valeurs d'évapotranspiration caractéristiques de la région de Camargue, affectant la piézométrie qui atteint jusqu'à 1,5 m de profondeur. Cependant, dans cette même période elle peut recevoir une certaine quantité d'eau provenant de l'excès d'eau d'irrigation des parcelles voisines. La distribution spatiale de la salinité au bout des 1000 jours de simulation, sur la deuxième couche du modèle, pour les deux scénarios proposés, sans marais et en présence du marais, sont présentés dans la Fig. VI.9A et Fig. VI.9B, respectivement.

Au bout de trois ans de simulation, l'analyse du transport de soluté met en évidence une zone de concentration de sel dans les parties latérales du bourrelet alluvial (Fig. VI.9) : au Nord (zone B et zone C) et au bord du Vaccarès (Zone D.1, D.2 et D.3). La partie centrale de l'aquifère n'est pas affectée (Zone A). Cette première information rendue par le modèle, est en accord avec les valeurs de conductivité électrique de l'eau mesurées sur le terrain. Il faut rappeler que ce paramètre présente une distribution associée à la topographie ; c'est à dire les parties latérales et basses sont salées, notamment dans la zone du marais, et l'eau souterraine de la zone centrale du bourrelet alluvial est douce.

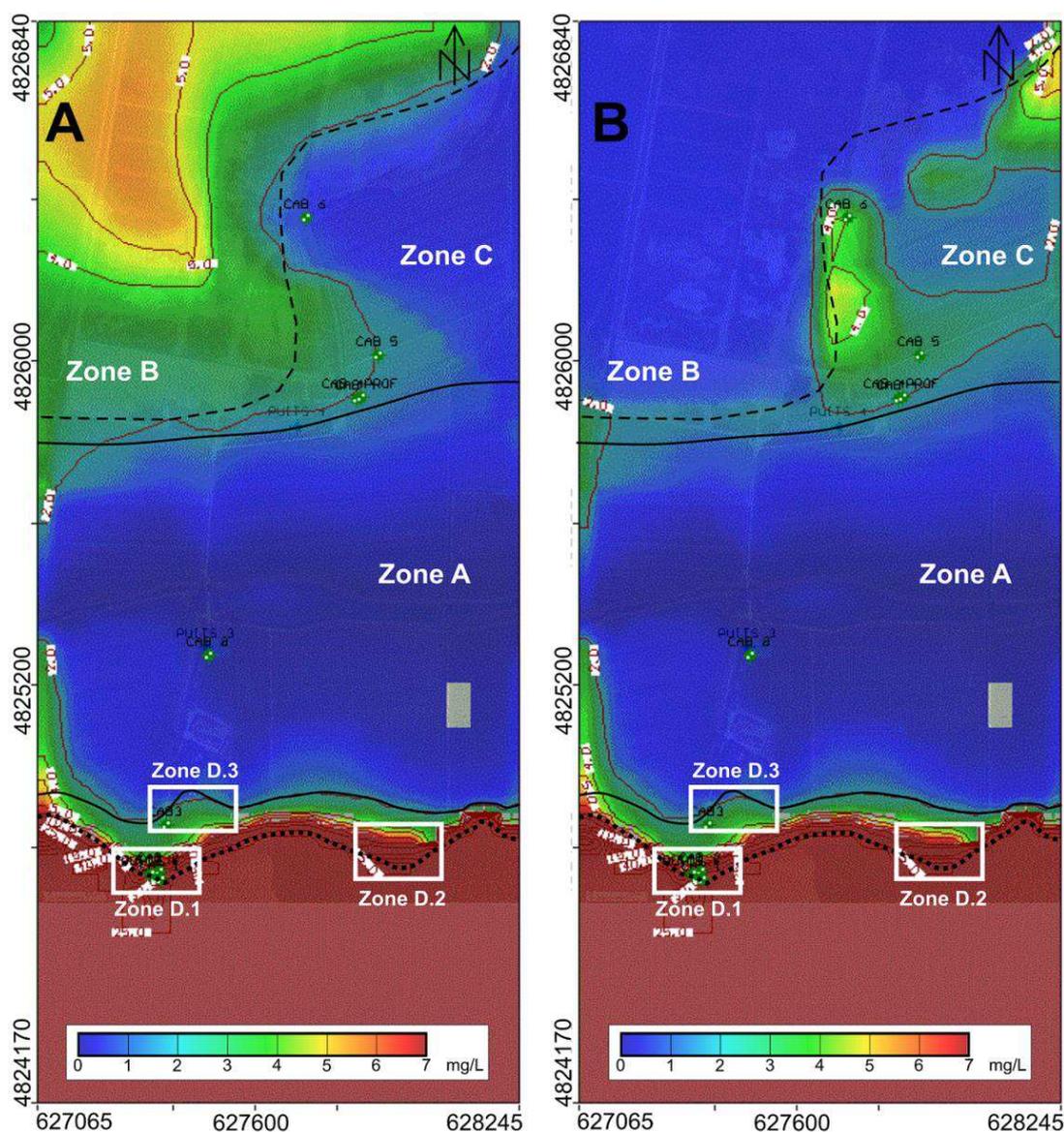


Fig. VI.9 Carte du transport de soluté (distribution de sel) pour le jour 1000 de la simulation dans la deuxième couche. A) Sans marais, B) Avec marais

Vers la partie Sud de la zone d'étude, à côté de l'étang de Vaccarès, le sel s'accumule tout au long de la cote, mais principalement dans les parties du terrain qui pénètrent dans le Vaccarès (caps), telles que les zones D.1 et D.2 de la Fig. VI.9. Une autre zone de concentration de sel, avec la même configuration que les petites zones précédentes, mais orientée dans la direction contraire, est identifiée dans la zone D.3. Cette partie coïncide avec la parcelle utilisée comme prairie tout

au long de l'année, c'est-à-dire, qu'elle est jamais cultivée, donc elle ne subit pas une recharge hydrique directe liée à la riziculture.

La partie Nord de la zone d'étude a été divisé en deux régions : La zone B, qui correspond à la zone du marais, et la zone C, qui couvre la zone périphérique à cette masse d'eau (Fig. VI.9). Sans la présence d'eau dans le marais (scénario A, Fig. VI.9 A) le sel est préférentiellement accumulé dans cette zone. Cependant, le sel est également concentré mais de manière plus faible vers la zone non irriguée (au niveau des piézomètres Cab4, Cab4prof et Cab5). Contrairement au Cas A, le scénario B (Fig. VI.9B) présente une accumulation de sel dans les zones périphériques du marais. Les plus fortes concentrations en sel sont localisées au bord de la charge hydraulique imposée (ligne pointillée) indiquant que la zone du marais joue un rôle de barrière face à l'accumulation de sel.

La Fig. VI.10 montre une coupe 2D du modèle à deux pas de temps différents : 106 jours et 912 jours de simulation, pour le scénario B (avec marais). Cette figure montre que la cause de l'accumulation de sel vers la parcelle/prairie est l'évapotranspiration, car les vecteurs de circulation d'eau indiquent une sortie du système dans cet endroit (Fig. VI.10). Vers la fin de la simulation (Fig. VI.10B) les concentrations en sel des zones D.1 et D.3 sont connectées entre elles. Pourtant l'accumulation de sel dans la zone D.3 n'est pas associée à une intrusion du Vaccarès. De la même façon cette dernière figure montre l'accumulation en sel affecte aussi les couches plus profondes, mais dans une moindre mesure qu'en surface.

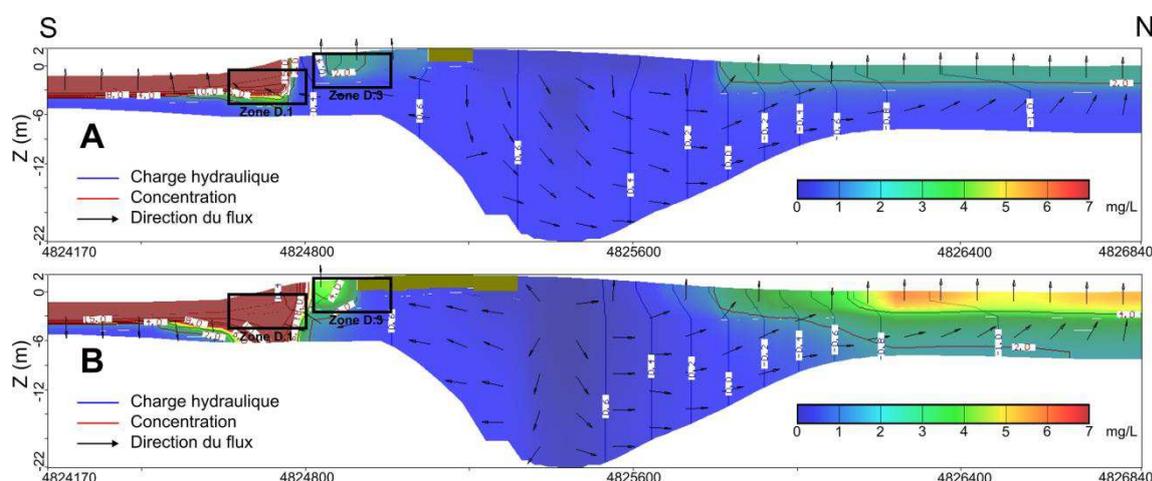


Fig. VI.10 Profil du modèle de distribution de sel pour le scénario B. A) à 106 jours de simulation, B) à 912 jours de simulation

### 3.2. Distribution de la salinité actuelle dans la zone d'étude

L'étude du transport de solutés a mis en évidence des zones préférentielles d'accumulation de sel sur la zone d'étude. Ces zones sont liées à l'effet de l'évapotranspiration et de l'intrusion de l'eau du Vaccarès principalement. Le phénomène de l'évapotranspiration est le principal moyen de sortie d'eau du système, suivi par le marais.

Dans le but de comparer la distribution spatiale de la salinité du modèle avec les observations du terrain, il est nécessaire d'obtenir une carte de salinité de la distribution actuelle dans la zone d'étude. Ainsi, le suivi de la conductivité électrique a mis en évidence une variation de ce paramètre dans l'eau souterraine au long d'une axe Nord-Sud. La conductivité électrique de l'eau

varie en fonction de la topographie et de la lithologie. Cependant, pour avoir une idée de la distribution spatiale de ce paramètre dans la zone d'étude, il a été nécessaire d'utiliser une autre méthode d'investigation. C'est pourquoi la méthode électromagnétique, à l'aide de l'outil EM38, a été utilisée. La distribution spatiale de la salinité des sols de la zone d'étude sont présentés sur la Fig. VI.11.

La mesure de la salinité a été faite pour le premier mètre du sol. L'intervalle de la conductivité électrique mesurée dans la zone d'étude (2 Km<sup>2</sup>) est de 5 -2000 mS/cm. A cause de ce fort contraste dans les valeurs de la conductivité électrique, il a été nécessaire de passer les données brutes en logarithme (Ln). Le nouvel intervalle de valeurs de la conductivité électrique du sol est 1,6 -7,6 ln (mS/cm).

La carte EM38 met en évidence trois zones différentes :

- Zone A : une zone résistive dans la partie centrale
- Zone B : une zone conductrice dans l'actuel territoire du marais
- Zone C : les zones conductrices dans la périphérie du marais et l'étang de Vaccarès

La zone résistive (Zone A) coïncide avec la partie libre de l'aquifère composée de sable grossier (faciès **SS**), le paleo-chenal de Saint Ferréol. Contrairement à la zone A, les zones conductrices (zones B et C) sont associées aux parties captives de l'aquifère (le marais et les zones périphériques). Les zones périphériques sont irriguées chaque année entre Avril et Septembre, tandis que la zone du marais expérimente des variations naturelles (recharge à travers les précipitations et les eaux des canaux). La zone du marais est la plus conductrice, présentant les plus fortes valeurs de conductivité électrique (5,4-7,6 ln (mS/cm)), et en plus, elle est celle qui présente la plus faible élévation dans la zone d'étude (au dessous du niveau de la mer).

La différence de conductivité électrique entre la zone B et la zone C, au Nord du site expérimental, est due à l'apport de l'irrigation dans la zone C. L'irrigation neutralise l'intense accumulation de sel dans le sol et l'eau souterraine causée par l'évaporation, et les apports d'eau de la précipitation et les canaux ne sont pas suffisants pour accomplir cet objectif. Ces deux zones sont facilement différenciées grâce au rapprochement des courbes d'iso-conductivité, indiquant qu'il y a un passage abrupt dans la conductivité électrique du sol/eau souterraine.

Vers le Sud, au contact du Vaccarès, seules les parties de la cote qui pénètrent dans le Vaccarès (zone D.1 et D.2) sont affectées par une salinisation. Ces zones sont spécialement affectées par les vagues qui viennent en direction SE-NW générées par le vent marin, permettant ainsi une pénétration de l'eau du Vaccarès dans la nappe. Dans le reste de la cote le Vaccarès n'a pas un impact significatif sur les sols.

En outre, sur la zone A il est observé une partie (Zone D.3) légèrement salée par rapport au sol autour d'elle, cette zone correspond à la prairie. Les zones les plus hautes sont liées aux zones les plus résistives (2,6 ln (mS/cm)). En définitive, les variations de la conductivité électrique mesurée à l'aide de l'EM38 représentent l'usage du sol associé à la topographie, c'est-à-dire : le marais, les zones basses irriguées, les zones hautes irriguées, les prairies et le contact avec le Vaccarès.

### 3.2.1. Intégration des données actuelles et données simulées

Les deux cartes de la distribution spatiale de la salinité, obtenues par le modèle en régime transitoire, ont été superposées afin d'obtenir une carte générale de salinité (Fig. VI.12). Elles correspondent à la réponse du modèle dans la première couche.

La distribution de la salinité observée dans la carte superposée de transport de solutés est similaire à la distribution de la conductivité électrique de l'eau souterraine montrée dans la Fig. V.1. En effet, les concentrations en sel les plus élevées du modèle se trouvent dans la zone du marais, sa périphérie et dans la bordure de l'étang de Vaccarès. De même, la parcelle utilisée comme prairie se fait distinguer dans la simulation.

La réponse du modèle (

Fig. VI.12) a été comparée avec la carte de la conductivité électrique du sol (Fig. VI.11). Sur les deux cartes, les zones de concentration de sel sont localisées dans la bordure de l'étang de Vaccarès, la zone du marais et les zones périphériques à ces deux masses d'eau, tandis que la zone centrale demeure résistive.

Il est évident que la réponse de la simulation du transport reflète le fonctionnement du système aquifère local, car il y a un bon accord entre les deux. Cette comparaison montre que le modèle numérique de l'aquifère a été construit correctement, malgré la manque d'information. C'est-à-dire qu'au moins les principales caractéristiques de l'aquifère ont été prises en compte par le modèle numérique 3D. En conclusion, ce modèle reflète une bonne tendance du fonctionnement hydrodynamique et du transport de solutés.

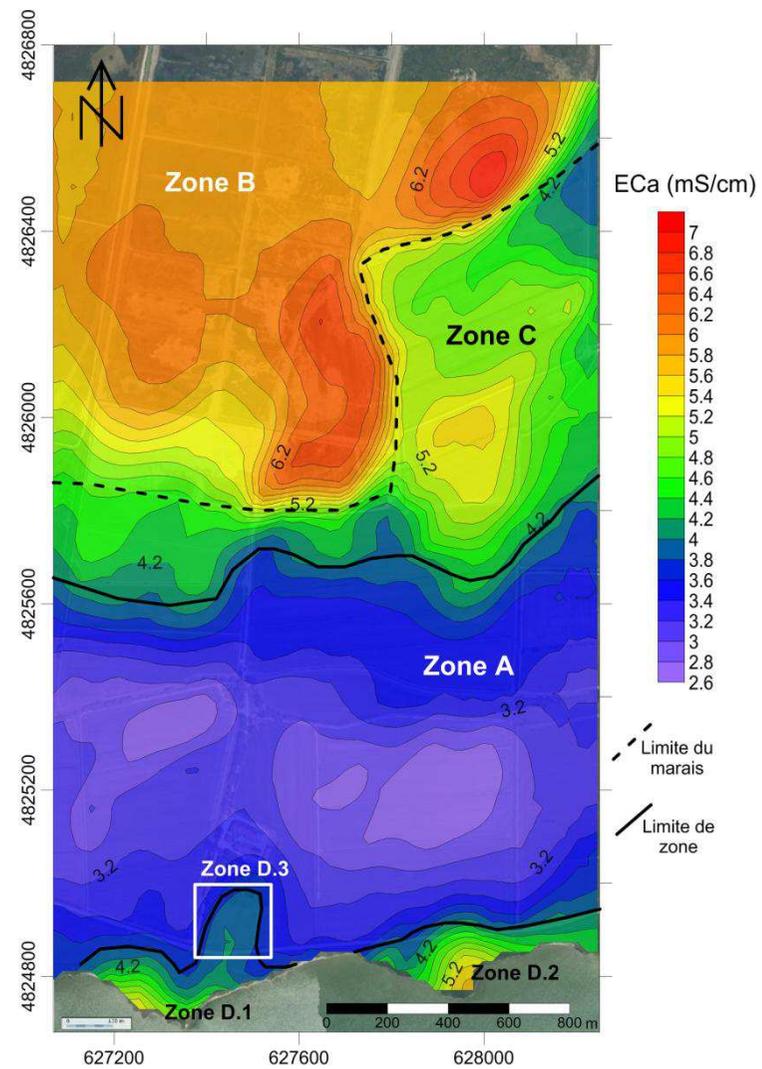


Fig. VI.11 Carte de la conductivité électrique du sol en utilisant l'Em38 (à gauche).  
ECa= Conductivité électrique apparente

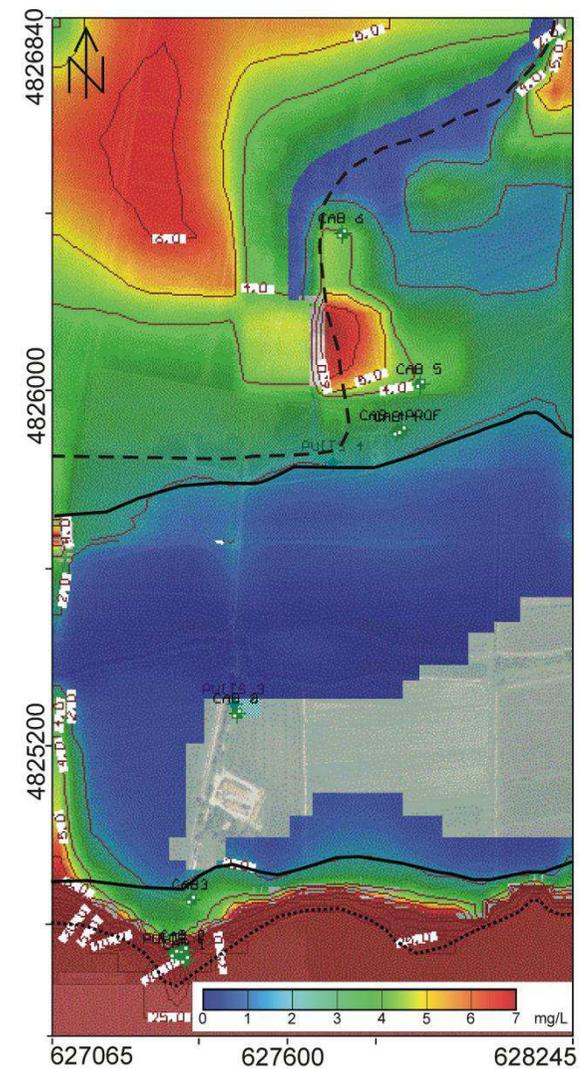


Fig. VI.12 Cartes des scénarios du transport de solutés superposés. Couche 1 du modèle (à droite)

## 4. Modèle vs Processus Hydriques

L'étude hydrogéologique du système aquifère a mis en évidence différents processus générés par la vulnérabilité de la nappe très superficielle face aux facteurs externes comme : la pluie ; l'irrigation ; les variations du niveau du Vaccarès, le canal de Montlong et le marais ; l'évapotranspiration et ses conséquences. Dans la partie précédente le modèle a été confronté aux variations de niveau des limites hydrauliques (charges imposées) grâce à la calibration et l'étude de sensibilité du modèle. Dans cette étape le modèle sera comparé avec les principaux processus liés aux flux sortants et entrants qui affectent le système : l'évapotranspiration et la recharge par irrigation. Le but de cette étape est de vérifier que le modèle rende compte des processus les plus importants :

1. Connexion hydrique avec le Vaccarès
2. Influence anthropique (liée à l'irrigation)
3. Effet endoréique saisonnier dans les zones non irriguées

### 4.1. Connexion hydrique avec le Vaccarès

Les aquifères deltaïques sont généralement affectés par les intrusions de l'eau de mer qui est en contact avec eux. L'aménagement du Vaccarès permet d'avoir une salinité d'eau contrôlée afin de conserver une concentration favorable pour la production de sel et la conservation des espèces naturelles (de l'ordre de 16- 26 g/L, Réserve Nationale Camargue). Dans la zone d'étude, le Vaccarès est en contact direct avec la couche d'argile qui donne son caractère captif à l'aquifère. Dans les chapitres précédents le transfert de pression et de masse du Vaccarès vers la nappe a été démontré grâce aux études hydrodynamiques et hydrochimiques.

Dans le but de suivre une possible connexion hydrique Vaccarès/nappe dans le modèle numérique, il a été nécessaire de faire la simulation dans une période où : le canal était bas, l'irrigation n'était pas présente, l'évapotranspiration était modérée (1050 mm/an) et le niveau du Vaccarès remontait progressivement. Les résultats de ce calcul à trois dates différentes : jour 760, jour 790 et jour 795 depuis le début de la simulation sont présentés sur la Fig. VI.13. La courbe de concentration de 4 mg/L a été soulignée en plus foncée et le point d'observation Puits1 a servi comme point de référence pour observer le comportement des fronts de concentration.

L'avancement de la courbe de concentration choisie (4 mg/L) est évident pour la période étudiée. Dans ces conditions le modèle reproduit la pénétration horizontale du Vaccarès vers la nappe dans les premiers mètres de terrain. A fur et à mesure que le temps avance, dans le modèle de 1000 jours, l'eau du Vaccarès pénètre plus rapidement dans la direction verticale qu'horizontale (voir Fig. VI.10). La charge exercée par le canal mais principalement par l'eau d'irrigation est la cause de la faible concentration de sel dans le sens horizontal. Pour ces raisons la pénétration du Vaccarès n'atteint pas le piézomètre Cab3.

Le comportement de la nappe simulé par le modèle est en accord avec les processus observés d'après les études hydrogéologiques et d'après les résultats d'ERT (section ERT Cam3, Fig. III.15B) analysé dans la caractérisation structurale de l'aquifère. Le modèle représente très bien l'apport du Vaccarès vers la nappe quand le niveau de ce dernier est en-dessous du niveau base, c'est-à-dire quand il n'y a pas de charge imposée (de l'irrigation ou du canal) qui puisse déplacer le front de concentration provenant du Vaccarès.

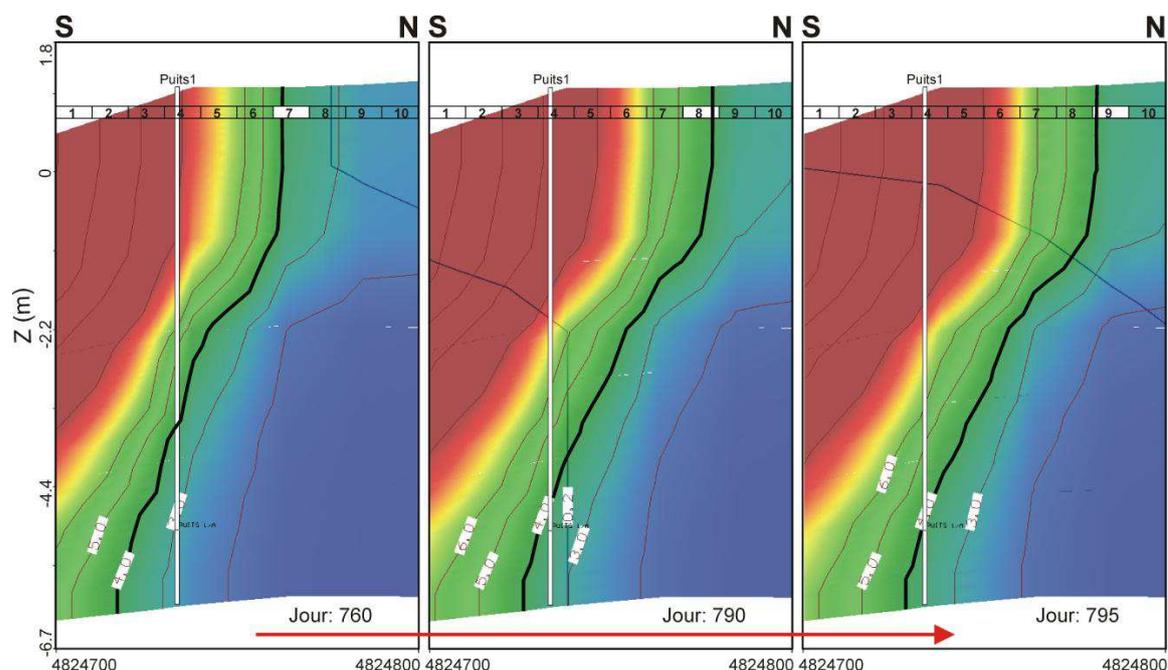


Fig. VI.13 Avancement du front de concentration au bord du Vaccarès dans le temps

## 4.2. Irrigation

L'irrigation est la principale source de recharge sur la zone d'étude. L'eau utilisée entre Avril et Septembre exerce une charge importante sur la nappe empêchant la pénétration de l'eau du Vaccarès. En effet, pendant cette période, le flux souterrain est dirigé de l'intérieur des terres vers le Vaccarès. De plus, l'eau d'irrigation crée un effet de lessivage principalement vertical dans les zones cultivées, en déplaçant le sel cumulé par l'évapotranspiration en profondeur ou latéralement.

L'étude de l'effet de l'irrigation sur le site expérimental est concentrée sur la zone périphérique du marais (ligne pointillée de la Fig. VI.14). Cette zone représente une parcelle de riz inondée, tandis que le reste de la zone périphérique représente des parcelles non cultivées (sans apport direct de l'irrigation). Ce calcul a été mené en utilisant la simulation en présence d'eau dans le marais (scénario 1). La distribution de sel dans la zone d'étude pour trois pas de temps différents : avant la période d'irrigation (jour 365), pendant la période d'irrigation (jour 547) et après la période d'irrigation (jour 730) sont illustrés dans la Fig. VI.14.

La parcelle irriguée subit une invasion de salinité pendant la période hivernale, principalement dans ses limites (Fig. VI.14A). Une fois la charge de l'irrigation présente, le sol est complètement lessivé, tandis que dans les zones adjacentes la concentration en sel augmente (Fig. VI.14). Finalement, pendant la période d'hiver suivante, le sel reprend le terrain exempt de culture (Fig. VI.14C). Ce phénomène peut être soutenu par l'étude de conductivité électrique de l'eau souterraine dans le piézomètre Cab4prof faite pendant l'année du 2011. La parcelle du Cab4prof a été utilisée pour la culture de riz pendant cette année. L'étude a montré la diminution de la conductivité électrique à fur et à mesure de l'avancement de la période d'irrigation, tandis qu'une augmentation de ce même paramètre est expérimentée au niveau du Cab4prof pendant la période d'hiver. Le modèle numérique de l'aquifère superficiel représente donc correctement le lessivage produit pendant la recharge par irrigation.

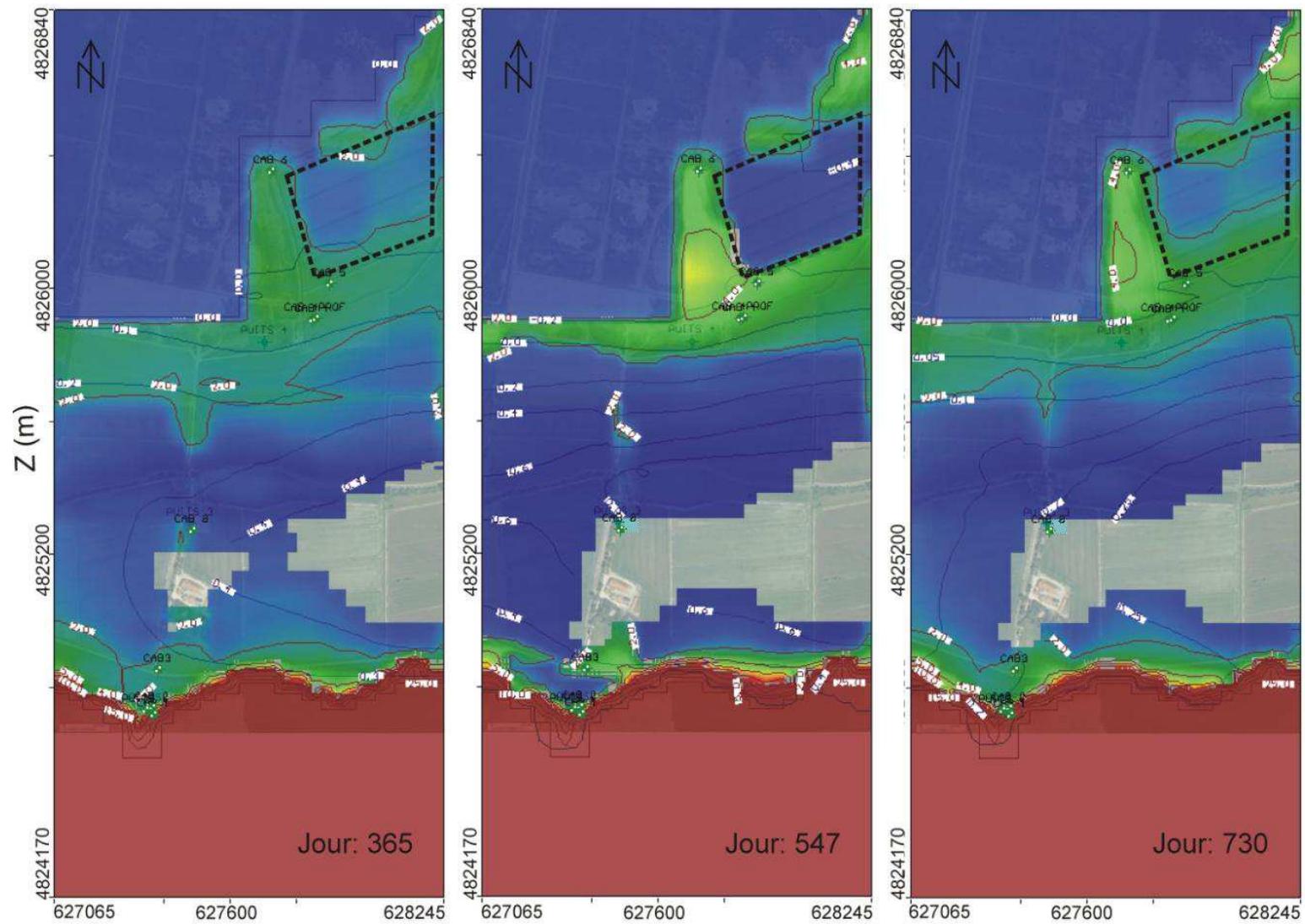


Fig. VI.14 Impact de l'irrigation dans la distribution de la salinité sur une parcelle de riz pour trois jours de simulation (jour 365, 547 et 730)

### 4.3. Effet endoréique

Dans le chapitre hydrogéologie, l'effet endoréique a été clairement mis en évidence. En présence d'un fort déficit évapotranspiration/recharge dans les zones basses, la nappe subit une forte diminution de sa charge hydraulique ainsi qu'une augmentation de la concentration du sel. En effet, la piézométrie diminue jusqu'à 1,5 m au dessous du niveau de la mer, permettant ainsi la concentration du flux souterrain et postérieurement une évaporation des eaux qui remontent par capillarité, et finalement une accumulation des sels dans les sols.

La simulation a été faite sur une durée de 100 ans, en présence du marais et avec une recharge de 600 mm/an (afin de créer le déficit dans les zones non irriguées). Pour ce cas seules les données des flux entrants et sortants (évapotranspiration et recharge) varient dans le temps. Les données des charges imposées restent fixes du fait de restrictions logicielles.

La distribution de sel et la charge hydraulique au pas de temps de 33761 jours (soit près d'un siècle), pour la couche #2 et la couche #3 est montrée dans la Fig. VI.15. Cette figure met en évidence la baisse de la piézométrie pendant la période estivale dans la zone périphérique du marais. A cette même date, on observe que la concentration du sel est localisée sur cette même zone. Comme dans les simulations précédentes, la lame d'eau qui couvre les rizières et le marais protège donc le terrain des effets de l'évapotranspiration. La magnitude de la charge hydraulique n'est pas la même que celle mesurée sur le terrain (-0,2 m de charge hydraulique calculée contre -1,5 m de charge hydraulique observée), cependant la tendance reste similaire.

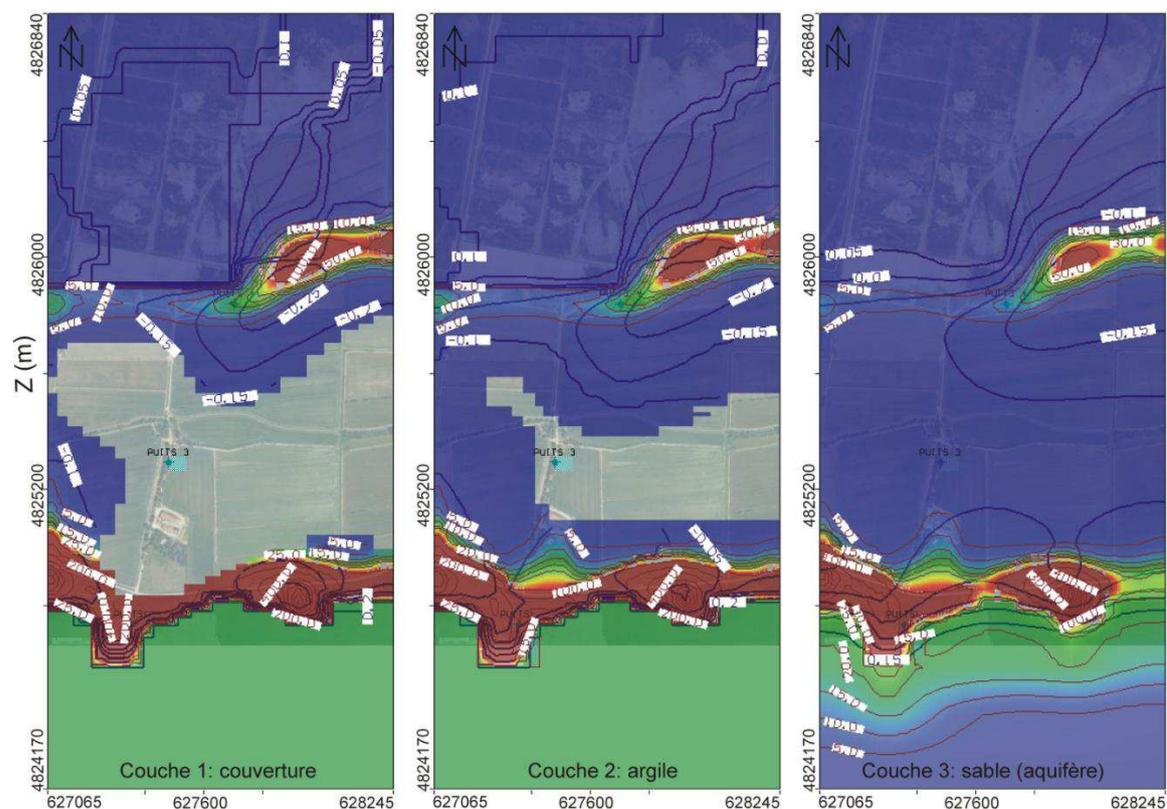


Fig. VI.15 Impact de l'effet de l'évapotranspiration dans la distribution de la salinité sur une parcelle non irriguée et sur les trois premières couches du modèle

## Conclusion

Les modèles numériques 3D sont utilisés pour vérifier la cohérence des données disponibles et chercher une meilleure compréhension du fonctionnement d'un aquifère dans son ensemble, au-delà de ce que permettent les cartes piézométriques ou autres informations hydrogéologiques de base. Ils représentent une schématisation du système aquifère. Un modèle physique déterministe, comme celui présenté dans ce chapitre, est basé sur la disposition d'une quantité non négligeable de données.

Pour le site expérimental, la plupart des propriétés de l'aquifère utilisées dans le modèle ont été obtenues par estimations et non par mesure directe. Pour cette raison, le modèle 3D du système aquifère du Mas de Cabassole reste une simplification de la réalité de l'aquifère superficiel, lequel présente une forte hétérogénéité spatiale qui gouverne ses propriétés hydrodynamiques.

Ce modèle reproduit bien les tendances et les ordres de grandeurs des comportements liés aux changements des facteurs externes (charges et flux) observés grâce aux observations de terrain. Il présente très souvent un bon accord entre les mesures de terrain et la simulation. Cependant, il ne représente pas fidèlement certains processus locaux du système aquifère dans la zone d'étude.

Les tests de sensibilité ont permis d'ajuster correctement les paramètres hydrodynamiques, de manière à obtenir une bonne représentation du fonctionnement hydrosalin de l'aquifère. Profitant des tests de sensibilité du modèle, certaines propriétés hydrodynamiques non mesurées ont pu être calibrées de façon à obtenir le meilleur accord entre les données observées et les données calculées par le modèle. En outre, l'utilisation d'un traceur conservatif et non réactif avec le modèle a été suffisante pour représenter les processus de transport liés au système aquifère.

Le modèle numérique du système est sensible principalement aux variations des flux sortants et entrants, ce qui n'est pas étonnant du fait de la proximité de la nappe à la surface du sol. Seules les zones les plus proches des zones de charges imposées (étang de Vaccarès, marais La Grand Mar et le canal de Montlong) sont vulnérables à leurs variations.

Ainsi, hydrodynamiquement, le modèle simule un écoulement lent associé au faible gradient hydraulique et à la faible transmissivité des couches du système aquifère. Il a simulé également le transfert de masse du canal et du Vaccarès vers l'aquifère, avec des ordres de grandeur corrects. Il a pris donc en compte l'apport du canal à la recharge de la nappe, ainsi que l'influence du Vaccarès dans les variations de la piézométrie à proximité de l'étang et son apport en faible quantité.

Cette influence consistant en un petit apport d'eau du Vaccarès est observée préférentiellement dans les parties du terrain qui pénètrent dans l'étang (caps) que le terrain en retrait. Ce phénomène est en accord avec la distribution de salinité exposée grâce à la carte électromagnétique du site expérimental.

Le modèle apporte aussi un éclairage sur l'écoulement souterrain de l'aquifère. Il montre un écoulement préférentiel vers le Nord de la zone d'étude. Cependant, une partie de l'écoulement se dirige vers le Vaccarès, suggérant ainsi un flux sortant dans le Vaccarès.

Le facteur qui contribue aussi à la sortie d'eau du système est l'évapotranspiration. L'étude du modèle en régime transitoire avec et sans l'influence du marais a démontré l'importance de ce phénomène sur l'aquifère local. Toutes les zones non irriguées (marais, parcelles de blé et

prairies) ont été affectées par l'évapotranspiration. Au contraire, les rizières ne sont pas affectées par ce facteur vu l'apport important d'eau dans le système par l'irrigation.

De même, la pression exercée par l'eau d'irrigation dans la partie Sud de la zone d'étude, vu à travers l'écoulement souterrain, neutralise l'apport d'eau du Vaccarès dans le système. Pour cette raison, la pénétration du Vaccarès n'a pas une portée importante (autour de 30 m actuellement). De fait, le modèle simule très bien l'impact de l'évapotranspiration mais aussi l'importance de l'irrigation dans la protection de l'aquifère contre les autres facteurs externes. Le comportement hydrique simulé par le modèle est donc très similaire à celui obtenu par les études hydrogéologiques.

En ce qui concerne l'étude du transport (salinisation), le modèle reflète différentes zones de concentration de sel, notamment à côté du Vaccarès et du marais. Les parcelles non cultivées dans les zones basses montrent également une présence importante de sel. Cependant, l'accumulation de sel varie de façon saisonnière. Au centre du bourrelet alluvial la salinité n'est jamais présente, même en profondeur, car ses bonnes propriétés transmissives par rapport au reste des couches ne permettent pas l'accumulation de sel.

L'utilisation du modèle pour apprécier l'impact de chacun des processus hydriques a permis une meilleure compréhension des processus hydrogéologiques. Ainsi, il a mis en évidence un avancement du front de concentration du Vaccarès vers l'aquifère, qui est neutralisé par l'eau infiltrée provenant de l'irrigation. En conséquence, vu que l'avancement horizontal n'est pas possible, la salinisation progresse en profondeur.

Par ailleurs, la salinisation est plus intense dans les parcelles ou les secteurs qui ne sont pas irrigués. A ce propos, le modèle montre que les parcelles situées à proximité des rizières ne bénéficient pas beaucoup de l'eau infiltrée à cause du faible écoulement horizontal. De même, et grâce à l'important écoulement vertical, les parcelles irriguées ne présentent pas une accumulation intense de salinité en profondeur. La recharge joue donc un rôle fondamental dans le lessivage de sols dans de rizières et le modèle prend bien en compte ce phénomène.

Par ailleurs, même si l'écoulement horizontal n'est pas très important, il aide au lessivage saisonnier des sols dans le contact entre la parcelle non irriguées et une rizière. L'irrigation du riz est bien la principale cause de la désalinisation des sols dans la zone d'étude.

Finalement, la présence du marais joue un rôle très important dans l'hydrodynamique des eaux souterraines et leur régime hydrosalin car il sert de barrière hydrique dans le transport de solutés, et c'est à cause de la charge imposée par ce corps d'eau que les sols des zones périphériques sont autant affectés par la salinisation.

En général, les simulations effectuées sur les conditions actuelles ont montré que la distribution des sels est déterminée de manière forte par la structure sédimentaire et surtout sa géomorphologie, mais aussi l'importance majeure de l'anthropisation de la Camargue.

En résumé, l'hydrodynamique locale représentée par le modèle est capable d'apporter un éclairage 3D sur la salinité des sols en Camargue. Le modèle traduit les traits essentiels du fonctionnement hydrogéologique observé sur le terrain, pour toutes ces raisons, le modèle numérique 3D de l'aquifère superficiel au Mas de Cabassole peut être considéré comme une bonne représentation du comportement actuel du système.

Les travaux réalisés montrent qu'il est possible d'envisager l'utilisation de ce modèle pour simuler les conséquences des scénarios futurs de changement climatique. De la même manière, et grâce au fait que la zone d'étude est représentative des aquifères superficiels de la Moyenne Camargue, il peut être utilisé comme base dans l'étude de ces aquifères.

## Chapitre VII . APPLICATION DU MODELE A LA PREVISION DES MODIFICATIONS DU REGIME HYDROSALIN INDUITES PAR LES CHANGEMENTS GLOBAUX

---

### Introduction

Le modèle numérique 3D construit dans le chapitre précédent a montré un bon accord avec les caractéristiques actuelles du système aquifère en Camargue. Les principaux processus hydrogéologiques du système comme par exemple le rôle important du trait de côte sur l'intrusion de l'eau du Vaccarès, qui est connecté à la mer, ainsi que l'impact du climat sur les fluctuations de la piézométrie, sont pris en compte par ce modèle. Il constitue donc une représentation schématique correcte du fonctionnement actuel de la zone d'étude. Cependant, les caractéristiques des conditions aux limites changent depuis quelques décennies. En effet, le niveau de la mer et les températures remontent progressivement. L'Intergovernmental Panel on Climate Change (I.P.C.C., 2001 et I.P.C.C., 2007, GIEC en français) et Bardach, (1989) signalent que le changement climatique et les variations climatiques récentes commencent à avoir déjà des effets sur les autres systèmes naturels et humains. Il est donc possible d'utiliser le modèle du fonctionnement de l'aquifère, afin d'étudier l'incidence des changements globaux, tels que la remontée du niveau de la mer, l'augmentation de l'évapotranspiration et/ou de la température.

L'élévation du niveau de la mer, associée au changement climatique, est un processus potentiellement significatif, susceptible de jouer un rôle important dans l'intrusion de l'eau de mer dans les nappes littorales (Werner et Simmons, 2009, Custodio, 2010). Depuis le milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle, le taux d'élévation du niveau moyen de la mer est supérieur au taux moyen des deux derniers millénaires (I.P.C.C., 2013) (Fig. VII.1). Ainsi la valeur communément admise est de 2 mm/an depuis 1905 (Suarez et al., 1997), mais avec une accélération lors des dernières décennies avec 3mm/an entre 1993 et 2003 (I.P.C.C., 2007) et 3,3 mm/an de 1992 à 2010 (Nicholls et Cazenave, 2010 ; I.P.C.C., 2013).

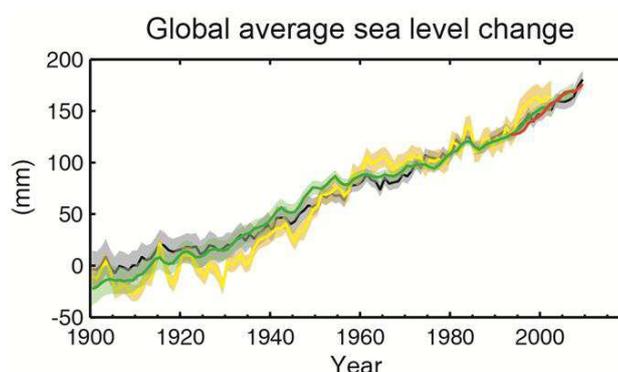


Fig. VII.1. Moyenne globale du changement du niveau de la mer (I.P.C.C., 2013)

En effet, l'augmentation du niveau de la mer et le développement de l'activité humaine dans les systèmes côtiers, augmente les dégâts des inondations dans de nombreux domaines (Bardach, 1989).

Par ailleurs, les changements de facteurs climatiques, tels que la précipitation et la température, et l'usage du sol, sont également une partie importante dans le bilan hydrique (Priyantha Ranjan et al., 2006) et le retrait et modification de la côte (Sabatier, 2001). Ainsi, le changement de température moyenne mondiale en surface pour la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle dépassera probablement 1,5°C par rapport à la période 1850-1900 (I.P.C.C., 2013). L'augmentation des variations de température, de l'évapotranspiration et la modification des précipitations liées au réchauffement climatique seraient le principal responsable de l'altération qualitative et quantitative des réserves en eaux souterraines, aggravée par la pression humaine, comme l'extraction et la surexploitation des eaux d'irrigation, le changement d'affectation des terres et l'urbanisation (Pasini et al., 2012 ; Holman, ). En effet, les pratiques agricoles peuvent freiner ou accélérer les conséquences de modifications générées par les conditions aux limites.

Un schéma conceptuel qui intègre les relations cause/effet du changement climatique et les risques pour l'eau souterraine et les écosystèmes liés a été proposé par Pasini et al., (2012) (Fig. VII.2). Ce schéma illustre d'une façon simplifiée l'impact socio-économique et environnemental.

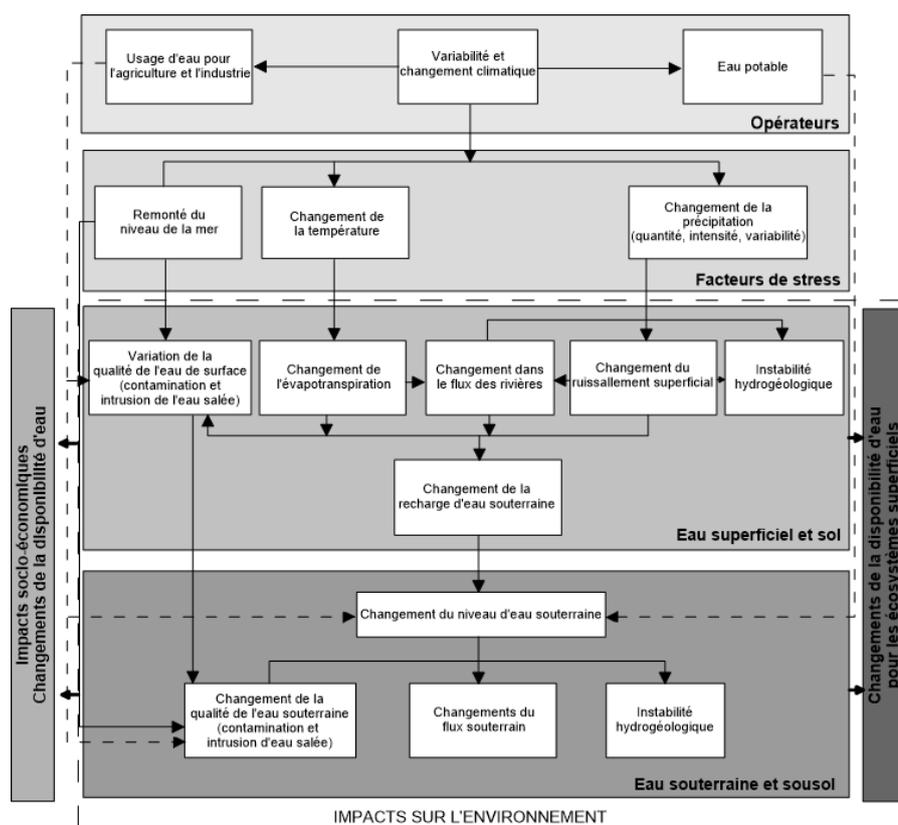


Fig. VII.2 Schéma conceptuel décrivant les relations cause/effet du changement climatique sur l'eau souterraine et les écosystèmes liés (Pasini et al., 2012)

D'après Bardach, (1989), en Europe du Sud, les changements climatiques devraient aggraver la situation (températures élevées et sécheresse de plus en plus marquée) dans une région déjà vulnérable à la variabilité climatique, et réduire la disponibilité en eau, le potentiel hydroélectrique, le tourisme estival et, en général, la productivité des cultures. Le delta de la

Camargue fait donc partie des environnements devant être affectés par les changements globaux futurs.

Afin d'évaluer les impacts des changements globaux de façon quantitative, l'IPCC décrit, selon les actuelles orientations économiques et environnementales, quatre scénarios globaux possibles englobés en deux familles : la famille A (A1 et A2) et la famille B (B1 et B2). Dans les scénarios B1 et B2, une transition se poursuit, à des degrés divers, à travers une prise en compte des préoccupations mondiales, visant à promouvoir la durabilité environnementale. Alternativement, dans les scénarios A1 et A2, l'étude est basée, encore une fois à des degrés divers, sur le développement économique et industriel, dans lesquels les priorités environnementales sont perçues comme moins importantes. Le scénario A1 est le plus catastrophique tandis que le scénario B2 est le plus approprié pour préserver l'environnement. Selon ces différents types de scénarios, diverses simulations prédictives ont été effectuées pour la France (Fig. VII.3 et Fig. VII.4).

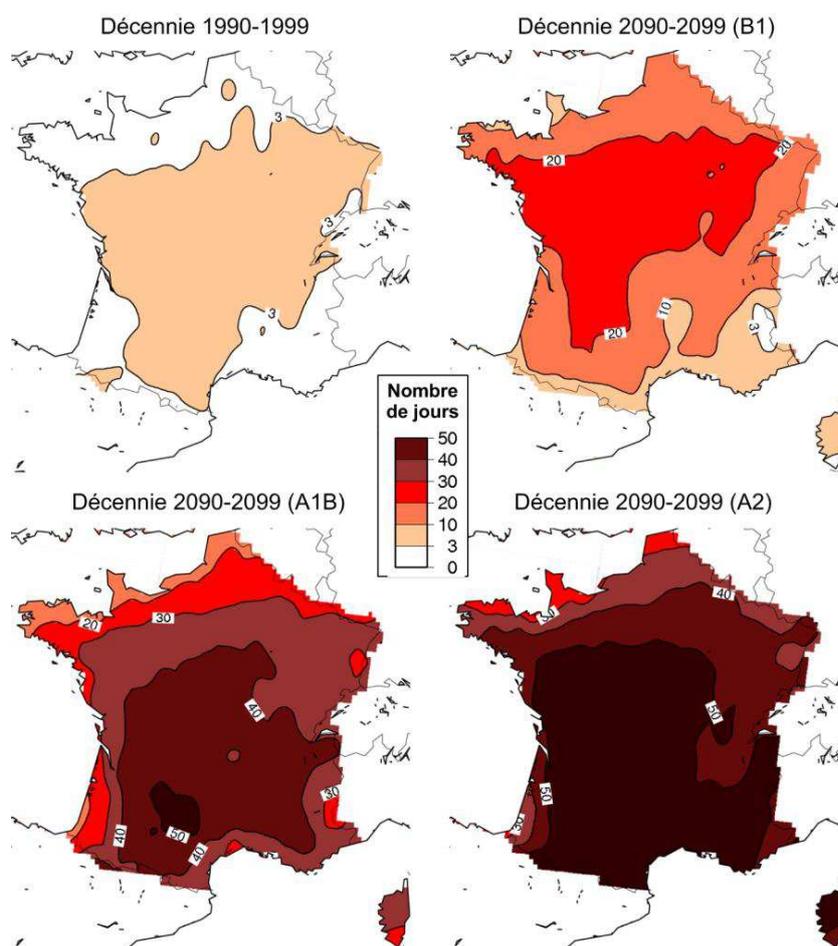


Fig. VII.3 de jours par an avec températures maximales supérieures à 35°C en France, selon trois scénarios A2, A1 et B1 (source : [www.meteofrance.fr](http://www.meteofrance.fr) –2007)

Ce chapitre présente une série de simulations faites sur la base du modèle du comportement actuel de l'aquifère superficiel dans lequel seront intégrés les différents scénarios futurs obtenus par les modèles de projection climatique, en prenant compte des trois changements principaux : la remontée du niveau de la mer, l'augmentation de la température, qui a une influence directe sur l'évaporation, et les variations sur les pratiques agricoles.

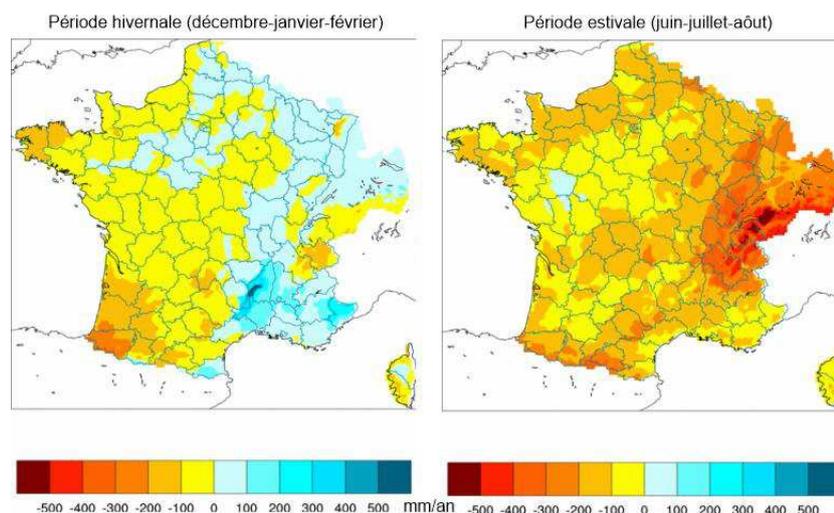


Fig. VII.4 Nombre Moyenne multi-modèles des anomalies de précipitations (mm /an) pour la période estivale et la période hivernale couvrant 2046-2065 (Pagé et al., 2008)

## 1. Prévisions de changement climatique pour le Sud-Est de la France

L'ensemble des méthodologies de projection climatiques pour la France convergent vers (Brisson et Levraut, 2010) :

1. un réchauffement moyen de l'ordre de 1,6 (3,0) °C pour l'ensemble des stations et la période 2020-2050 (2070-2100) et pour la projection climatique de référence,
2. une forte diminution des précipitations au printemps et en été, en particulier sur le Sud-Ouest,
3. des différences régionales et locales importantes liées au choix de l'approche de désagrégation, que ce soit pour les variables liées aux températures et aux précipitations,
4. la zone Sud-Est demeure, avec la zone Sud-Ouest, l'une des deux plus chaudes de France Métropolitaine,
5. l'évolution en termes de températures hautes est significativement très pénalisante pour les espaces cultivés,
6. les besoins en irrigation des cultures actuellement irriguées vont augmenter
7. la baisse probable des précipitations hivernales, généralisée dans le futur plus lointain, entraînera des difficultés de recharge des aquifères,
8. la concomitance de la baisse des pluies et de la hausse de l'évapotranspiration conduira à une dégradation marquée du déficit hydrique climatique annuel. Le déficit hydrique (ETM-ETR\*) peut être rapproché d'un besoin d'irrigation potentielle.

\*ETM représente l'évapotranspiration moyenne et ETR, représente l'évapotranspiration réelle

En outre, et basées sur des données du passé récent (dès 1960 généralement jusqu'en 2000), plusieurs simulations ont été menées afin d'obtenir différents scénarios de la future augmentation du niveau de la mer. Hoffman et al., (1983) considère que le niveau de la mer augmentera de 56,2 cm à 345 cm pour l'année 2100 et l'I.P.C.C. (2001) prédit une augmentation entre 11 cm et 88 cm pour la même année.

Conformément aux résultats des projections de simulation selon les changements globaux certaines caractéristiques climatiques ont été estimées pour la zone d'étude afin d'introduire les données nécessaires pour une simulation réaliste du comportement future de l'aquifère superficiel.

## 2. Modélisation des changements du régime hydrosalin de la zone d'étude

L'étude prédictive consiste à déterminer le comportement d'un aquifère soumis à des conditions externes ou internes différentes des conditions actuelles. La simulation prédictive du comportement d'un aquifère permet d'estimer son aménagement futur en fonction des résultats des différents scénarios proposés.

Dans le chapitre précédent, les résultats du modèle ont montré que ce dernier simule correctement les processus hydrogéologiques les plus importants qui affectent le fonctionnement actuel de l'aquifère superficiel, c'est-à-dire les effets et les fluctuations de l'évapotranspiration, du Vaccarès, de marais et de l'irrigation. Le but principal de la simulation prédictive est d'observer l'impact des quatre principaux facteurs externes, soumis à l'influence du changement climatique, qui gouvernent les fluctuations de l'aquifère, sur le comportement de la surface piézométrique, la distribution spatiale de la salinité et le bilan d'eau.

Un rappel de l'effet des facteurs précédents sur le fonctionnement actuel de l'aquifère est présenté ci-dessous :

- Evapotranspiration : ce paramètre diminue considérablement le niveau de la nappe dans les zones basses de l'aquifère (jusqu'à au moins 1,5 m de profondeur). L'impact de l'évapotranspiration crée un effet d'endoréisme, permettant ainsi l'accumulation intense de sel.
- Vaccarès : il existe une très légère pénétration de ce corps d'eau dans la côte. L'intrusion du Vaccarès est plus effective en profondeur qu'horizontalement. Les zones les plus affectées par l'intrusion du Vaccarès sont les parties du terrain qui pénètrent dans le Vaccarès.
- Irrigation : c'est la principale source de recharge du système. Elle contribue aussi au lessivage dans l'aquifère dans les zones affectés directement par ce paramètre.
- Marais : il fait partie des zones basses affectées par l'évapotranspiration. Il est l'un des principaux exutoires du système.

Afin d'étudier la simulation prédictive du comportement de l'eau souterraine dans l'aquifère superficiel local, le modèle en régime transitoire pour 1000 jours de simulation a été utilisé comme base. Cependant, la simulation prédictive a été faite pour 100 ans de simulation et en régime semi-permanent, c'est-à-dire que certains facteurs sont restés constants pendant toute la période de simulation, tandis qu'un seul facteur d'intérêt a été modifié selon les données futures. Du fait de l'absence d'information sur l'aménagement futur du canal, le niveau de ce dernier reste constant pendant toute la période de simulation. Son niveau ne varie pas par rapport à la saison comme dans l'étude du comportement actuel. En général, quand la recharge et le marais sont pris en compte, ils restent actifs pendant toute la période d'étude. Le débit de recharge n'a pas été modifié durant la simulation.

Afin de pouvoir hiérarchiser les conséquences du changement climatique, plusieurs simulations ont été effectuées. Six scénarios de simulation prédictifs ont été proposés pour la zone d'étude et pour un temps de simulation d'un siècle :

1. *Scénario 1* : Remontée progressive du niveau du Vaccarès avec une vitesse de 4 mm/an. L'augmentation du niveau de la mer s'accélère ces dernières décennies et pour les simulations il semble raisonnable de prendre une vitesse de 4mm/an, ce qui est probablement inférieur à ce qui va se produire. Il est important de noter qu'actuellement le niveau haut du Vaccarès est un choix de gestion écologique du système.
2. *Scénario 2* : Remontée progressive du Vaccarès (reprise du scénario 1), avec en plus une remontée progressive du marais avec un taux d'augmentation de 3 mm/an. En effet, l'eau des marais est actuellement pompée vers le Vaccarès, et avec la montée du niveau de la mer et du Vaccarès, cette pratique deviendra de plus en plus difficile, ce qui affectera l'hydrodynamique du marais et de ses environs.
3. *Scénario 3* : Remontée progressive du Vaccarès (reprise du scénario 1), avec en plus une augmentation des valeurs de l'évapotranspiration du 30%
4. *Scénario 4* : Reprise des scénarios 2 et 3, c'est-à-dire remontée du Vaccarès, remontée du niveau du marais et augmentation des valeurs de l'évapotranspiration
5. *Scénario 5* : Reprise du scénario 4, avec en plus une réduction de la surface de la zone irriguée
6. *Scénario 6* : Reprise du scénario 4 avec en plus la simulation du total abandon de l'irrigation dans la zone d'étude (pas de recharge). En effet, la diminution de la surface cultivable, générée par la remontée du niveau de la mer, peut induire à terme une situation économique non viable des entreprises agricoles, provoquant un abandon de l'agriculture dans ces zones.

Les Tableau VII.1, Tableau VII.2 et Tableau VII.3 montrent les données constantes (actuelles) et modifiées (adaptés aux possibles variations futures, obtenues par les modèles climatiques prédictifs) qui ont été utilisées par les simulations prédictives.

Tableau VII.1 Données utilisées par les conditions aux limites : Recharge, Marais et Vaccarès pendant les simulations prédictives

	Constant	Modifié
<b>Recharge</b>	600 mm/an	Ne varie pas
<b>Marais</b>	0 m	0 - 0,3 m
<b>Vaccarès</b>	0,2 m	0,2 - 0,6 m

Tableau VII.2 Données utilisées par le canal pendant les simulations prédictives

	Niveau d'eau	Lit du canal	Conductance (m <sup>2</sup> /jour)
<b>Amont</b>	0,9	0,3	2,32
<b>Aval</b>	0,5	-0,1	0,22

Tableau VII.3 Données utilisées par l'option évapotranspiration pendant les simulations prédictives

Mois	Actuel (mm/an)	Modifiée (mm/an)
<b>Mars- Avril</b>	1050	1365
<b>Mai- Août</b>	1870	2431
<b>Septembre</b>	1050	1365
<b>Octobre</b>	730	949
<b>Novembre-Janvier</b>	310	403
<b>Février</b>	500	650

### *Résultats des simulations*

Afin de montrer l'évolution de la piézométrie et de la distribution spatiale de la salinité dans la zone d'étude pour chaque scénario de simulation, les résultats sont présentés en deux temps différents : le premier à 50 ans (jour 18 250), qualifié de futur plus proche, et le deuxième à presque 100 ans (jour 36 309), qualifié de futur lointain. Pour visualiser correctement les résultats, il a été nécessaire de les représenter sous forme de cartes (couche #3) et de profils (colonne #24).

Le jour 18 250 fait partie du début d'une période d'irrigation (avril) avec une valeur d'évapotranspiration moyenne (voir Tableau VII.3), tandis que le jour 36 309 fait partie de la période non irriguée (juste à la fin de la période d'irrigation, septembre), en présence, également, d'une valeur d'évapotranspiration moyenne.

### **2.1. Scénario 1**

La remontée progressive du niveau du Vaccarès a été ajustée selon les modèles climatiques futurs, c'est-à-dire une remontée de 4 mm/an. La Fig. VII.5 et la Fig. VII.6 montrent les résultats de la simulation pour ce premier scénario.

La remontée progressive du niveau du Vaccarès induit l'entrée de l'eau de l'étang dans l'aquifère superficiel. Le flux souterrain général présente une orientation préférentielle vers le Nord (les zones les plus basses topographiquement). Ce fait est mis en évidence grâce au sens de flèches qui indiquent la direction du flux souterrain. L'orientation du flux vers le Nord est progressive pour le premier temps de simulation dans la zone du bourrelet alluvial (Fig. VII.5, jour 18 250), cependant vers le Nord les courbes piézométriques se rapprochent, créant ainsi un gradient hydraulique plus élevé. En période de non irrigation (jour 36 309), le gradient hydraulique est plus élevé en bordure du Vaccarès que dans le reste de la zone d'étude. Une zone de dépression est observée vers les zones périphériques du marais. Ce phénomène a été observé et décrit dans le chapitre précédent. La simulation en rend bien compte.

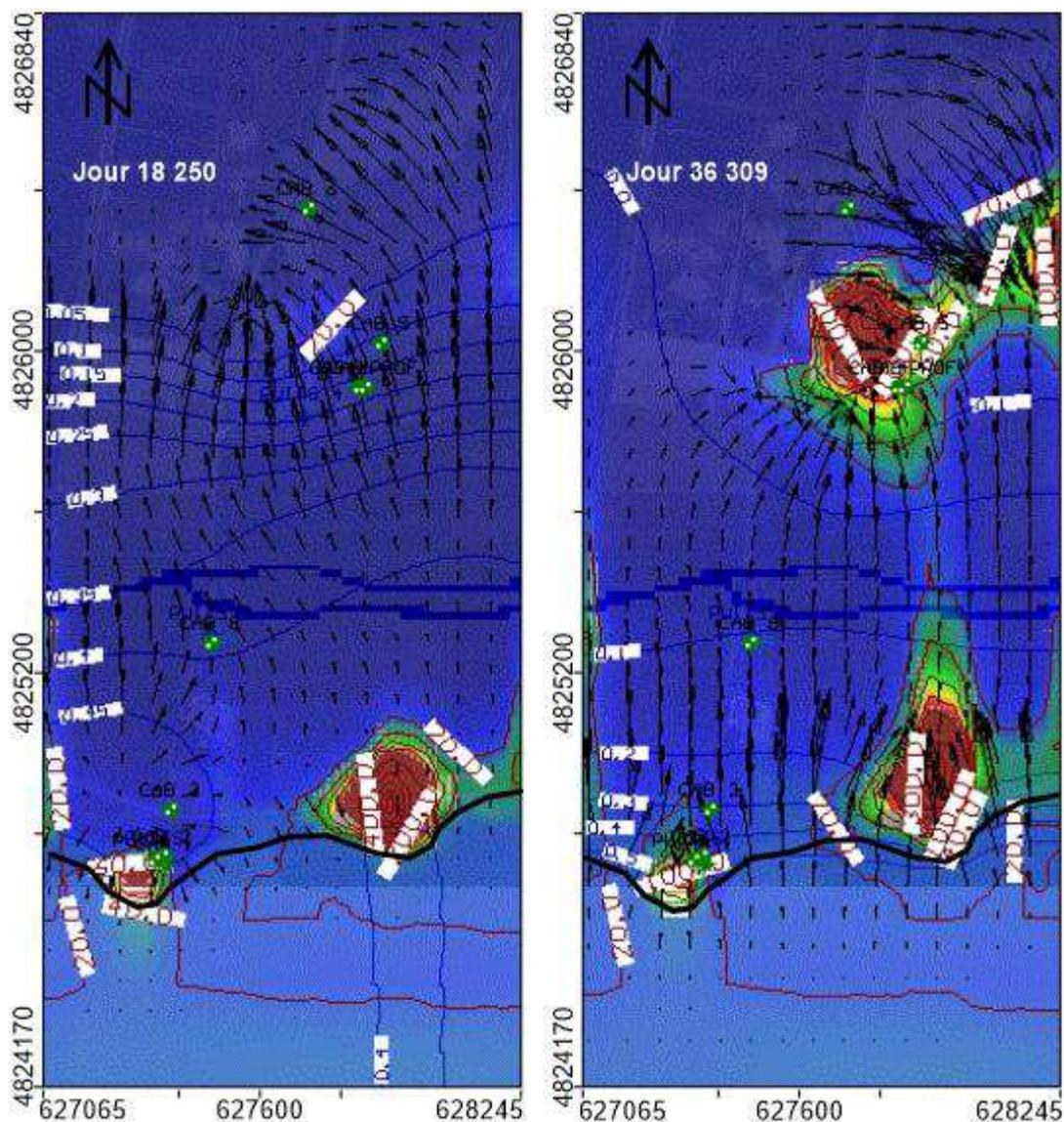


Fig. VII.5 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 1 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

En phase d'irrigation, le principal exutoire est le marais (Fig. VII.5, jour 18 250). En dehors de cette période, les eaux souterraines se dirigent vers la périphérie du marais, incluant les eaux provenant du marais de La Grand Mar. L'eau du marais, principalement issue du drainage des excès de l'irrigation rizicole, repart vers es zones sèches en dehors des périodes d'irrigation. Elle constitue alors un apport important vers la nappe de ces zones sèches (fin du siècle). Le profil du jour 18 250 (Fig. VII.6), montre comment l'eau d'irrigation infiltrée dans l'aquifère se dirige vers les zones basses. Cependant, vers les parties les plus proches du Vaccarès, l'eau infiltrée se dirige vers la bordure du Vaccarès où elle est évaporée (indiqué par la flèche de sortie). Pendant cette période l'entrée d'eau du Vaccarès n'est pas évidente.

Pour le cas du jour 36 309 le flux est légèrement différent. D'une part, l'eau du Vaccarès remonte à son maximum (0,6 m/NGF), créant ainsi un gradient hydraulique un peu plus fort. Ce gradient hydraulique permet la pénétration d'eau dans le système (signalée par la flèche d'entrée à la Fig. VII.6, jour 36 309). Ainsi toute l'eau introduite dans le système aquifère par l'étang est dirigée vers le Nord de la zone d'étude (indiqué par les flèches de flux). Cette direction préférentielle

s'explique par la loi de « vases communicants », à cause de la forte différence de niveau entre le Vaccarès est le marais (des plusieurs dizaines de centimètres). D'une autre part, la partie du système la plus affectée par l'évapotranspiration n'est plus la bordure du Vaccarès, mais la zone de dépression. Les flèches qui indiquent la direction des flux dans l'aquifère, ainsi que la charge hydraulique, ont mis en évidence une bonne simulation de l'effet endoréique et l'alimentation de la nappe par l'irrigation.

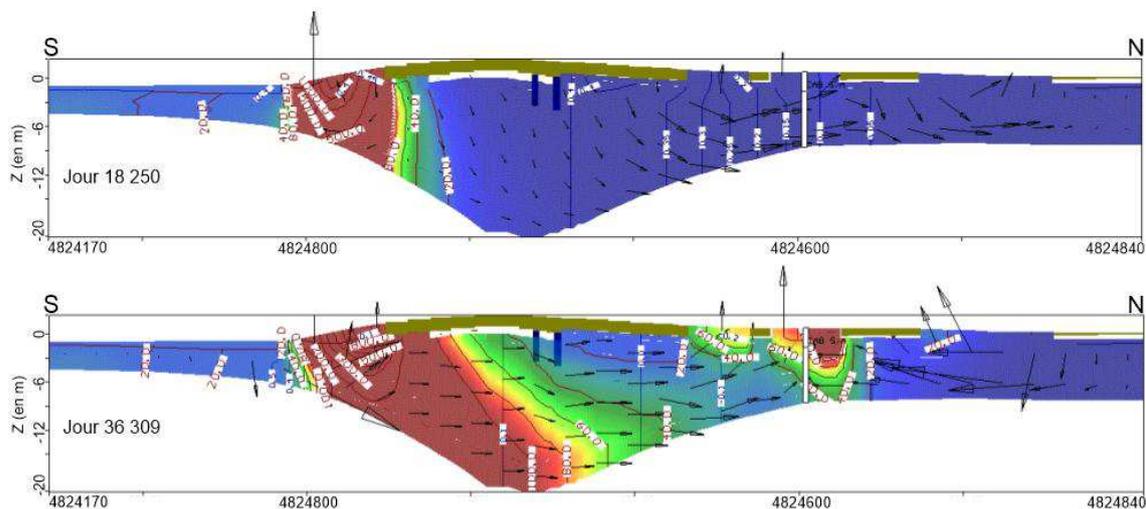


Fig. VII.6 Profils de distribution de salinité pour le scénario 1 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309

Concernant la salinité, la zone d'étude présente trois points importants de salinité (Fig. VII.5) : un point vers la zone périphérique du marais, vers le Nord, et deux sur la cote, au contact avec le Vaccarès. Ces deux points de concentration correspondent aux parties de la ligne de cote qui pénètre dans l'étang de Vaccarès.

Dans le premier demi-siècle (Fig. VII.5 et Fig. VII.6, jour 18 250), les plus fortes concentrations se localisent dans la zone de contact avec le Vaccarès, sous l'effet conjugué d'une légère entrée d'eau du Vaccarès et de l'action de l'évapotranspiration (principalement ce dernier facteur). La salinité sur ces points est plus importante en sens vertical qu'un sens horizontal. Une faible surface de concentration est observée dans la partie Nord de la zone d'étude (20 mg/L).

La distribution de salinité pour une simulation de longue durée (jour 36 309) est différente du jour 18 250. Pour ce cas le niveau d'eau du Vaccarès est à son maximum, c'est-à-dire, qu'une partie de la cote du terrain est probablement inondée (le Vaccarès repose sur une partie du terrain). Ainsi, la pénétration d'eau de l'étang dans le système aquifère contribue à la salinisation de ce dernier. Cet apport d'eau du Vaccarès vers le Nord, associé à la forte évaporation, contribuera à l'augmentation de salinité à la bordure de l'étang.

Premièrement, il est observée une claire pénétration d'eau du Vaccarès dans l'aquifère (grande flèche d'entrée vers l'aquifère, Fig. VII.6). Les lignes d'écoulement montrent une direction préférentielle vers les zones basses, au Nord du site expérimental.

Dans le cas de la partie Nord, le système est en présence d'un fort effet endoréique, indiquant que sous l'effet d'évapotranspiration, les eaux souterraines sont évaporées, créant ainsi une dépression piézométrique dans la zone Nord qui attire à elle les lignes de flux souterrain (Fig. VII.6). Quand

les eaux s'évaporent le sel reste dans le sol, en s'accumulant progressivement dans le temps. Cette expérience a montré l'efficacité du modèle pour simuler ce phénomène.

## 2.2. Scénario 2

Ce scénario envisage une remontée d'eau du Vaccarès ainsi qu'une remontée de 3 mm/an du niveau du marais. La remontée de l'eau du marais a été considérée car l'eau du marais étant plus basse que celui du Vaccarès, il deviendra de plus en plus difficile de pomper l'eau du marais vers le Vaccarès via les canaux majeurs, comme c'est actuellement le cas. Les Fig. VII.7 et Fig. VII.8 la montrent les résultats de cette simulation.

Les flèches de flux indiquent (dans le cas du jour 36 309) seulement la direction et non l'intensité, comme dans le cas précédent, car le regroupement des flèches ne laisse pas visualiser et interpréter correctement la carte.

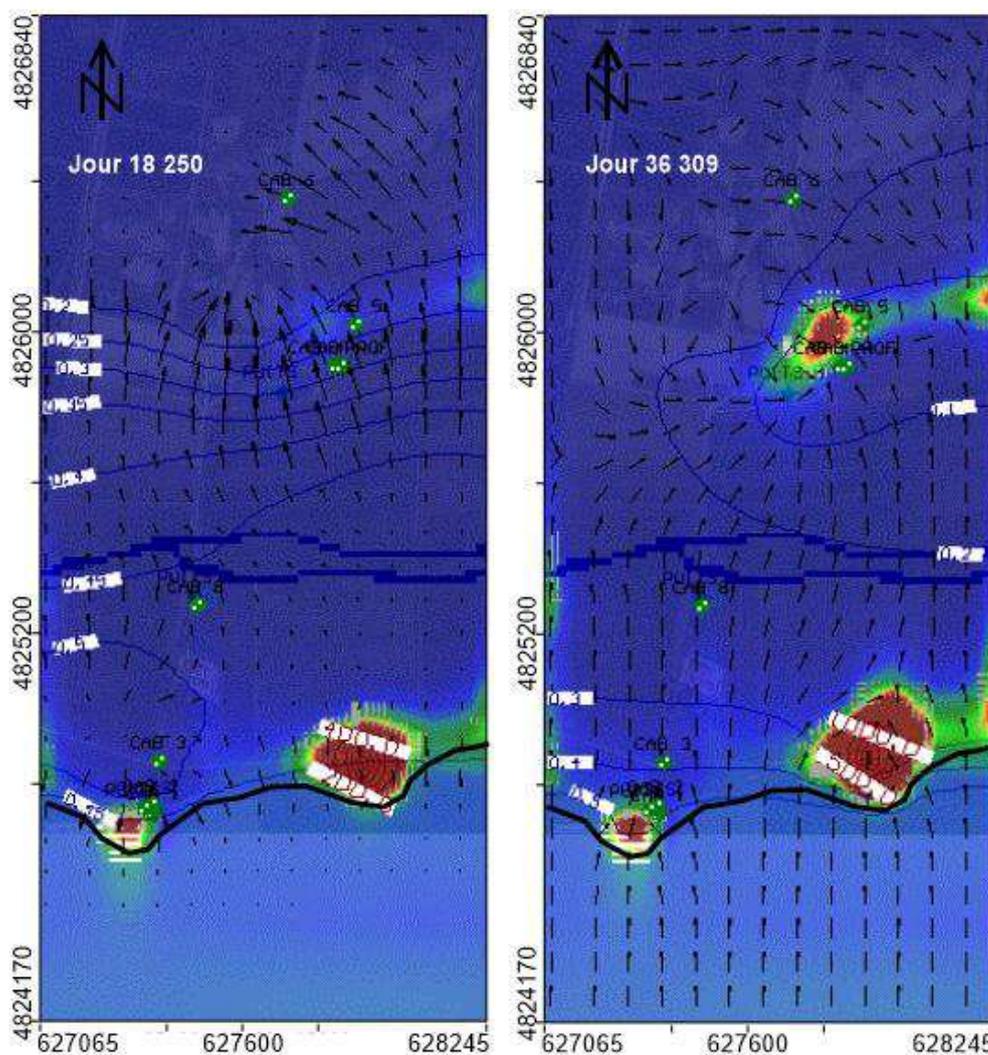


Fig. VII.7 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 2 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

En termes de flux, l'eau souterraine est orientée, préférentiellement, vers le Nord du site expérimental, mais, à différence de la simulation précédente, le gradient hydraulique est plus faible. Ainsi que pour la simulation 1, le flux sortant est crée par l'action de l'évapotranspiration

et par le marais. La recharge par irrigation est observée plus clairement, ainsi que l'action de l'évapotranspiration sur les zones basses, malgré la présence de l'irrigation (flèches en vertical, Fig. VII.8). En outre, la remontée d'eau du marais crée un gradient hydraulique important entre cette zone et sa périphérie, surtout quand la piézométrie de cette dernière présente une dépression pendant la période non irriguée. Ce gradient hydraulique entre le marais et ses zones périphériques permet l'apport hydrique de ce corps d'eau au système aquifère (Fig. VII.8, jour 36 309).

Le phénomène de la remontée d'eau du marais et du Vaccarès crée une zone de piézométrie basse dans la périphérie du marais. Ce pourquoi, l'évapotranspiration affecte considérablement cette partie du site expérimental, permettant une descente du niveau d'eau de plus grande surface que dans la simulation 1 (Fig. VII.5, jour 36 309).

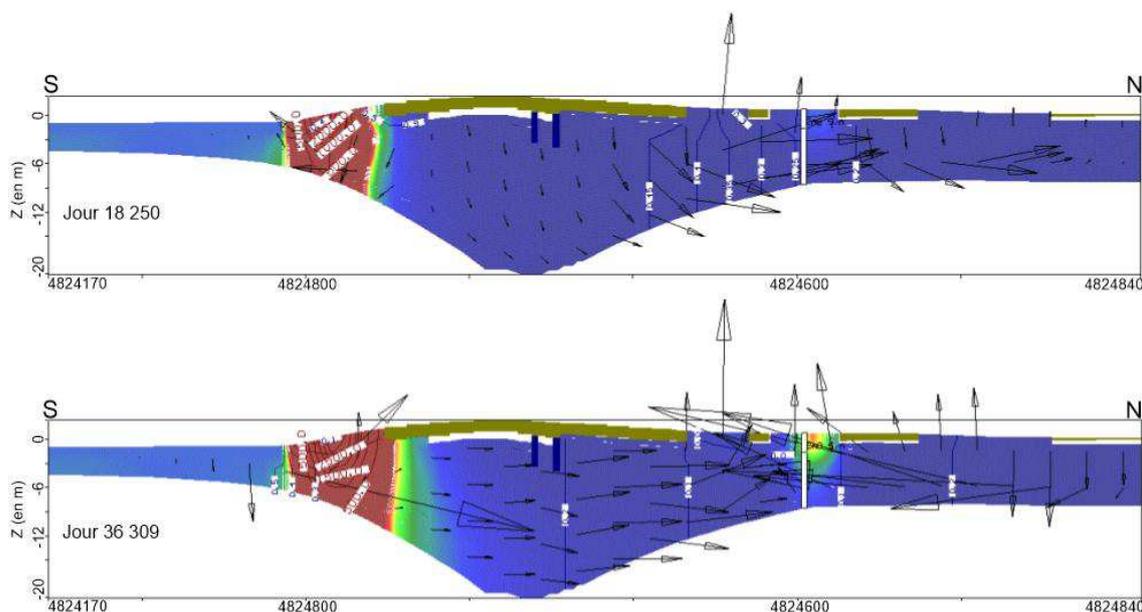


Fig. VII.8 Profils de distribution de salinité pour le scénario 2 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309

Au niveau salinité, le scénario 2 est moins affecté que le scénario 1. Pour le jour 18 250 il n'existe pas grande différence entre les deux scénarios, cependant pour le jour 36 309 la distribution de salinité dans l'aquifère n'est pas la même. D'une part, et malgré l'entrée d'eau du Vaccarès au système, l'aquifère ne présente pas un impact sur la salinité. Les plus fortes valeurs de salinité restent à la bordure de l'étang et en profondeur sur ces mêmes parties du terrain.

D'une autre part, la zone périphérique au marais n'est pas fortement affectée par la salinité. Sa surface est beaucoup plus petite que sur le cas de la simulation 1 pour la même période de temps (Fig. VII.7, jour 36 309). L'entrée d'eau au système par le marais pourra contribuer au lessivage des sols. Cette infiltration d'eau neutralise ainsi l'accumulation de sel dans les zones basses. La remontée du niveau d'eau du marais contribue aussi à neutraliser la pénétration de l'eau du Vaccarès.

### 2.3. Scénario 3

Le scénario 3 représente la simulation d'une remontée progressive du niveau du Vaccarès et une augmentation du 30% des valeurs de l'évapotranspiration. L'augmentation de l'évapotranspiration

a été estimée de 30%, cependant cette augmentation n'est pas progressive. Elle a été estimée de cette façon du début de la simulation. Les Fig. VII.9 et Fig. VII.10 présentent les résultats de cette simulation.

Du point de vu du flux souterrain, il présente l'orientation préférentielle Sud-Nord, observée précédemment, pour les deux durées de simulation (Fig. VII.9). En période d'irrigation l'exutoire principal est représenté par le marais, tandis qu'en période non irriguée la sortie d'eau s'effectue par l'évapotranspiration dans la périphérie du marais principalement. La charge hydraulique reste pratiquement la même en la comparant avec la simulation 1, indiquant que l'augmentation de l'évapotranspiration n'affecte pas la piézométrie dans les couches « productives » de l'aquifère, soit les sables (à partir de la couche # 3 du modèle). Cependant, une légère descente du niveau piézométrique est observée au niveau de la couche #2 (argile). Ce résultat semble logique car l'évapotranspiration a été désignée pour une profondeur maximale de 2 mètres et les observations de terrain indiquent que l'eau de l'aquifère n'est pas affectée directement par l'évapotranspiration au niveau des couches de sables.

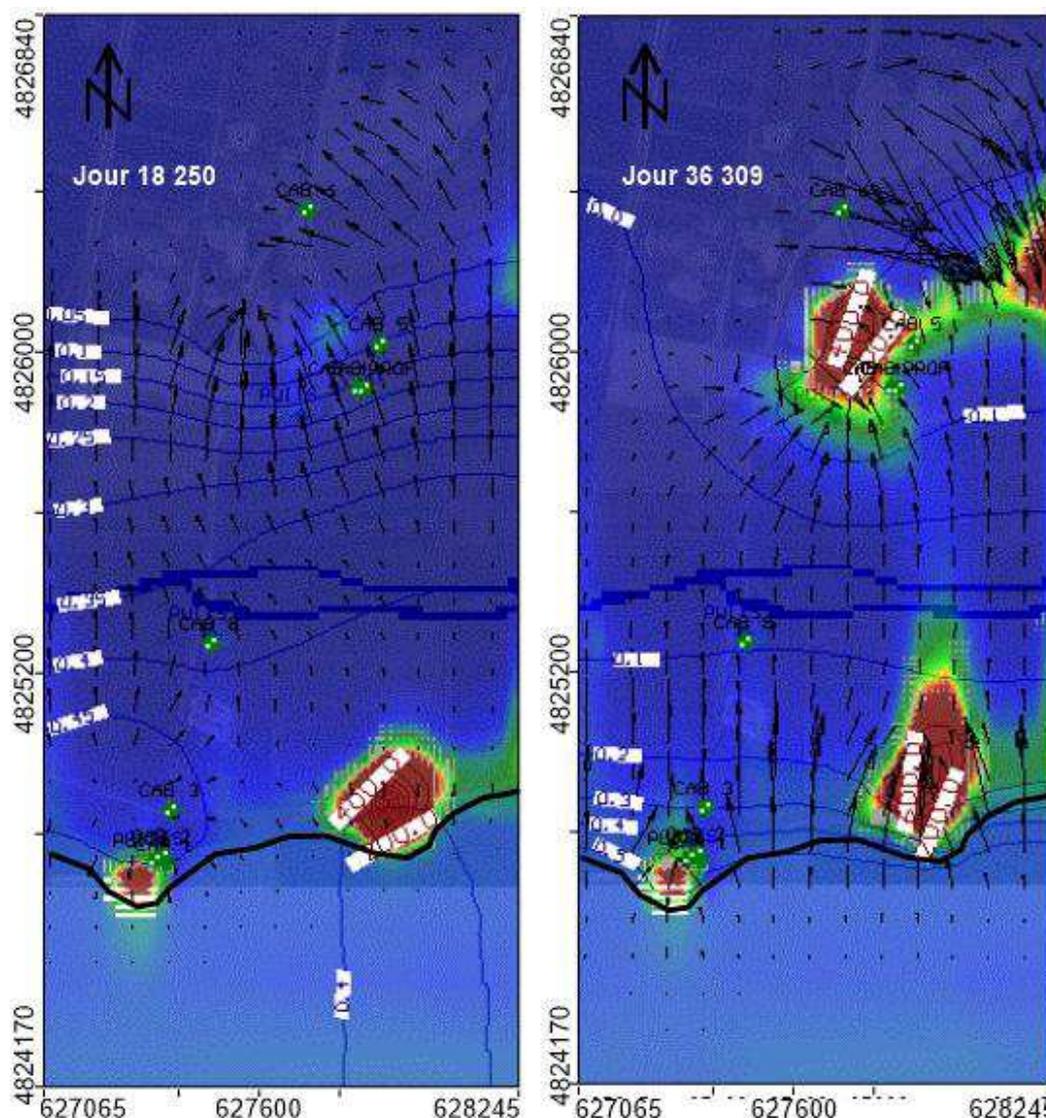


Fig. VII.9 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 3 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

Toutefois, bien que l'évapotranspiration n'affecte pas directement la piézométrie, elle affecte la recharge. Fig. VII.10 (jour 18 250) montre la diminution de 1 magnitude du flux souterrain apporté pendant la période de recharge, par rapport aux simulations précédentes. Même l'apport du Vaccarès diminue de façon importante. Le flux souterrain (Fig. VII.10, jour 36 309) indique clairement qu'il existe une sortie importante d'eau vers les zones périphériques au marais. Cependant, malgré l'augmentation des valeurs de l'évapotranspiration l'accumulation de sel dans le système n'est pas plus marquée que pour la simulation 1.

Ainsi que pour la simulation 1, l'eau de l'étang s'infiltré dans l'aquifère contaminant de cette façon la nappe, en termes de salinité, jusqu'à les parties les plus profondes du bourrelet alluvial. Toutefois, si la présente simulation est comparée avec les résultats de la simulation 1, les surfaces de la distribution de sel ne sont pas les mêmes, celle de la simulation 1 a une plus grande surface que celle de la simulation 3, indiquant que, effectivement, l'évapotranspiration a un impact important sur l'eau superficielle infiltrée, quelle que soit son origine, dans le système aquifère.

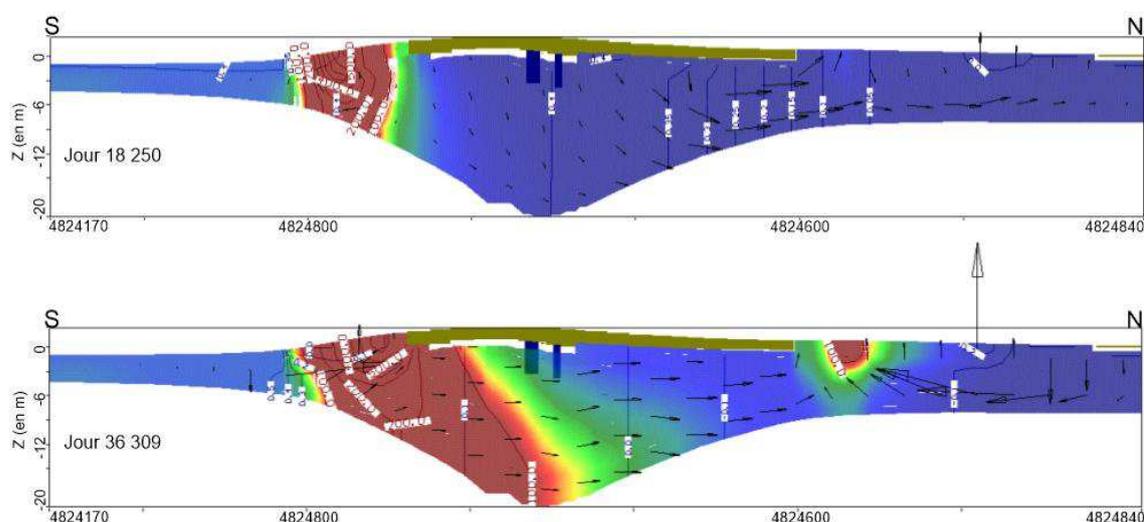


Fig. VII.10 Profils de distribution de salinité pour le scénario 3 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309

## 2.4. Scénario 4

Dans ce scénario, les niveaux d'eau du marais et du Vaccarès ont remontée progressivement, ainsi que les valeurs de l'évapotranspiration. La Fig. VII.11 et la Fig. VII.12 montrent les résultats de la simulation 4.

A première vue, il n'existe pas de différence entre l'orientation du flux souterrain entre ce scénario de simulation et les précédents pour toutes les deux périodes de temps. Les eaux se dirigent principalement du Sud au Nord, et les principaux exutoires sont le marais et ses périphéries dépendant de la saison (Fig. VII.11). La zone de dépression vers le Nord de la zone d'étude présente une surface plus grande que la zone celle de la simulation 2. Toutefois, l'intensité de la recharge n'est pas la même (Fig. VII.12). En effet, la magnitude des flèches de flux indique une diminution de la recharge. Cette diminution peut être seulement liée à l'augmentation de l'évapotranspiration. Toutefois, malgré la faible quantité d'eau de recharge introduite dans le système, l'élévation de la piézométrie de l'aquifère reste la même. C'est-à-dire que l'évapotranspiration a un faible impact sur la piézométrie des couches sableuses (couche #3).

Vers la bordure de l'étang, une faible entrée d'eau au système est observée, cependant l'eau introduite au système aquifère trouve une sortie rapide par évapotranspiration (Fig. VII.12, jour 36 309). Le même phénomène est observé avec l'eau du marais qui s'infiltré dans l'aquifère, sortant tout de suite dans la périphérie de l'étang.

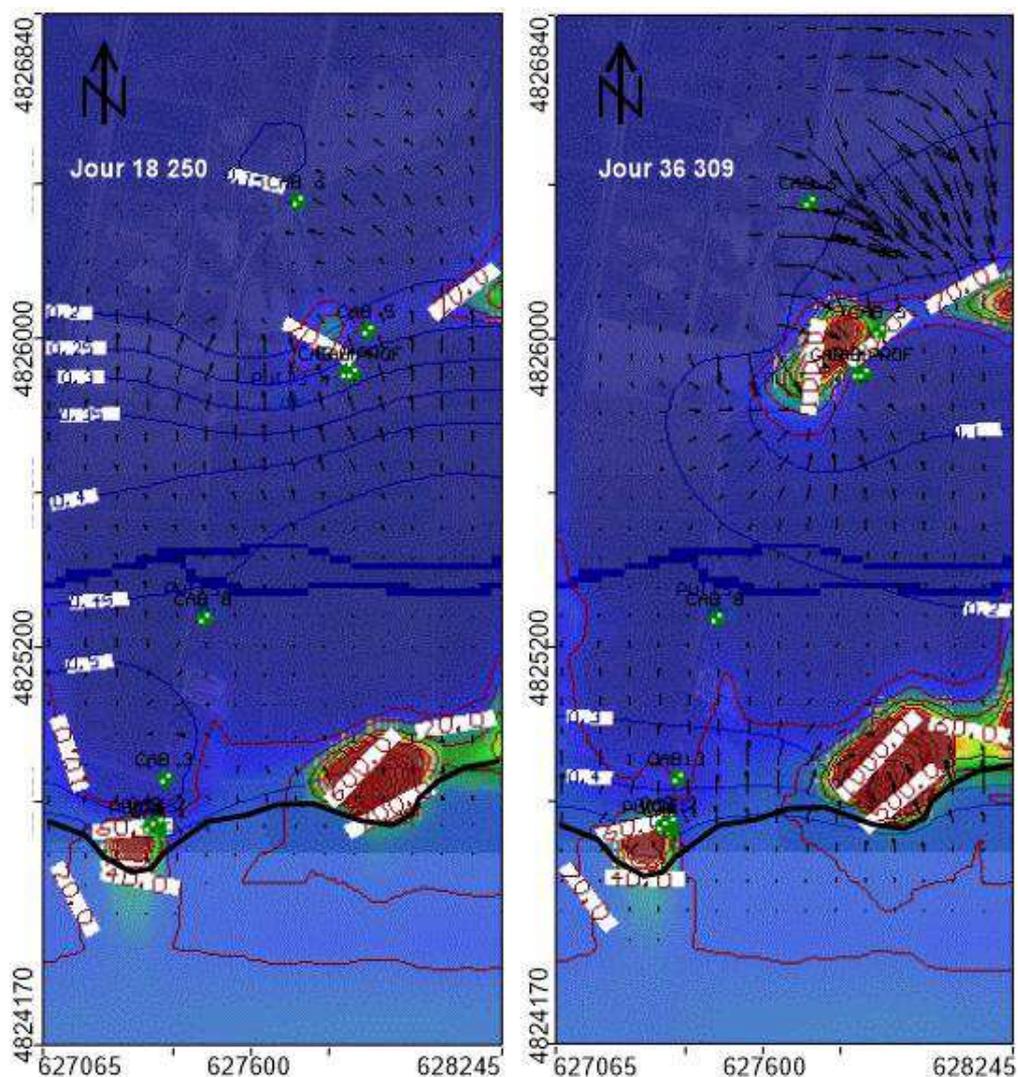


Fig. VII.11 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 4 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

L'augmentation de l'évapotranspiration a permis la ré-accumulation de sel dans les zones d'élévation basse dans la périphérie du marais, et l'augmentation de la concentration de sel dans la bordure du Vaccarès. Les valeurs de salinité sur ce secteur sont au maximum 5000 mg/L contre 4000 mg/L de la simulation précédente (# 2). La salinité du substratum, dans la partie Nord atteint des valeurs de minimum 40 mg/L.

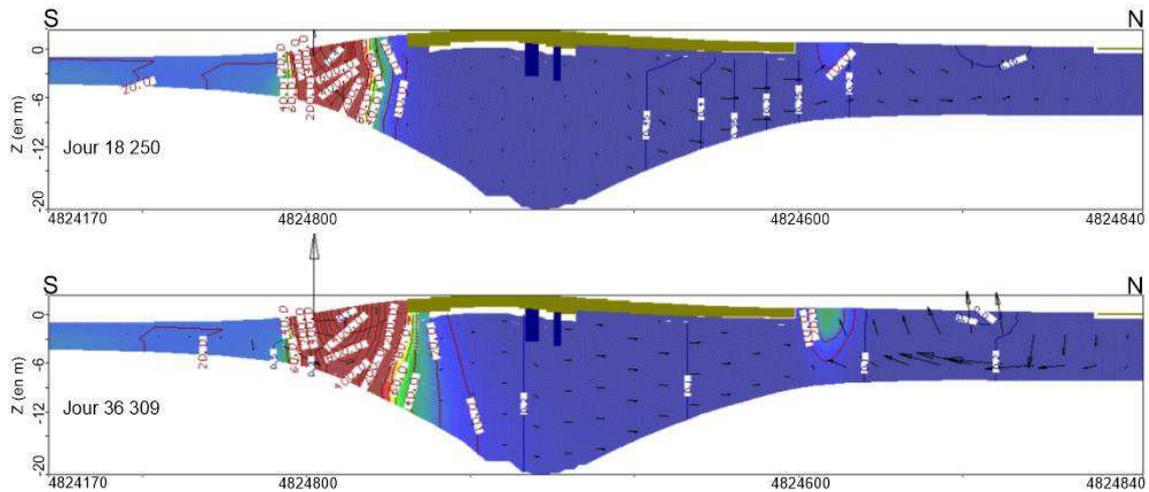


Fig. VII.12 Profils de distribution de salinité pour le scénario 4 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24

### 2.5. Scénario 5

Cette quatrième simulation a repris les conditions de la simulation 4 en lui ajoutant une diminution de la surface irriguée. Ce scénario est pris en compte car si une augmentation du niveau d'eau du Vaccarès et du marais est envisagée, probablement une bonne partie des zones basses et les parties latérales du bourrelet alluvial seront inondées. Une autre raison justifiant cette réduction de la surface irriguée est une diminution de la précipitation ce qui affectera l'agriculture. Seul le centre du bourrelet alluvial sera soumis à l'irrigation (Fig. VII.13). La Fig. VII.14 et la Fig. VII.15 montrent les résultats de la simulation 5.

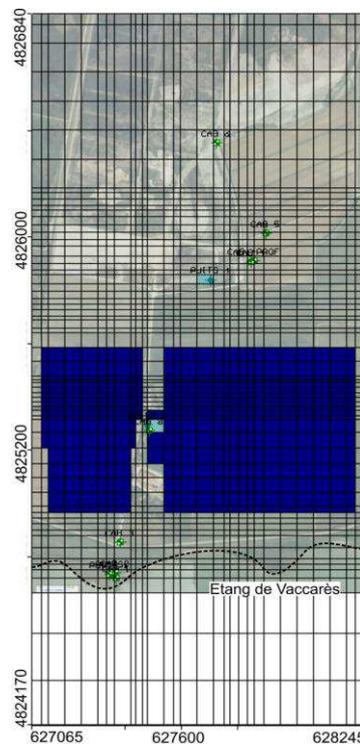


Fig. VII.13 Cellules affectées par la recharge sur le bourrelet alluvial pour le cas d'une réduction de la surface irriguée

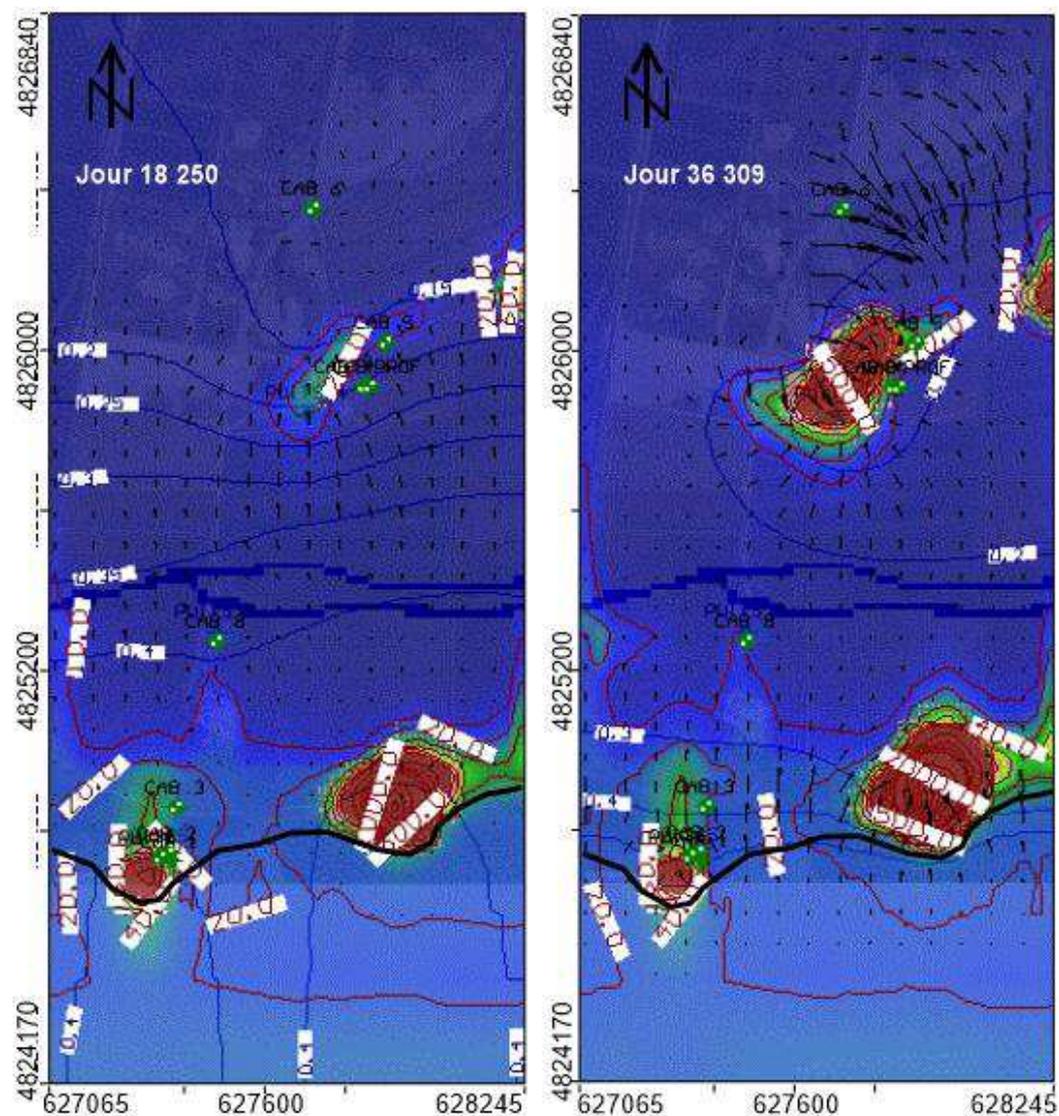


Fig. VII.14 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 5 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

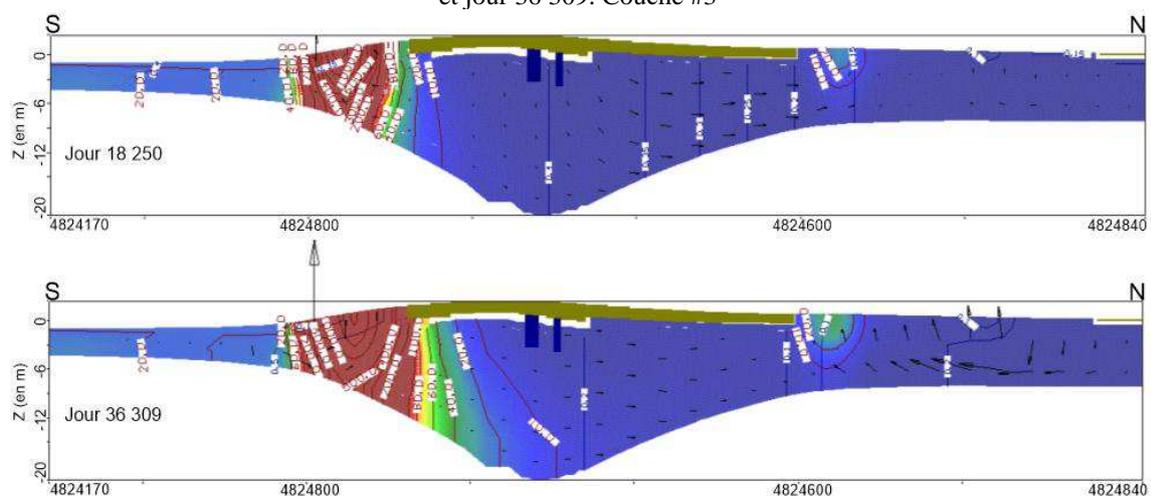


Fig. VII.15 Profils de distribution de salinité pour le scénario 5 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24

Pour le premier demi siècle (jour 18 250) le comportement du flux souterraine reste le même aux simulations précédentes, c'est-à-dire l'eau de recharge se dirige préférentiellement vers les zones basses du Nord de la zone d'étude. Cependant, comme l'extension des zones irriguées a diminué dans cette simulation, les apports d'eau du système sont très faibles. Une partie de l'eau irriguée se dirige vers le Vaccarès. Les zones d'accumulation de sel sont les mêmes que pour les simulations précédentes : les parties de terrain qui pénètrent le Vaccarès et la zone périphérique du marais.

Cependant, à la différence des simulations antérieures, il est observée un front de salinisation bien avancé du Vaccarès vers la partie centrale de l'aquifère superficiel. La courbe d'iso-concentration de 40 mg/L, atteint le piézomètre Cab3, située à 100 m de distance du Vaccarès ; tandis que la courbe la plus faible (10 mg/L) atteint le piézomètre Cab8 au centre du bourrelet alluvial.

La simulation pour les 100 ans montre également la plupart des phénomènes identifiés précédemment : Evaporation et accumulation de sel intense au bord du Vaccarès, apport d'eau du marais, et dépression de la piézométrie, ainsi qu'une accumulation de sel vers les zones périphériques du marais. Cependant, sur cette simulation, une contamination en sel provenant de l'étang et vers la nappe est mise à nouveau en évidence.

Sur le profil du jour 36 309 (Fig. VII.15) il n'est pas possible d'observer en détail la distribution de sel en profondeur au centre de la zone d'accumulation, au Nord du site expérimental. Les valeurs de salinité pour cette zone sont les plus élevées de toutes les simulations, avec une valeur maximum de 900 mg/L. Une forte accumulation de sel de l'ordre de 100 mg/L atteint le substratum de l'aquifère. Sa forme est très similaire à celle au bord de l'étang.

La zone de concentration de sel au Nord présente une grande surface qui inclut les piézomètres Cab4, Cab4prof et le Puits4, ce qui correspondent au zone de plus grande concentration de salinité actuellement observée.

## 2.6. Scénario 6

Ce scénario reprend le scénario 5, à différence qu'il ne s'envisage aucune recharge. Ce scénario a été choisi en prévoyant un total abandon des cultures dans la zone d'étude comme conséquence de la remontée du niveau de la mer, l'augmentation de la température et pourtant de l'évaporation, ainsi que la salinisation intense des sols et le non lessivage de sols à cause d'un faible apport d'eau du canal.

En absence de l'irrigation, le flux souterrain est orienté vers les zones périphériques du marais. Dans ce cas, l'absence de recharge et la forte évapotranspiration contribuent à une forte descente de la piézométrie dans tout l'ensemble de l'aquifère. Le flux général est orienté du Sud au Nord à cause de la remontée du niveau du Vaccarès. Sans la charge apportée par l'eau d'irrigation l'eau de l'étang entre facilement dans le système, contaminant les parties les plus profondes de l'aquifère (Fig. VII.17, jour 18 250). A différence des simulations précédentes les zones périphériques du marais sont significativement affectées par l'accumulation de sel, atteignant des valeurs similaires aux valeurs de concentration au bord de l'étang (Fig. VII.16, jour 18 250). L'appel du flux souterrain vers les zones basses du Nord, permet la connexion entre la salinité apportée par le Vaccarès et la salinité apportée par l'évapotranspiration intense (Fig. VII.16).

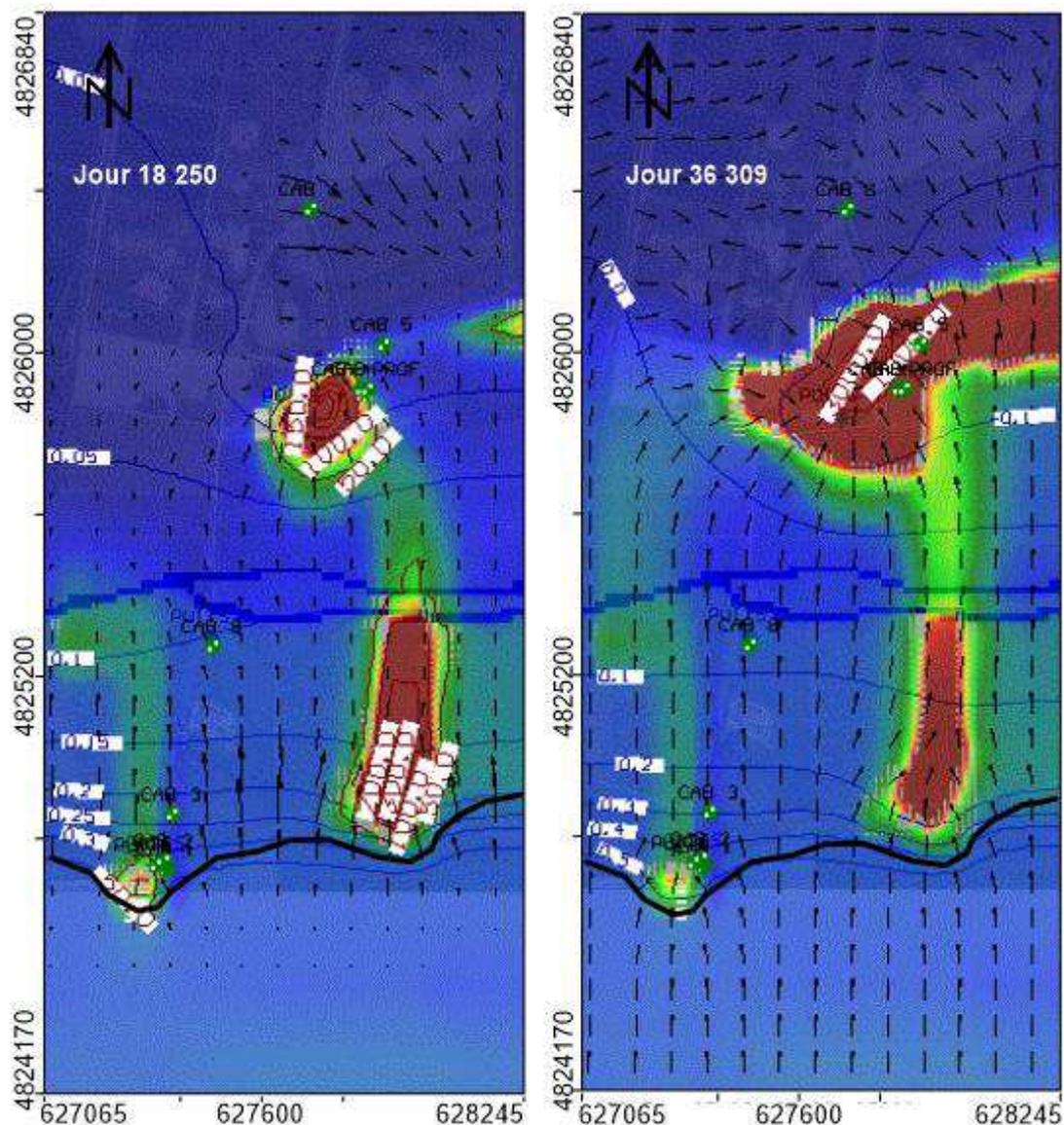


Fig. VII.16 Cartes de distribution de salinité pour le scénario 6 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Couche #3

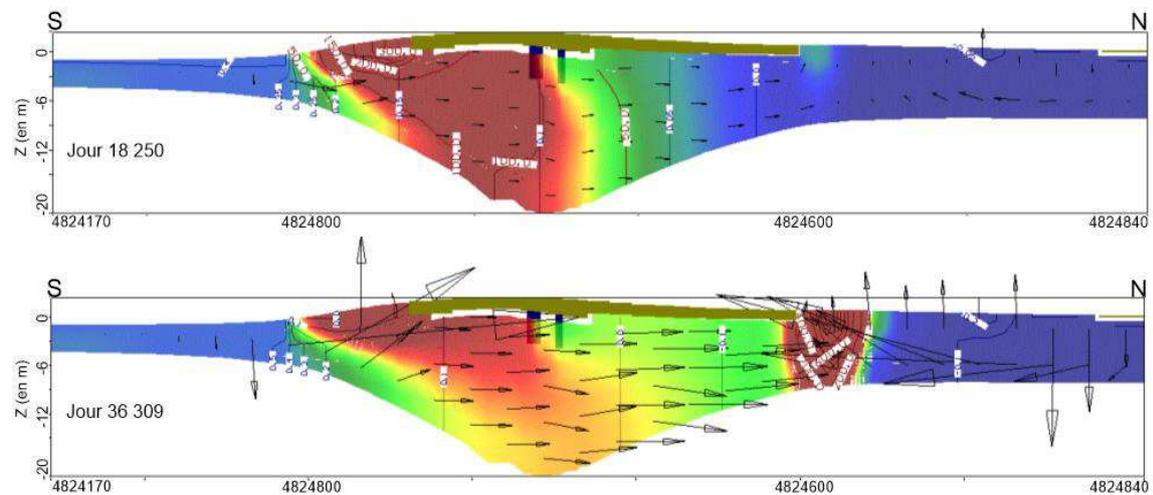


Fig. VII.17 Profils de distribution de salinité pour le scénario 6 sur deux temps de simulation : jour 18 250 et jour 36 309. Colonne #24

Sur la simulation de 36 309 jours, l'intensité de la salinité remonte considérablement. Le gradient hydraulique vers me contact avec le Vaccarès est plus important, cependant dans la suite de l'aquifère le gradient est le même que pour la simulation du premier demi-siècle. Grâce à cette remontée du gradient hydraulique l'apport d'eau de l'étang vers la nappe est plus intense (indiqué par la magnitude du flux, Fig. VII.17). La remontée du niveau du marais permet aussi de créer un gradient hydraulique favorable pour l'apport d'eau au système, et notamment aux zones affectées par la descente piézométrique à cause de l'évaporation.

La salinisation vers la périphérie du marais est beaucoup plus importante en termes de concentration et surface à la salinisation du bord du Vaccarès, au bout d'un siècle de simulation. La connexion de salinisation Vaccarès/zones basses est évidente à la fin de la simulation.

Une autre particularité remarquée sur la simulation en absence de l'irrigation est l'avancement du front de salinité à partir de la deuxième surface au bord de l'étang (au niveau du Puits 1 et Puits 2, Fig. VII.16). Ainsi que dans la partie est de la zone d'étude, l'aquifère présente une entrée de salinité dans la partie Ouest. Dans le premier demi-siècle simulé la concentration en sel avance jusqu'à le centre du bourrelet alluvial (Fig. VII.16, jour 18 250), et sur la fin de la simulation ce front de concentration avance jusqu'à rejoindre la zone de dépression au Nord du site expérimental (la direction des flux peut confirmer l'avancement de salinité, Fig. VII.16, jour 36 309).

## Conclusion

Ce chapitre a permis d'explorer les possibles conséquences des changements globaux qui pourront affecter les sols et l'aquifère dans la zone d'étude, en commençant par l'élévation du niveau des mers.

En termes de flux, la remontée du niveau du Vaccarès créera un gradient hydraulique plus important qu'actuellement, ce qui provoquera la pénétration d'eau de l'étang dans le système. Ce fait générera une réorientation du flux souterrain du Sud vers le Nord de la zone d'étude. Cependant, cette réorientation s'observe plus souvent quand l'eau d'irrigation n'est pas présente dans le système. En effet, l'eau d'irrigation exerce une pression hydraulique beaucoup plus importante que la remontée du niveau du Vaccarès, empêchant l'intrusion en permanence de l'eau de l'étang dans l'aquifère. Seulement en absence de la recharge, l'intrusion d'eau du Vaccarès est possible. Cette intrusion est ainsi saisonnière.

Les exutoires les plus importantes seront toujours le marais et ses zones périphériques où l'effet de l'évapotranspiration sera beaucoup plus important. En général, toutes les zones sèches seront fortement affectées par une augmentation de l'évapotranspiration.

En outre, en présence d'une remontée du niveau de Vaccarès, la remontée progressive du niveau du marais, couplée à l'apport de l'irrigation, sera primordiale dans la neutralisation de l'intrusion d'eau de l'étang dans le système. Ces résultats montrent l'importance de la présence du marais (charge imposée) et l'apport de l'irrigation à l'aquifère pour lutter contre la salinisation des sols.

Du point de vue du transport de solutés, les zones les plus affectées par la salinité demeurent le terrain au bord du Vaccarès qui pénètre dans l'étang, et les zones basses de la partie Nord (le marais et sa périphérie). Au bord du Vaccarès les caps sont particulièrement affectés par la salinité car ils présentent une entrée d'eau du Vaccarès beaucoup plus importante que dans les parties en retrait. De même, ils sont fortement marqués par l'évapotranspiration.

L'entrée d'eau de l'étang dans l'aquifère induira une salinisation du système en profondeur. Cette salinisation affectera le bourrelet alluvial en profondeur. La contamination saline atteindra même la partie Nord du site expérimental où elle sera liée à l'effet de l'évapotranspiration et contribuera à la salinisation de ce secteur.

Dans le cas d'un total abandon de l'irrigation, couplé à une intrusion du Vaccarès (inondation), les conséquences en terme de salinité de l'aquifère, seront catastrophiques : tout l'aquifère sera contaminé, évitant ainsi même l'utilisation de l'eau souterraine du bourrelet alluvial car la présence de sel affectera également cette structure.

Ainsi, cette zone représentative de la Moyenne Camargue se retrouverait dans une situation qui est actuellement présente en Basse Camargue. La simulation montre donc une remontée des limites entre la Haute, la Moyenne et la Basse Camargue, ce qui est assez cohérent comme conséquence d'une augmentation du niveau de la mer et de l'étang de Vaccarès.

L'augmentation prévue de l'évapotranspiration, apparaît alors comme un accélérateur du caractère endoréique des certains secteurs (parties latérales des bourrelets) et de ce fait comme un accélérateur du processus de salinisation. De même, la remontée des niveaux des charges imposée créera un gradient hydraulique beaucoup plus faible que l'actuel. Ceci explique l'augmentation de l'effet de l'endoréisme généré par l'évaporation, car c'est la seule source générant des différences de niveau piézométrique.

Lors des simulations de la situation actuelle, comme des situations futures, il apparaît aussi l'importance de la géométrie du rivage Vaccarès-terres cultivées, dont la géométrie joue un rôle important dans la localisation des zones de pénétration du sel.

De même, les simulations sur les conditions futures confirment l'importance de la géométrie du système et de l'irrigation. Cette dernière apparaît comme un retardateur de l'intrusion saline des nappes superficielles pour l'avenir.

Enfin, ces simulations montrent le caractère non linéaire des conséquences du changement climatique, avec des effets de seuil au-delà desquels il est à prévoir un basculement d'un régime hydrosalin vers un autre. Ce résultat doit alerter les gestionnaires sur le risque d'extrapoler linéairement vers le futur, de variations lentes qui pourraient apparaître (ou qui apparaissent déjà) dans un futur proche. Ainsi, la régression possible de l'agriculture irriguée, voire à terme son abandon, lorsque le niveau du Vaccarès sera difficilement gérable, sera probablement un facteur provoquant une brusque accélération des processus de salinisation.

### ***Limitations***

Toutes les simulations prédictives ont concordé sur le fait que les entrées d'eau du Vaccarès dans le système sont plus importantes dans les parties du terrain qui pénètrent dans l'étang. Ces traits de cote ont une surface réduite et ils sont en contact avec le Vaccarès sur la plupart de leur surface. Leurs caractéristiques particulières leur permettent de recevoir plus d'eau que dans le reste du trait de cote.

En général, les traits de cote varient dans le temps pour les systèmes côtiers à cause de l'érosion générée par les vagues et le vent principalement. Cependant, le modèle numérique prédictif ne

prend pas en compte les changements de cote dans le temps. Dans la simulation la géométrie est fixe. Or il existe une dynamique de cette zone de contact. Ainsi, à l'échelle humaine, le propriétaire de l'exploitation a été témoin d'un recul important des terres attaquées par les vagues du Vaccarès, et d'une modification de sa géométrie. Pour un modèle prédictif où les interactions avec un corps d'eau sont évaluées il est très important de prendre en compte les variations du trait de cote, car si elle devient uniforme, c'est-à-dire qu'elle reste parallèle à l'étang, les entrées d'eau, probablement, diminueront, tandis que si une nouvelle surface de terrain reste isolée, une nouvelle entrée d'eau sera alors créée.

Par conséquent, si ce modèle est utilisé pour faire une extrapolation à toute la moyenne Camargue il faut prendre en compte des possibles changements du trait de cote afin de simuler correctement les entrées d'eau préférentielles au système pour une simulation du comportement actuel ou futur. Par ailleurs, le problème de changement de cote peut expliquer en partie les écarts entre les résultats du modèle et la réalité par rapport à la salinité de l'aquifère principalement.

Ces simulations ne présentent pas des valeurs exactes des variations sur chaque paramètre étudié, mais elles doivent être interprétées en termes de tendances et de localisation des processus. Ces résultats pourront être un premier aperçu des conditions climatiques futures et les conséquences de ces changements. Cette étude ou aperçu du futur peut donner des indices pour la préservation et/ou amélioration de la qualité de l'eau souterraine dans le site expérimental et la Moyenne Camargue.



## CONCLUSION GENERALE

---

---

L'objectif principal de ce travail était l'étude puis la modélisation numérique 3D du fonctionnement hydrogéologique et salin actuel d'une partie de l'aquifère superficiel (0-10 mètres) de la Moyenne Camargue afin, dans un second temps, d'utiliser ce modèle pour la prévision qualitative des modifications induites par le changement climatique. Pour atteindre cet objectif, il a été nécessaire de caractériser la structure et les propriétés hydrogéologiques du système aquifère.

La caractérisation structurale a permis d'identifier une forte hétérogénéité spatiale de la lithologie, principalement concentrée selon un axe Nord-Sud. Dans la zone étudiée, cette variabilité spatiale ainsi que la perméabilité des sols sont liées fortement à la géomorphologie. Ainsi, les zones hautes correspondent aux zones les plus perméables et les sols des zones basses sont moins perméables. Par ailleurs, le mur de l'aquifère a été identifié dans la majeure partie de la zone d'étude à l'exception de la partie marécageuse d'accès difficile.

Dans ce travail, on a cherché à développer une approche méthodologique, économique et simple à utiliser, pour l'étude de l'aquifère deltaïque superficiel, en combinant les prospections électrique (ERT et ES), et électromagnétique (EM34), ainsi que les sondages à la tarière (une technique classique d'étude géologique) afin de reconnaître la géométrie et la disposition spatiale des unités lithologiques de l'aquifère.

Notre approche méthodologique peut donc être résumée de la façon suivante :

- Mener une campagne de reconnaissance de la structure interne à travers la cartographie EM, en utilisant plusieurs profondeurs d'investigation.
- En s'appuyant sur les résultats des mesures ElectroMagnétiques (EM), obtenir l'information géologique locale grâce aux sondages à la tarière et aux Sondages Electriques (ES), afin d'identifier les unités géologiques et leurs propriétés électriques. En fonction de la profondeur d'investigation, identifier également le mur de l'aquifère.
- Effectuer une étude ERT, qui servira à obtenir une information plus précise des zones à forte variation latérale.

Cette approche méthodologique pourrait être utilisée pour l'étude structurale des aquifères deltaïques superficiels en Méditerranée.

Par ailleurs, la caractérisation hydrogéologique (hydrodynamique et hydrogéochimique) a mis en évidence la proximité de la nappe de la surface du sol. Cette caractéristique la rend très vulnérable aux facteurs climatiques et anthropiques locaux. Trois principaux facteurs jouent un rôle important sur le fonctionnement hydraulique et sur la distribution spatiale de la salinité du sol: l'irrigation, l'évapotranspiration et les variations de niveau de l'étang du Vaccarès.

L'étude de ces trois facteurs principaux a mis en avant des processus très importants dans la compréhension du comportement actuel de l'aquifère :

L'évaporation, en premier lieu, affecte considérablement la piézométrie des zones sèches (non cultivées ou avec une culture d'hiver, comme le blé), en abaissant fortement la nappe jusqu'au

dessous du niveau de la mer. La différence de charge hydraulique entre le niveau d'eau des rizières voisines ( $\approx 10$  cm au dessus du niveau du sol) et la piézométrie des parcelles sèches (1,5 m de profondeur) crée une réorientation des lignes de flux souterraines vers ces dépressions. De cette manière, l'eau saumâtre de l'aquifère, proche de la surface de sol, est affectée par l'évaporation, accumulant ainsi du sel dans les premiers centimètres du sol. Des tâches de sel (halite) sont observées sur les sols secs de la zone d'étude en période estivale.

Les sels accumulés en surface sont dilués par les précipitations, et sont infiltrés, postérieurement, en profondeur dans l'aquifère. Ils s'accumulent dans l'argile et les sables augmentant de cette façon la salinité de la nappe. Le transfert latéral est alors limité en phase humide car les gradients piézométriques sont très faibles. Le processus est cumulatif d'une année sur l'autre.

Ces parcelles sont clairement affectées par un phénomène d'endoréisme qui permet l'accumulation de sel en surface et en profondeur.

En deuxième lieu, l'irrigation joue un rôle fondamental dans :

- La recharge de la nappe, comme principale source d'alimentation d'eau douce, suivi du canal de Montlong.
- Le lessivage des sols, où l'infiltration d'eau dans l'aquifère permet la neutralisation de l'accumulation de sel en profondeur, grâce à l'importante transmissivité verticale, spécialement dans les parcelles irriguées et ses limites avec les parcelles non irriguées ou sèches.
- La protection de l'aquifère face à la salinisation. La charge imposée par l'irrigation évite que la nappe soit affectée par l'effet de l'évaporation et la sécheresse. De même, elle exerce une pression importante d'eau qui coupe partiellement les entrées d'eau du Vaccarès dans le système. C'est-à-dire l'irrigation protège l'aquifère d'une intrusion saline plus importante.

Finalement, la caractérisation hydrogéologique a permis de démontrer l'influence des variations de niveau du Vaccarès sur la nappe. Cette dernière reproduit les variations rapides de l'étang avec un décalage et un amortissement quand la piézométrie est en dessous du niveau de base. Cette étude a permis de déterminer une vitesse de propagation de 2 m/h pour le sable fin. Cette caractéristique est due au caractère captif de l'aquifère à proximité du Vaccarès.

Un faible transfert de masse du Vaccarès vers l'aquifère a été mis en évidence. Cependant, ce transfert se fait principalement à travers les caps du trait de cote, c'est-à-dire les parties qui pénètrent dans l'étang. Cette situation a été confirmée par l'étude de la distribution spatiale de la salinité par cartographie électromagnétique (EM38). Ainsi, la géométrie du rivage a une influence sur l'intrusion d'eau de l'étang dans le système aquifère. Or cette géométrie varie à l'échelle des décennies.

De même, la pénétration du Vaccarès est accentuée par l'action du vent marin qui agit sur le basculement d'eau de l'étang provoquant ainsi une remontée d'eau par-dessus du niveau piézométrique et donc un transfert de masse et une variation de la piézométrie de l'aquifère.

Dans l'aquifère, la connexion hydraulique entre les différentes couches perméables a pu être observée sur la majeure partie de la zone d'étude à l'exception de la zone du marais, où l'eau souterraine présente des caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques indépendantes du reste de l'aquifère. Ainsi, le marais est considéré comme une zone isolée du système. Par ailleurs,

vu la distance avec le canal de Montlong et l'apport limité de l'eau d'irrigation, la précipitation est un facteur important dans l'alimentation de cette zone.

Prenant en compte ces différentes observations, la représentation 3D de l'aquifère a apporté un éclairage nouveau sur son fonctionnement hydrogéologique ainsi que la distribution de la salinité des sols. Le modèle reproduit les tendances et les ordres de grandeur du comportement hydraulique du système, présentant, pour la plupart des cas, un bon accord entre les mesures du terrain et la simulation. De même, il représente les processus hydrogéologiques les plus importants qui ont été observés sur le terrain lors de la phase expérimentale:

- La protection de la nappe par l'irrigation, face à la salinisation et la sécheresse.
- Une évapotranspiration intense dans les parties latérales du bourrelet alluvial et l'accumulation de sel dans les parcelles non irriguées.
- Un transfert d'eau et de sels du Vaccarès vers la nappe à travers les caps principalement.
- Le lessivage vertical et, dans une moindre mesure, latéral des sols par l'eau d'irrigation.
- La connexion hydraulique entre la partie centrale et les parties latérales du bourrelet alluvial, à l'exception de la zone du marais.
- L'infiltration de l'eau du chenal de Montlong avec des variations temporelles de niveau se répercutant sur la piézométrie de la partie centrale du bourrelet.

En conséquence, ce modèle peut être considéré comme une bonne représentation qualitative du fonctionnement actuel de l'aquifère. Par ailleurs, le modèle numérique 3D apporte une contribution à la compréhension du comportement de l'aquifère en précisant :

- Le rôle du marais dans le fonctionnement de la nappe superficielle. Le modèle numérique 3D a permis de reconnaître l'importance du marais dans l'hydrodynamique des eaux souterraines ainsi que dans le régime hydrosalin, car il sert de barrière hydraulique dans le transport de solutés. De ce fait, quand le niveau du marais est bas, l'accumulation de sel se produit dans cette zone, tandis que si le niveau d'eau dépasse la surface du sol, il se produit le même effet protecteur qu'au niveau des rizières pendant la période d'irrigation, et l'accumulation de sel se localise vers la périphérie du marais. Ce résultat est en complet accord avec les observations de terrain.
- Un aperçu de l'écoulement souterrain de l'aquifère. Le modèle a mis en évidence un écoulement préférentiel vers le marais. Cependant, il existe également un écoulement, en plus faible quantité, vers le Vaccarès. Ce résultat confirme que le Vaccarès reçoit également un apport d'eau de l'aquifère, en particulier en période d'irrigation.

Le modèle numérique représente en détail tous les échanges qui ont été vu de façon globale dans les aquifères camarguais, c'est pourquoi il devrait être possible d'extrapoler l'utilisation de ce modèle à l'ensemble des aquifères de la Moyenne Camargue, moyennant l'adaptation aux conditions de topographie et de structure locales.

L'augmentation du niveau de la mer et dans une moindre mesure celui des températures est un fait déjà avéré. Si les variations des autres paramètres climatiques liées aux changements globaux ont lieu dans les prochaines années, la Moyenne Camargue sera durement affectée par ces changements, et au final elle se trouvera dans une situation similaire à celle actuellement présente en Basse Camargue.

Ainsi, le modèle, une fois calibré sur le fonctionnement actuel, prévoit, en premier lieu, et de manière moins hypothétique, que l'augmentation du niveau du Vaccarès pourrait inverser le sens d'écoulement souterrain apportant ainsi une quantité importante d'eau salée dans le système et vers la zone Nord du bourrelet alluvial. De cette façon, l'apport du Vaccarès couplé à l'effet de l'évaporation sera prédominant pour l'accélération de processus de salinisation des sols, affectant aussi le bourrelet alluvial en profondeur ; cette situation n'est pas encore observée dans la Moyenne Camargue.

Par ailleurs, l'augmentation de l'évapotranspiration sera un accélérateur du caractère endoréique sur certains secteurs, notamment les parties latérales des bourrelets alluviaux. En plus, une possible augmentation des niveaux d'eau superficielle, et aussi de la piézométrie, créera une différence de charge plus importante que l'actuelle, générée par l'action de l'évaporation et, en conséquence, une accélération des processus endoréiques dans les zones sèches.

L'irrigation apparaît comme un retardateur de l'intrusion saline du Vaccarès, vue l'importante charge hydrique imposée. Elle contribue au lessivage des sols, grâce à la transmissivité verticale du système. De même, la présence et la remontée progressive du marais, conjointement avec l'apport de l'irrigation, sera primordiale dans la neutralisation de l'intrusion d'eau de l'étang.

Les différents phénomènes identifiés grâce à l'application du modèle sur les possibles scénarios futurs ont mis en évidence l'évolution exponentielle de la salinisation de l'aquifère. Cette évolution exponentielle est liée à un effet de seuil dans l'aquifère. La salinisation prévue est lente dans un premier temps, puis elle s'accélère une fois le seuil hydrique du bourrelet alluvial franchi.

Or, si l'abandon de l'irrigation se produit dans les zones à proximité du Vaccarès, cette évolution agronomique couplée à une augmentation du niveau de l'étang, aura des conséquences catastrophiques en terme de salinité des sols, vu l'effet déclencheur d'une accélération des processus de salinisation dans l'aquifère et la surface du sol. Ceci rendrait les sols non cultivables.

### ***Perspectives***

Au vu des résultats obtenus à l'issue de ce travail quelques perspectives d'étude sont proposées afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrique et améliorer au maximum le modèle numérique 3D de l'aquifère, en terme de quantification:

- A cause de l'hétérogénéité du terrain, la zone de recharge est probablement hétérogène spatialement. Il est important donc de déterminer les variations spatiales de perméabilité ou l'indice de recharge dans les parcelles irriguées dans les premiers mètres du sol.
- Il faudrait également essayer de prendre en compte l'impact du vent dans le battement de l'eau de l'étang du Vaccarès dans le modèle du comportement actuel, ainsi que le changement du trait de cote pour le modèle de prédiction. En effet la géométrie du trait de cote évolue à l'échelle de temps à cause de l'effet de l'érosion qui s'accroît avec la remontée du niveau du Vaccarès.
- Enfin, tenter de déterminer quantitativement le transfert de masse (entrant et sortant) de l'aquifère pour ainsi évaluer le bilan hydrique du système.

# RÉFÉRENCES

---

- Adams, J.J. et Bachu, S., 2002. Equations of state for basin geofluids: algorithm review and intercomparison for brines. *Geofluids*, 2, 257-271.
- Al-Fares, W., 2011. Contribution of the geophysical methods in characterizing the water leakage in Afamia B dam, Syria. *Journal of Applied Geophysics*, 75, 464-471.
- Ambrosy, M., 2003. Synthèse hydrogéologique et géochimique du delta de la Grande Camargue, Rapport de DEA. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.
- Anderson, M.P. et Woessner, W., W., 1992 *Applied Groundwater Modeling. Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press. San Diego Calif. ISBN 0-12-059-485-4 Martes, 3, 34-01.
- Antonellini, M., Mollema, P., Giambastiani, B., Bishop, K., Caruso, L., Minchio, A., Pellegrini, L., Sabia, M., Ulazzi, E. et Gabbianelli, G., 2008. Salt water intrusion in the coastal aquifer of the southern Po Plain, Italy. *Hydrogeology Journal*, 16, 1541-1556.
- Araguás, L., 2003. Identification of the mechanisms and origin of salinization of groundwater in coastal aquifers by isotope techniques. *Tecnologia de la intrusion de agua de mar en acuiferos costeros: pais mediterraneos*. Alicante, Spain, 365-371.
- Argiriou, A.A. et Lykoudis, S., 2006. Isotopic composition of precipitation in Greece. *Journal of Hydrology*, 327, 486-495.
- Arnaud-Fassetta, G., 1998. Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône, Thèse, Université d'Aix-Marseille I, 329 pp. pp.
- Arnaud-Fassetta, G. et Provansal, M., 2003. Deltas 2003. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 4, 207-210.
- Baize, D. et Jabiol, B., 1995. Guide pour la description des sols. Inra Editions.
- Banton, O. et Bangoy, L., 1997. *Hydrogéologie. Multiscience environnementale des eaux souterraines*. Presse de l'Université du Québec/AUPELF.
- Barbecot, F., 1999. Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers-chronologies 14C-226Ra, Thèse. Université Paris XI, 217 pp.
- Bardach, J.E., 1989. Global warming and the coastal zone. *Climatic Change*, 15, 117-150.
- Beauchamp, J., 2006. Qualité et pollution des eaux souterraines. Université de Picardie Jules Verne.
- Bennett, D.L. et George, R.J., 1995. Using the EM38 to measure the effect of soil salinity on *Eucalyptus globulus* in south-western Australia. *Agricultural Water Management*, 27, 69-85.
- Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D. et Zuppi, G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. *Journal of Hydrology*, 352, 267-287.
- Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B. et Legchenko, A., 2009. Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 800-809.
- Bouteyre, G. et Toni, C., 1972. Géomorphologie et étude des sols sodiques des plaines alluviales: Exemple de la Camargue. *Science des sols*, 2:32.
- Boyer, J., Duvail, C., Le Strat, P., Gensous, B. et Tesson, M., 2005. High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, 222–223, 267-298.
- Bravard, J., Provansal, M., Arnaud-Fassetta, G., Chabbert, S., Gaydou, P., Dufour, S., Richard, F., Valleteau, S., Melun, G. et Passy, P., 2008. Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Collection EDYTEM. Cahiers de Géographie*, 6, 99-111.

- Brisson, N. et Levraut, F., 2010. Changement climatique, agriculture et forêt en France: simulations d'impacts sur les principales espèces. Le Livre Vert du projet CLIMATOR (2007–2010), ADEME.
- Cary, L., 2005. Mobilité des éléments selon les alternances aérobie-anaérobie dans un écosystème rizicole en Camargue, Thèse. Université de droit, d'économie et des sciences-Aix-Marseille III.
- Castany, G., 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod, France.
- Celle, H., 2000. Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. Approche isotopique et chimique, Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 213 pp.
- Chalikakis, K., 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques, Thèse, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, 217 pp. pp.
- Chalikakis, K., Nielsen, M.R., Legchenko, A. et Hagensen, T.F., 2009. Investigation of sedimentary aquifers in Denmark using the magnetic resonance sounding method (MRS). *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 918-927.
- Chauvelon, P., 1996. Hydrologie quantitative d'une zone humide méditerranéenne aménagée: le bassin de Fumemorte en Grande Camargue, delta du Rhône, Thèse de doctorat. Université de Montpellier II.
- Chauvelon, P. et Mathevet, R., 2002. Carrefour des eaux à l'interface nature-société: l'hydrosystème camarguais. *Camargues: Faire Savoirs*, 2, 265-273.
- Christin, F., 2008. Etude de la modélisation hydrodynamique de surface et hydraulique souterraine et de leur couplage dans un but d'aider à la gestion des hydrosystèmes aménagés, Thèse, AgroParisTech
- Clark, I. et Fritz, P., 2000. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, 1997. Lewis, Boca Raton, FL.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "desiccated deep-basin model"(Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société géologique de France*, 24, 597-610.
- Cojan, I. et Renard, M., 1997. *Sédimentologie*. Enseignement des Sciences de la terre. Editions Masson.
- Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R. et Glover, R.E., 1964. *Sea water in coastal aquifers*. US Government Printing Office.
- Custodio, E., 2002. Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. *Groundwater and Human Development*, Bocanegra et al (Eds).
- Custodio, E., 2010. Coastal aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeology Journal*, 18, 269-280.
- D.D.A., 1970. Camargue: Etude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc. Rapport en quatre volumes.
- Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, 27, 1019-1029.
- Davis, R., 1994. *Geology of Holocene barrier island systems*. Springer-Verlag, New York.
- Davis, R.A., 1997. *The evolving coast*. Scientific American Library.
- De Montety, V., 2008. Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque-Cas de la Camargue (delta du Rhône, France), Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 211 pp. pp.
- Denizot, G., 1939. Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône. *Bull. du Serv. de la carte géol. de France*, 203, 42.
- Doering, E., Reeve, R. et Stockinger, K., 1964. Salt accumulation and salt distribution as an indicator of evaporation from fallow soils. *Soil Science*, 97, 312-319.
- Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley New York.
- Druguet, C., 2011. Etude des interactions nappe-eau superficielle-atmosphère en milieu deltaïque agricole: Cas de la Camargue, Rapport de stage. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon.

- El Yaouti, F., El Mandour, A., Khattach, D. et Kaufmann, O., 2008. Modelling groundwater flow and advective contaminant transport in the Bou-Areg unconfined aquifer (NE Morocco). *Journal of Hydro-environment Research*, 2, 192-209.
- Evans, R.L., Law, L.K., St. Louis, B. et Cheesman, S., 2000. Buried paleo-channels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying. *Marine Geology*, 170, 381-394.
- Ezzy, T.R., Cox, M.E., O'Rourke, A.J. et Huftile, G.J., 2006. Groundwater flow modelling within a coastal alluvial plain setting using a high-resolution hydrofacies approach; Bells Creek plain, Australia. *Hydrogeology Journal*, 14, 675-688.
- Falgàs, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T. et Martí, A., 2011. Integrating Hydrogeological and Geophysical Methods for the Characterization of a Deltaic Aquifer System. *Surveys in Geophysics*, 32, 857-873.
- Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouari, K., Maliki, A. et Zuppi, G.M., 2001. Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332, 665-671.
- Fetter, C.W., 1994. *Applied hydrogeology*. Prentice Hall Upper Saddle River.
- Fofonoff, N.P., 1985. Physical properties of seawater: A new salinity scale and equation of state for seawater. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90, 3332-3342.
- Freeze, R.A. et Cherry, J., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, pp. 604.
- Gámez, D., Simó, J.A., Lobo, F.J., Barnolas, A., Carrera, J. et Vázquez-Suñé, E., 2009. Onshore-offshore correlation of the Llobregat deltaic system, Spain: Development of deltaic geometries under different relative sea-level and growth fault influences. *Sedimentary Geology*, 217, 65-84.
- Garzón, L.D.D., 2002. Aplicación de Visual MODFLOW para el modelamiento numérico del flujo de agua subterránea en el Acuífero Morroa (Sucre-Córdoba), VI Congreso Colombiano de Elementos Finitos y Modelamiento Numérico, Bogota- Colombia.
- Gattacceca, J.C., Vallet-Coulomb, C., Mayer, A., Claude, C., Radakovitch, O., Conchetto, E. et Hamelin, B., 2009. Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: The southern Venice Lagoon coastland. *Journal of Hydrology*, 378, 46-61.
- Gelhar, L.W., Welty, C. et Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 28, 1955-1974.
- Godin, L., 1990. Impact de la Riziculture sur l'Hydrologie et la Qualité des Eaux en Camargue, Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 180 pp. pp.
- Goldman, M. et Neubauer, F.M., 1994. Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics*, 15, 331-361.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H. et Aureli, A., 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405, 532-560.
- Griole, C., 1972. Carte Hydrogéologique d'Arles. Université de Montpellier, pp. Atlas Hydrogéologique du Languedoc-Roussillon.
- Griole, C., 1972. Étude hydrogéologique de la Costière du Gard et de la partie nord du delta du Rhône, Thèse. Université de Montpellier, Montpellier.
- Griole, C., 1976. Hydrodynamique et hydrochimie du complexe aquifère de haute et moyenne Camargue, Acte de colloque: Hydrogeology of great sedimentary Bassins. IAH-IAHS, Budapest, Hongrie, 351-369.
- Guerin, R., 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal*, 13, 251-254.
- Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005: The US Geological Survey Modular Ground-water Model--the Ground-water Flow Process. US Geological Survey Reston, Virginia.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. et McDonald, M.G., 2000. MODFLOW-2000, the US Geological Survey modular ground-water model: User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. US Department of the Interior, US Geological Survey.

- Harbaugh, A.W. et McDonald, M.G., 1996. User's documentation for MODFLOW-96, an update to the US Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Hassan, A.E., 2004. Validation of numerical ground water models used to guide decision making. *Ground Water*, 42, 277-290.
- Hatipoglu, Z., Motz, L. et Bayari, C., 2009. Characterization of the groundwater flow system in the hillside and coastal aquifers of the Mersin-Tarsus region (Turkey). *Hydrogeology Journal*, 17, 1761-1778.
- Heurteaux, P., 1969. Recherches sur les rapports des eaux souterraines avec les eaux de surface (étangs, marais, rizières), les sols halomorphes et la végétation en Camargue, Thèse, Université de Montpellier, 226 pp. pp.
- Heurteaux, P., 1994. Essai de quantification des termes du bilan hydrique des étangs du système Vaccarès (Camargue, France). *Annls Limnol*, 30, 131-144.
- Hoffman, J.S., Keyes, D.L. et Titus, J.G., 1983. Projecting future sea level rise: methodology, estimates to the year 2100, and research needs. Strategic Studies Staff, Office of Policy Analysis, Office of Policy and Resource Management, US Environmental Protection Agency.
- Holman, I.P., 2006. Climate change impacts on groundwater recharge- uncertainty, shortcomings, and the way forward? *Hydrogeology Journal*, 14, 637-647.
- I.P.C.C., 2001. Climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. Genebra, Suïça.
- I.P.C.C., 2007. Climate change 2007: the physical science basis. Agenda, 6.
- I.P.C.C., 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC WGI AR5.
- Iribar, V., Carrera, J., Custodio, E. et Medina, A., 1997. Inverse modelling of seawater intrusion in the Llobregat delta deep aquifer. *Journal of Hydrology*, 198, 226-244.
- Janssens-Coron, E., Pouliot, J., Moulin, B. et Rivera, A., 2009. Modélisation Géologique 3D: spécifications et apports des systèmes experts. *Géomatique*, 63, 321-332.
- Jean, A.M. et Toni, C., 197x. Influence des irrigations et drainages sur le regime des eaux superficiels et souterraines dans le delta de Camargue, Direction Departamentale de l'Agriculture des Bouches du Rhône. Service Hydraulique, Arles.
- Kass, A., Gavrieli, I., Yechieli, Y., Vengosh, A. et Starinsky, A., 2005. The impact of freshwater and wastewater irrigation on the chemistry of shallow groundwater: a case study from the Israeli Coastal Aquifer. *Journal of Hydrology*, 300, 314-331.
- Kaufman, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A. et Carmi, I., 2003. The vadose flow above Soreq Cave, Israel: a tritium study of the cave waters. *Journal of Hydrology*, 273, 155-163.
- Kloppmann, W., Bourhane, A. et Asfirane, F., 2011. Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques, BRGM/RP-60026-FR.
- Kloppmann, W., Bourhane, A. et Schomburgk, S., 2010. Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer, Rapport BRGM/RP-59496-FR.
- Kruse, E. et Mas-Pla, J., 2009. Procesos hidrogeológicos y calidad del agua en acuíferos litorales. in: Mas-Pla, J., Zuppi, G.M. (Eds.), *Gestión ambiental integrada de áreas costeras*. Rubes Editorial, Espana. Rubes Editorial, España.
- Kruseman, G., de Ridder, N.A. et Meilhac, A., 1974. Interpretation et discussion des pompages d'essai. ILRI.
- L'Homer, A., 1975. Notice explicative de la carte géologique des Saintes-Mariés-de-la-mer au 1/50000, Feuille 1018. BRGM, Orléans, pp. 34 pp.
- L'Homer, A., 1987. Notice explicative de la carte géologique d'Arles au 1/50000°, BRGM.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J. et Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7, 389-408.
- Leake, S., 1997. Modeling Ground Water Flow with MODFLOW and Related Programs. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Lesch, S.M., Corwin, D.L. et Robinson, D.A., 2005. Apparent soil electrical conductivity mapping as an agricultural management tool in arid zone soils. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 351-378.

- Loke, M.H. et Dahlin, T., 2002. A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49, 149-162.
- Lyons, R.P., Scholz, C.A., Buoniconti, M.R. et Martin, M.R., 2011. Late Quaternary stratigraphic analysis of the Lake Malawi Rift, East Africa: An integration of drill-core and seismic-reflection data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 303, 20-37.
- Maillet, G.M., Rizzo, E., Revil, A. et Vella, C., 2005. High Resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a Transition Zone Environment: Application for Detailed Internal Architecture and Infilling Processes Study of a Rhône River Paleo-channel. *Marine Geophysical Research*, 26, 317-328.
- Manzano Arellano, M., Pelaez Albero, M. et Serra Raventós, J., 1986. Sedimentos prodeltaicos en el Delta emergido del Llobregat. *Acta Geológica Hispánica*, 21, 205-211.
- Marescot, L., 2006. Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull Vaudois Des Sci Nat*, 90, 23-40.
- Marinos, P., 1969. Etudes hydrogéologiques en Camargue (volume II), Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, 139 pp. pp.
- Marjoua, A., Olive, P. et Jusserand, C., 1997. Origines des sels dans l'aquifère de la Chaouia côtière (Maroc), *Hydrochemistry: Proceedings of an International Symposium (Symposium S5) Held During the Fifth Scientific Assembly of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) at Rabat, Morocco, from 23 April to 3 May 1997*. IAHS Press, pp. 245.
- Martínez, J., Benavente, J., García-Aróstegui, J.L., Hidalgo, M.C. et Rey, J., 2009. Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion–extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Engineering Geology*, 108, 161-168.
- Matsui, T., Park, S.G., Park, M.K. et Matsuura, S., 2000. Relationship between electrical resistivity and physical properties of rocks, *GeoEng. Melbourne Convention Centre, Melbourne, Australia*.
- Mazzilli, N., 2011. Sensibilité et incertitude de modélisation sur les bassins versants à forte composante karstique, Thèse. Université Montpellier II, 234 pp.
- McDonald, M. et Harbaugh, A., 1988. A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. *Techniques of water resources investigations 06-A 1*. US Geophys Soc. A1.
- McElwee, C.D. et Yukler, M.A., 1978. Sensitivity of groundwater models with respect to variations in transmissivity and storage. *Water Resources Research*, 14, 451-459.
- McNeill, J., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Geonics Limited Mississauga, Ontario, Canada*.
- Mommessin, G., 2009. Tomographie électrique appliquée à l'étude d'un aquifère superficiel en Camargue, Rapport de stage. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.
- Monteiro Santos, F.A., 2004. 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data. *Journal of Applied Geophysics*, 56, 123-134.
- Nicholls, R.J. et Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328, 1517-1520.
- Nobes, D.C., 1996. Troubled waters: Environmental applications of electrical and electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 17, 393-454.
- Oomkens, E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhone delta complex, *Deltaic Sedimentation: modern and ancient*. Morgan J.P., pp. 198-212.
- ORE/RESYST, 2002. Réponse d'un système deltaïque aux forçages externes, programme CNRS avalisé par le Ministère de la Recherche.
- P.N.R.C., 2008. Cadre physique et biogéographique (document de travail). Parc National Régional de Camargue.
- Padhi, J. et Misra, R.K., 2011. Sensitivity of EM38 in determining soil water distribution in an irrigated wheat field. *Soil and Tillage Research*, 117, 93-102.
- Pagé, C., Terray, L. et Boé, J., 2008. Projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle: les scénarii SCRATCH08, CERFACS, Toulouse.
- Parasnis, D.S., 1986. Principles of applied geophysics. Fourth Edition ed. Chapman and Hall Editions, London, New York.

- Pasini, S., Torresan, S., Rizzi, J., Zabeo, A., Critto, A. et Marcomini, A., 2012. Climate change impact assessment in Veneto and Friuli Plain groundwater. Part II: A spatially resolved regional risk assessment. *Science of The Total Environment*, 440, 219-235.
- Paul, M., 2004. Etude hydrogéologique et géochimique des aquifères de Camargue, Rapport de DEA. Université d'Aix-Marseille III.
- Pham, V.N., Boyer, D., Le Mouél, J.-L. et Kim Thoa Nguyen, T., 2002. Hydrogeological investigation in the Mekong Delta around Ho-Chi-Minh City (South Vietnam) by electric tomography. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 733-740.
- Pons, A., Toni, C. et Triat, H., 1979. Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et Vie, Revues Ecologiques*, 2, 13-30.
- Post, V., Kooi, H. et Simmons, C., 2007. Using Hydraulic Head Measurements in Variable-Density Ground Water Flow Analyses. *Ground Water*, 45, 664-671.
- Post, V.E.A., 2005. Fresh and saline groundwater interaction in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead? *Hydrogeology Journal*, 13, 120-123.
- Post, V.E.A., 2012. Electrical Conductivity as a Proxy for Groundwater Density in Coastal Aquifers. *Ground Water*, 50, 785-792.
- Priyantha Ranjan, S., Kazama, S. et Sawamoto, M., 2006. Effects of climate and land use changes on groundwater resources in coastal aquifers. *Journal of Environmental Management*, 80, 25-35.
- Rahnama, M. et Zamzam, A., 2011. Quantitative and qualitative simulation of groundwater by mathematical models in Rafsanjan aquifer using MODFLOW and MT3DMS. *Arabian Journal of Geosciences*, 1-12.
- Rojas, R., Kahunde, S., Peeters, L., Batelaan, O., Feyen, L. et Dassargues, A., 2010. Application of a multimodel approach to account for conceptual model and scenario uncertainties in groundwater modelling. *Journal of Hydrology*, 394, 416-435.
- Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du Littoral du Delta du Rhône, Thèse. Université Aix-Marseille III, Aix Marseille, 272 pp.
- Salama, R.B., Otto, C.J. et Fitzpatrick, R.W., 1999. Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization. *Hydrogeology Journal*, 7, 46-64.
- Sandberg, S.K., Slater, L.D. et Versteeg, R., 2002. An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. *Journal of Hydrology*, 267, 227-243.
- Seaton, W.J. et Burbey, T.J., 2002. Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane. *Journal of Applied Geophysics*, 51, 21-41.
- Sherif, M., Kacimov, A., Javadi, A. et Ebraheem, A., 2012. Modeling Groundwater Flow and Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Wadi Ham, UAE. *Water Resources Management*, 26, 751-774.
- Shi, W., Zeng, W. et Chen, B., 2010. Application of Visual MODFLOW to assess the Sewage Plant accident pool leakage impact on groundwater in the Guanting Reservoir area of Beijing. *Frontiers of Earth Science in China*, 4, 320-325.
- Silva-Filho, E.V., Sobral Barcellos, R.G., Emblanch, C., Blavoux, B., Sella, S.M., Daniel, M., Simler, R. et Wasserman, J.C., 2009. Groundwater chemical characterization of a Rio de Janeiro coastal aquifer, SE – Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 100-108.
- Simmons, C., 2005. Variable density groundwater flow: From current challenges to future possibilities. *Hydrogeology Journal*, 13, 116-119.
- Sirhan, A. et Hamidi, M.O., 2012. Characterization by electrical and electromagnetic geophysical methods of the shallow hydrogeological system at Hebron (West Bank, Palestine) in a semi-arid zone. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 449-460.
- Skinner, D. et Heinson, G., 2004. A comparison of electrical and electromagnetic methods for the detection of hydraulic pathways in a fractured rock aquifer, Clare Valley, South Australia. *Hydrogeology Journal*, 12, 576-590.
- Stewart, M.K., 2012. A 40-year record of carbon-14 and tritium in the Christchurch groundwater system, New Zealand: Dating of young samples with carbon-14. *Journal of Hydrology*, 430-431, 50-68.

- Suarez, S., Prosper-Laget, V. et Provansal, M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille: Implications tectoniques et/ou climatiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 324, 639-646.
- Torres-Rondon, L., Carrière, S.D., Chalikakis, K. et Valles, V., 2013. An integrative geological and geophysical approach to characterize a superficial deltaic aquifer in the Camargue plain, France. *Comptes Rendus Geoscience*, 345, 241-250.
- Torres, J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale), Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 353 pp.
- Triantafilis, J. et Lesch, S.M., 2005. Mapping clay content variation using electromagnetic induction techniques. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 203-237.
- Triantafilis, J., Odeh, I.O.A., Minasny, B. et McBratney, A.B., 2003. Elucidation of physiographic and hydrogeological features of the lower Namoi valley using fuzzy k-means classification of EM34 data. *Environmental Modelling & Software*, 18, 667-680.
- Vallet-Coulomb, C., Vallès, V., Oliosio, A., Chauvelon, P., Charron, F., Radakovitch, O., Claude, C., Hamelin, B., Hermitte, D., Parisot, J.C., Sonzogni, C., Travi, Y., de Montety, V., Simler, R., Bertrand, N., Bsaibes, A., Courault, D., Marloie, O., Malek, M., Hadria, R., Ruget, F., Desfonds, V., Hanocq, J.-F. et Pichaud, M., 2008. HYDROCCAM - Fonctionnements couplés eaux de surface-eaux souterraines dans les hydro-systèmes de Crau-Camargue. in: GFHN (Ed.), 33èmes Journées scientifiques du GFHN, Impact de l'usage du sol sur les ressources en eau souterraine, Avignon- France, pp. 205.
- Van der Eem, J.P., 1992. Rekenen aan de stroming van zoet, brak en zout groundwater [Calculation of the flow of fresh, brackish and salt groundwater] [In Dutch]. KIWA-mededeling 121, Nieuwegein, The Netherlands.
- van der Vorst, H.A. et Melissen, J.B.M., 1990. A Petrov-Galerkin type method for solving  $\nabla \cdot \mathbf{A} \nabla u = \mathbf{b}$ , where  $\mathbf{A}$  is symmetric complex. *Magnetics, IEEE Transactions on*, 26, 706-708.
- Vella, C., 1999. Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône, Thèse. Université de Provence, 225 pp.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. et Bourcier, M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, 222–223, 235-265.
- Vouillamoz, J.M., Chatenoux, B., Mathieu, F., Baltassat, J.M. et Legchenko, A., 2007. Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *Journal of Applied Geophysics*, 61, 142-154.
- Ward, S.H. et Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1, 131-311.
- Werner, A.D. et Simmons, C.T., 2009. Impact of Sea-Level Rise on Sea Water Intrusion in Coastal Aquifers. *Ground Water*, 47, 197-204.
- Zheng, C. et Bennett, G.D., 1995. *Applied contaminant transport modeling: Theory and practice*. Van Nostrand Reinhold New York.
- Zheng, C. et Wang, P.P., 1999. MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide, DTIC Document.



# ANNEXES

---

**Annexe 1** : Situation des points de mesures des piézomètres et puits du Mas de Cabassole

**Annexe 2** : An integrative geological and geophysical approach to characterize a superficial deltaic aquifer in the Camargue plain, France

**Annexe 3** : Mesures manuelles de la hauteur d'eau des points d'observations, l'étang de Vaccarès et le canal de Montlong

**Annexe 4** : Conductivité électrique de l'eau par point d'observation

## Annexe 1 : Situation des points de mesures des piézomètres et puits du Mas de Cabassole

Nom	Type de forage	Coordonnées UTM		Dépassement (cm)	Profondeur (m)	Altitude du sol (m)
		X	Y			
Cab1	piézomètre	62 73 69	48 247 22	59	3,93	1,113
Cab2	piézomètre	62 73 64	48 247 41	53	3,5	1,044
Control1	piézomètre	62 73 59	48 247 38	58	4,8	1,136
Control2	piézomètre	62 73 68	48 247 24	20,5	5	1,147
Cab3	piézomètre	62 73 82	48 248 57	36	3,6	1,483
Cab3prof	piézomètre	63 73 81	48 248 58	50	6,3	1,483
Cab4	piézomètre	62 78 48	48 259 07	35,5	3,1	0,542
Cab4prof	piézomètre	62 78 60	48 259 10	51,3	5,9	0,628
Cab5	piézomètre	62 79 00	48 260 16	95,6	2,5	0,779
Cab6	piézomètre	62 77 23	48 263 53	36,5	2,56	0,457
Cab6prof	piézomètre	63 77 23	48 263 52	32	5	0,457
Cab9	piézomètre	62 77 41	48 266 45	34,2	6	0,266
Puits1	puits	62 73 55	48 247 37	29	6	1,058
Puits2	puits	62 73 67	48 247 26	32,5	6,25	1,206
Puits3	puits	62 74 80	48 252 94	70	8	2,018
Puits4	puits	62 77 05	48 258 39	11	6,7	0,266

**Annexe 2** : An integrative geological and geophysical approach to characterize a superficial deltaic aquifer in the Camargue plain, France



Hydrology, environment (Hydrology/hydrogeology)

## An integrative geological and geophysical approach to characterize a superficial deltaic aquifer in the Camargue plain, France



Laura Torres-Rondon\*, Simon Damien Carrière,  
Konstantinos Chalikakis, Vincent Valles

UMR 1114 EMMAH (INRA–UAPV), 33, rue Louis-Pasteur, 84000 Avignon, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 19 June 2013

Accepted after revision 25 June 2013

Available online 6 August 2013

#### Keywords:

Rhone delta

Camargue plain

Auger drillings

Electrical sounding

Electrical resistivity tomography

Electromagnetic mapping

### ABSTRACT

Deltaic aquifers are complex due to the important heterogeneity of their structure and their hydrogeological functioning. Auger drilling provides localized, but very robust geological and hydrogeological information, while geophysical surveys can provide integrated subsurface information. An effective, easy-to-use and low-cost methodology combining geological/hydrogeological information from Auger drillings and the results from three geophysical techniques (Electromagnetic mapping, Electrical Sounding and Electrical Resistivity Tomography) is being developed to characterize the structure of a typical Mediterranean deltaic aquifer. A first hypothesis about hydrodynamic properties of the aquifer is also obtained. The study area is located in the Rhone delta (Middle Camargue/southern France). Integration of geophysical and geological techniques allowed identifying the presence and lateral extension of the Saint-Ferréol paleochannel, the vertical contact between lagoonal–fluvial deposits and the marine clayed silt that separate the superficial aquifer from the deeper aquifer. Likewise, high north–south heterogeneity and east–west homogeneity were highlighted in the study area. Presence of clay in sandy deposits in the low areas implies changes in lateral hydraulic permeability. This fact, jointed to the low hydraulic gradient, suggests a slow groundwater flow in the local system. The Rhone delta presents a typical configuration of a Mediterranean deltaic aquifer, thus this methodological approach can be used for similar deltaic Mediterranean systems.

© 2013 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

### 1. Introduction

Due to their depositional conditions, deltaic aquifers are characterized by many complexities (Bardach, 1989; Ezzy et al., 2006; Holman, 2006; Sherif et al., 2012; Vouillamoz et al., 2007) such as:

- spatial and granular heterogeneity – granulometric contrasts of deltaic systems can be very strong. Deltaic

systems also have a high lateral and vertical variability (3D variability);

- salinization of groundwater – the salinity can be trapped by fine-grained sediments (principally clay) and stays inside;
- vulnerability to anthropogenic activities because of shallow water table and population density;
- other atmospheric events, for example, warmer climate or evapotranspiration – accordingly, research and modeling of deltaic aquifers is complicated in many cases.

In order to develop a mathematical or a conceptual model of groundwater flow of a hydrogeological system, identification of structures is essential to establish

\* Corresponding author.

E-mail address: laurybeltr@gmail.com (L. Torres-Rondon).

geological and hydrodynamic limits. Geological and geophysical methods have been used over the last decade to estimate the geometric characteristics and internal features of aquifers (Guerin, 2005). Nevertheless, in deltaic systems, the recognition of paleostructures and groundwater flow becomes a difficult work because of spatial variability and salinity content.

Classic geological techniques, such as core sediment analysis, allow detailed description of the texture and origin of sediments. This type of technique is considered the most direct method for obtaining subsurface data (Goldman and Neubauer, 1994); however, sometimes, geological data is spatially limited. In contrast, geophysical measurements can provide a less expensive and effective way to fill the lack of knowledge between boreholes or Auger drillings (Boucher et al., 2009; Chalikkakis et al., 2009; Maillet et al., 2005; Martínez et al., 2009; Vouillamoz et al., 2007). The integration between geological and geophysical surveys allows one to obtain more precise images of subsurface (Falgàs et al., 2011; Lyons et al., 2011).

Several works have used a combination of geophysical techniques to characterize the structure of different types of deposits (Falgàs et al., 2011; Pham et al., 2002; Sandberg et al., 2002; Skinner and Heinson, 2004). In particular, the combination of electromagnetic (EM) mapping, electrical survey (Electrical Resistivity Tomography [ERT], and electrical sounding [ES]) was used to this purpose

(Al-Fares, 2011; Sirhan and Hamidi, 2012). However, only ERT is the most commonly used geophysical technique to characterize deltaic sequences or mainly salinity variations (Maillet et al., 2005; Martínez et al., 2009; Zarroca et al., 2011).

The Middle plain of the Rhone delta, in southeastern France (Fig. 1A), is a mixed environment with fluvial deposits forming elongate sand bodies with meanders pattern isolating freshwater to brackish water ponds (Boyer et al., 2005). The geological configuration of the Rhone delta is similar to that of other deltaic systems (Boyer et al., 2005; Falgàs et al., 2011; Iribar et al., 1997) such as: the Ebro delta, the Tordera delta, the Llobregat delta, the Tiber delta, the Nile delta and the Po delta. A large number of geological and hydrogeological studies have been carried out to understand the dynamic behavior of deltaic aquifers of the Rhone delta (Camargue, 1970; Godin, 1990; Heurteaux, 1969; L'Homer, 1975; Marinou, 1969; Pons et al., 1979). These studies provided the first general information (large-scale and low-resolution geological models) and noted the importance of the superficial aquifer of the Rhone delta. For a comprehensive hydrogeological/hydrodynamic study, a detailed and accurate structural model is needed.

The study area is located in the northern part of the Vaccarès lagoon in the Cabassole Mas (Fig. 1). This area was chosen for three reasons:

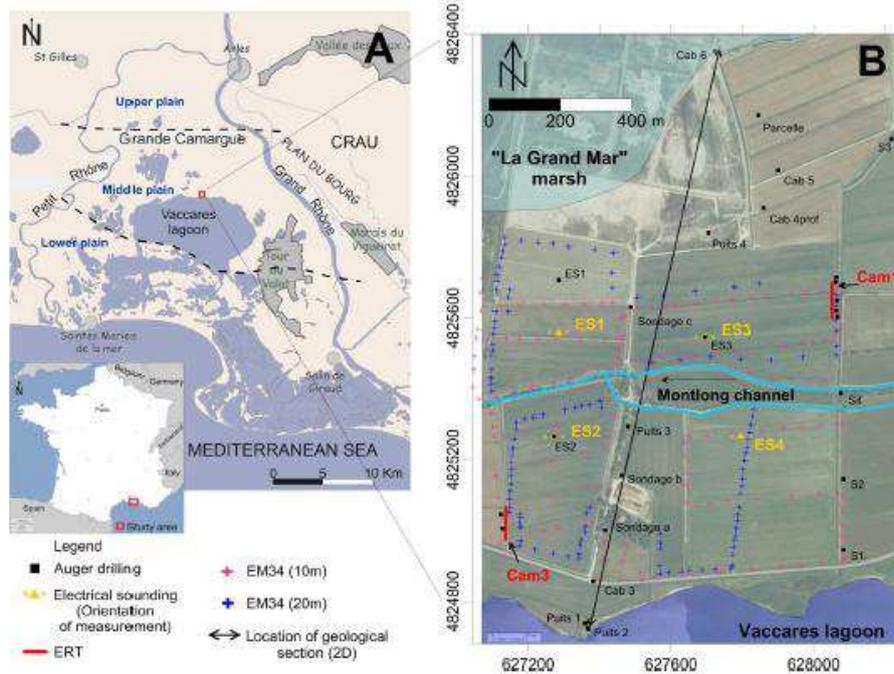


Fig. 1. A. Location of the study area. B. Cabassole Mas. Positions of: Auger drillings, electrical soundings, EM34 measurement points, 2D geological section and boundary conditions. Color available online.

- it is located in the central part of the Rhone delta;
- it represents the typical geomorphology of superficial structures of the Middle Camargue plain;
- it intercepts functional units from the north to the south (Griole, 1972): contact with the “Grand Mar” marsh and the Vaccarès lagoon, presence of lagoonal deposits (low elevation zones) and fluvial deposits (high-elevation zones). The Montlong channel flows across the study area. This channel is an ancient tributary of the Rhone River that construed the Saint-Ferréol paleochannel (Arnaud-Fassetta, 1998).

The aim of the study is to obtain an effective, easy-to-use and low-cost methodological approach to characterize a superficial deltaic aquifer through the contribution of Auger drillings and three geophysical methods (EM mapping, ERT and ES). The final purpose of this work is to build a structural model of this type of aquifer.

## 2. Geological and hydrogeological settings

The Rhone delta is located in the Gulf of Lion, southeast of France. It has an area of 1740 km<sup>2</sup>, approximately (Fig. 1A). The Grande Camargue (≈750 km<sup>2</sup>) has been formed by ancient channels of the Rhone River and by offshore bars, which constitute elongated topographic highs.

The delta plain was mainly formed during the Quaternary period, by a progradation of sedimentary bodies influenced by fluvial sedimentary flows (Boyer et al., 2005; Vella et al., 2005). Bouteyre and Toni (1972) recognize two morphological units in the Grande Camargue, according to geology:

- the fluvio-lagoonal Camargue unit (from Arles to the offshore bar in south of the Vaccarès lagoon), composed by a fluvial covering, with riverbanks deposited over lagoonal salt formations;
- the lagoonal-marine Camargue unit (south of the offshore bar), consisting of marine and lagoonal deposits covered by a limited fluvial layer.

The Middle Plain is a mixed environment with fluvial deposits forming elongate sand bodies (ancient riverbanks of the Rhone River) with meanders pattern isolating freshwater to brackish water ponds. The permeability of the layers is generally low (Marinos, 1969) and its distribution depends on geomorphology. Riverbanks of the Rhone channel present a good permeability, while marsh areas are quasi-impermeable ponds where water is retained as water of imbibition. Therefore, the water table is limited by the extension of silty-sandy deposits of ancient distributaries of the Rhone. The hydraulic head of the superficial aquifer is close to the ground surface.

Vertically, the Camargue is composed of two aquifers: a gravel deep aquifer and an unconsolidated superficial aquifer (comprised principally of sand and clay). These aquifers are separated by a layer of silt with peat levels,

which represents an impermeable level (aquitard) between both of them. The impermeable level corresponds to the substratum of the local superficial aquifer.

## 3. Material and methods

### 3.1. Auger drillings

Twenty-nine Auger drillings were carried out between 2009 and 2012 (Fig. 1B) to provide detailed lithological description and ground water information. A Hand Auger of 8 m of length and 10 cm of diameter was used. Auger drillings have a depth between 3 m and 8 m. This variability of the investigation depth was mainly due to the water-buried coarse-grained sand deposits which made vertical extension of Auger drillings impossible. Groundwater properties such as electrical conductivity (EC) and temperature were measured when it was possible.

### 3.2. Electromagnetic (EM) mapping

The EM measurements (Slingram technique) have been used to image the apparent electrical conductivity ( $\sigma_a$ ) distribution in the subsurface. The basis of the Slingram technique is described in several publications (McNeill, 1980; Monteiro Santos, 2004; Parasnis, 1986; Triantafyllis et al., 2003; Ward and Hohmann, 1988). Despite of the qualitative nature of the provided information, this technique is widely used for hydrogeological and environmental investigations (Evans et al., 2000; Nobes, 1996; Sirhan and Hamidi, 2012). Two EM campaigns have been carried out in the central part of the study area (Fig. 1B). The first campaign was made with a transmitter-receiver separation of 10 m in both vertical dipole (VD) and horizontal dipole (HD) configuration. The spacing between measurements was calculated in order to cover the total area. The second campaign was made with a coil separation of 20 m. The EM 34-3 equipment by ABEM was used.

### 3.3. Electrical resistivity methods

Electrical resistivity is one of the main properties adapted to hydrogeophysical studies (Guerin, 2005). The resistivity of rocks is affected by different factors (Matsui et al., 2000): porosity, pore fluid resistivity, water saturation, water content by volume and clay content.

#### 3.3.1. Electrical sounding (ES)

ES is generally used to determine vertical variations of the electrical resistivity in hydrogeological investigations (Al-Fares, 2011; Vouillamoz et al., 2007). Four soundings were implemented in the central area of the site (Fig. 1B), close to the Montlong channel (named: ES1, ES2, ES3 and ES4), and according to the EM survey results. The Schlumberger array was used with a maximum spacing of 300 m between electrodes. The equipment “Geo-Instruments” developed by the CNRS (Garchy, France) was used. Inversion of the apparent resistivity ( $\rho_a$ ) values into geo-electrical models was made with IPI2Win 3.0.1<sup>e</sup> version software.

### 3.3.2. Electrical resistivity tomography (ERT)

ERT is the most common method applied in Earth Sciences, especially in hydrogeology, due to its robustness and reliability (Al-Fares, 2011; Chalikakis, 2006; Pham et al., 2002). Two ERT sections were carried out in the study area (Fig. 1B), the first (Cam1) is located towards the northeastern zone and the other one (Cam3) is located towards the southwestern zone. Each section was 126 m long, with 64 electrodes and spaced out 2 m apart. Two arrays were implemented: Wenner–Schlumberger (WS) and Dipole–Dipole (DD); the WS array provides a good compromise between horizontal and vertical resolution, whereas the DD array has a greater investigation depth (Seaton and Burbey, 2002). For ERT acquisition, the ABEM Terrameter SAS 4000 was used (Dahlin, 2001). The apparent resistivity was interpreted with Res2Dinv software, 3.59.1154.44 version, using Robust Constraint. The iteration process was limited at three iterations because that was enough to provide a satisfactory Root Mean Square (RMS) error. Only the WS array is presented in this paper to simplify discussions.

## 4. Results and discussions

### 4.1. Local lithology

The subsurface in the study area is constituted only of sediments. In general, their minimum thickness is around 1 m and they have a large lateral extension (200–300 m). Fossils in the study area suggest a lagoonal, pond or alluvial origin. Five types of sediments have been identified. Lithological description was made using the facies described by G.E.P.P.A. triangle (Baize and Jabiol, 1995). The sedimentary environment has been determined in some cases using fossils and by comparison with the geological section of superficial formations (“ligne 18”, Mas de Cabasole) of the Camargue report (Camargue, 1970). The sedimentary sequence, in the textural order, consists of:

- **Al-La:** silty clay, grey–yellow, to clayed silt, pale gray. Stain of iron oxide and vegetable remains are present. Peat layers and soil horizons can be observed into this facies, giving a black color to the sediment. This facies has, generally, 1–3 m of thickness. The presence of

preserved fossils of gastropod type, like *Planorbis* and *Radix limosa* Linné, suggest a euryhaline and eurythermal lagoon as the environmental origin. Brackish environment with freshwater contributions. This facies has been recognized in almost all observation points.

- **La:** clayed silt, dark grey. Observed in the base of Cab3 log (–6 m.a.s.l.). A thin layer of marine shell remains (not differentiable) rests in the top of this facies.
- **Ls:** sandy silt, brown in the first centimeters, and then it becomes grey. Its thickness varies between 0.5 m and 1.5 m. Fossil species are associated with continental–terrestrial and freshwater origins. It is sandier toward the central part of the study area. The sandy silt facies is interpreted as an overflow phase of the current Montlong channel.
- **Sl-S:** silty sand (**Sl**) and fine-grained sand (**S**), pale grey. Identified in the lateral parts of the study area. Presence of micas (muscovite). Its thickness could not be recognized in most of cases. Sand is generally well-sorted. Three types of this facies were recognized. In the south of the experimental site, a fine **S** facies is identified under **Al-La** facies. It presents remains of lagoonal fauna. To the north, a layer of **Sl** facies is recognized. This facies contains non-differentiable fossils and clay balls of 1 to 2 mm of diameter. Clay balls represent an abrupt aggradation episode according to the description of the Camargue report (1970). Both units proceed from a lagoonal environment.

Also, in the north of the area, lens of well-sorted azoic fine-grained sand is present in Cab5 and Parcelle (Fig. 2). This facies could be associated with an aeolian environment.

- **SS:** Coarse- and medium-grained sand, grey, well-sorted, micas (muscovite), sedimentary rocks remains and non-differentiable fossil remains are abundant. Flat remains of wood, of 3–7 cm, have been observed within the sediments. This facies was interpreted as the filling of a fluvial channel. It cuts the facies above. It has been identified in the central part of the study area (close to Montlong channel) as well as in the base of Cab6 and Cab7 logs, accompanied with pebbles. These deposits have an abrupt contact with the rest of sediments.

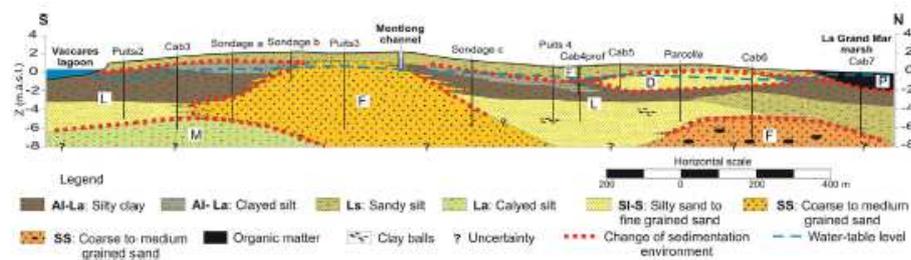


Fig. 2. A north-south geological section with position of the Auger drillings and of their related investigation depths. According to the lithological description, sedimentary environments are recognized: F, fluvial, L, deposits of saltwater marsh, D, aeolian, P, paludal and M, marine (Fig. 1B for location).

**Table 1**  
Groundwater EC variation (mean values over eleven months) in three observation points.

Observation points	EC mean (mS/cm)
Cab3	1.51 ± 0.07
Puits3	0.86 ± 0.06
Cab4prof	7.16 ± 5

A north–south reconstruction of the geometry of the deposits in the middle of the study area was attempted through the lithological description presented above (Fig. 2). The stratigraphic correlation is based upon textural characteristics and horizontality of layers. Bouteyre and Toni (1972) present the Middle Camargue as composed by a fluvial overlay with large riverbanks covering previous salty lagoonal formations. According to the textural characteristics and the fossils recognized, five types of sedimentary environment can be identified: marine (M), deposits of saltwater marsh (L), aeolian (D), fluvial (F), and paludal (P). This sedimentary sequence is progradational; it corresponds to the description of Boyer et al. (2005). In the same environmental sequence, the vertical contact between facies is not clear; it is probably due to energy changes. This happens principally with deposits of lagoonal origin. However, the contact between stratum of different depositional environments is neat. Fluvial deposits identified in the central part of the study area (close to Montlong channel) correspond to the Saint-Ferréol paleochannel. According to the description of the Auger drillings, the width of the paleochannel varies between 300 and 500 m, approximately.

#### 4.1.1. Local hydrogeology

Two groundwater tables were recognized within the same superficial aquifer during the implementation of Auger drillings: a fine perched groundwater table in the first meters below the surface (limit between Ls and Al–La facies). The second appears in the sandy facies (Sl–S and SS). The aquifer presents two hydrogeological behaviors: unconfined behavior in the higher topographic areas (close

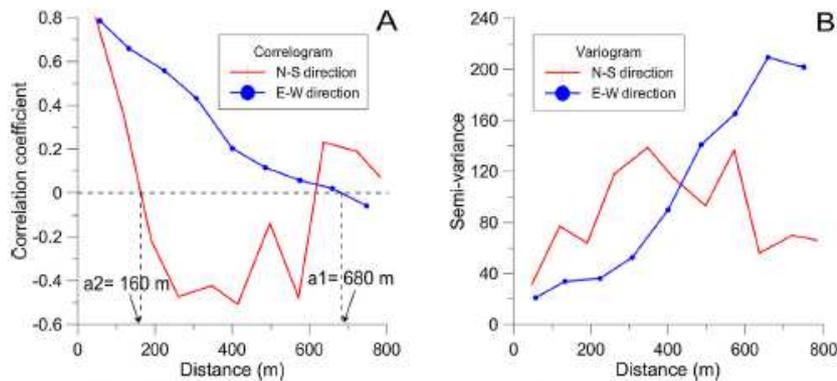
to Montlong channel) and confined behavior in the lower parts, where the Al–Sa facies is present. In general, the aquifer follows the local topography; therefore, the water table is quasi-horizontal and its hydraulic gradient is low.

The mean EC of the aquifer for three observation points located within the experimental site (Fig. 1B) is exposed in Table 1. EC measurements were carried out every month between January and November 2011. These variations depend on both geomorphology and season. For instance, Puits3 point is located at the highest topographic point of the site. It is important to remind that the site's topography amplitude is around 2 m. Moreover, seasonally, groundwater ECs take their highest values at the beginning of the irrigation period (March–April). The lowest values are measured after the end of the irrigation period (September). In the period before and just after irrigation (from October to February), EC values are stable.

In general, the EC seasonal variation is low in the elevated parts (Puits3 and Cab3), but is very high in the lowest areas (Cab4prof). Irrigation decreases EC values of the near-surface aquifer. A low groundwater flow conducts groundwater from the highest areas to the lowest ones. In the lowest parts, outflow is caused by evapotranspiration. So, the highest values of EC recorded during March and April are probably due to evapotranspiration and salt accumulated into the sediments. Based on this result, all geophysical measurements have been made in the period before and just after irrigation (from October to February).

#### 4.2. Geophysical results

The local lithology section allowed us to observe an important lithological variability in the north–south direction. However, there was any information about the depth of the aquifer and the spatial distribution of layers in east–west direction. The sediments described previously are electrically conductive considering the expected theoretical values (Marescot, 2006). For that reason, when the term resistive or conductive is used in this paper, it is connected to the relative resistivity within the values acquired on this site.



**Fig. 3.** A. Directional variograms. B. Correlograms (values from EM mapping, VD=10 m) for both east–west and north–south directions.

#### 4.2.1. Electromagnetic mapping

In the first geophysical campaign, EM34 mapping was carried out in the central part of the study area in order to overview the spatial variability of the near-surface features (Fig. 1B). A separation coil of 10 m was used for this campaign (VD-10 m). The EM34 mapping provided integrative information about  $\sigma_z$ ,  $\sigma_x$  values have been analyzed using geostatistical methods to calculate both east–west and north–south directional variograms and correlograms (Fig. 3).

Correlograms behavior is different in these two directions (Fig. 3A). The east–west correlogram presents a linear behavior and the correlation coefficient reaches the lag distance ( $a_1$ ) around 680 m; this indicates a strong correlation for two points separated by several hundred meters (600 m approx) along the east–west direction. A spatial continuity in the east–west direction is highlighted. In the east–west direction (Fig. 3B) the variance is not really attained.

Contrary to the east–west direction, the north–south correlogram (Fig. 3A) gets the “zero” value before a short distance ( $a_2 = 160$  m approximately). In accordance with the north–south correlogram, the north–south directional variogram (Fig. 3B) shows also a weaker lag distance and an anticorrelation for the great distances. It highlights a higher spatial variability of the subsurface structures in the north–south direction. The difference in the correlograms and variograms' behavior between both directions and a value of coefficient  $q$  ( $q = a_1/a_2$ ) greater than 4 attests to the anisotropy in the study area.

The geostatistical results served as a base to the second EM campaign, which was carried out with a larger investigation depth (20 m). Due to the observed spatial anisotropy of the subsurface features of the study area, it was considered to densify the measurements in the north–south direction, while the measurements in the east–west direction were more distant (Fig. 1B).

Both EM maps (VD-10 m and VD-20 m) show a spatial heterogeneity in the north–south direction (Fig. 4), while, in the east–west direction, an oriented structure was highlighted. Subsurface becomes more electrically conductive in the VD-20 m map. The resistive central structure of each map can be joined and a structure in form of ditch or drain is obtained (Fig. 4). This structure is similar to the form of a river bed and it has a width between 200 and 400 m approximately. This kind of structure in the central part of the study area agrees with the existence of the Saint-Ferréol paleochannel described in several publications (e.g., Arnaud-Fassetta, 1998; Camargue, 1970; L'Homer et al., 1981).

#### 4.2.2. Electrical sounding

EM34 mapping highlighted the presence of the Saint-Ferréol paleochannel. However, this technique does not allow us to obtain the lower limit of the aquifer, i.e. the contact with the marine silty formation (Boyer et al., 2005). Considering EM34 results and structures' orientation, the ES were deployed and concentrated in the central area (Fig. 4). The EC of groundwater in the central area is 700  $\mu\text{S}/\text{cm}$  and the general depth of the water table is

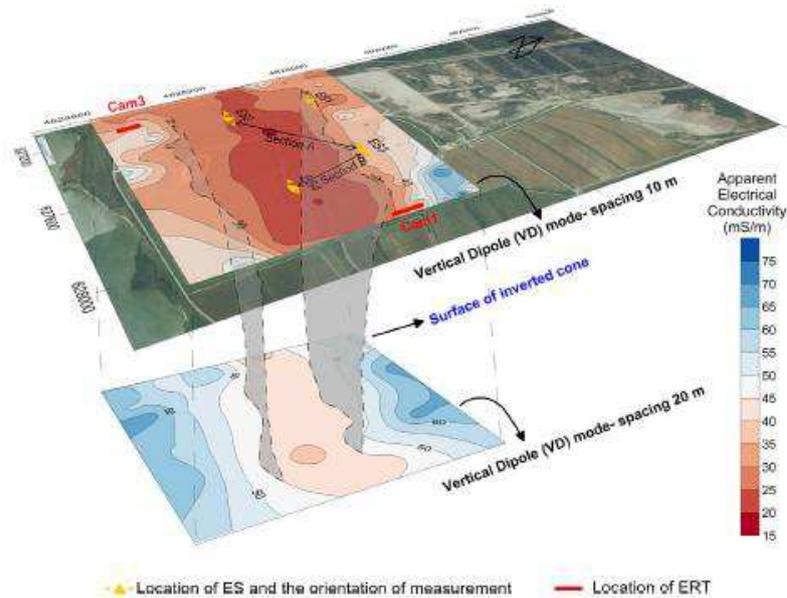


Fig. 4. Overlap of EM maps regarding coils spacing (map VD-10 m above and map VD-20 m below). Location of the ERT, the ES and 2D section from ES correlation.

**Table 2**  
Apparent resistivity of facies and water in the study area.

Facies	Sediment	Resistivity ( $\Omega\text{m}$ )	Water content
Al-La	Silly clay to clayed silt	16–20	Yes
Ls	Sandy silt	31–35	No
Sl-S	Silty sand to fine-grained sand	20–30	Yes
SS	Coarse-grained sand	30–43	Yes

1.5 m from the surface. Four Auger drillings were implemented close to ES. The lithological logs were used to calibrate and constraint the inversion and interpretation of the first meters (3–7 m). The water table's level was also taken into account during inversion. In general, the apparent resistivity ( $\rho_a$ ) of the interpreted layers is very low, compared to the typical obtained values (e.g., sandy formations) and this is probably due to the presence of water. In addition, this range of  $\rho_a$  values was observed in other studies carried out in the Camargue plain (Cary, 2005; Maillet et al., 2005). For each lithological unit identified by Auger drillings, a  $\rho_a$  value was determined by the ES results. The  $\rho_a$  values of these lithological units are displayed in Table 2. The clayed silt facies' (La)  $\rho_a$  value is not directly associated with a lack of access through Auger drilling.

Taking into account  $\rho_a$  values of local sedimentary facies, a geological interpretation of all electrical soundings is possible (Fig. 5). The attribution of  $\rho_a$  to facies allows us to identify an important thickness of the SS facies. In the same way, a very conductive layer (4–10  $\Omega\text{m}$ ) has been identified at the base of all ES. With this range of values, this layer can be associated with the presence of clayed silt of marine origin (La), considered in this paper as the substratum of the aquifer. A particular characteristic of the La facies is its depth variation: between 10 m (ES3) and 22.5 m (ES1). In ES2 and ES4 soundings, the top of this facies is present at a depth of 17 m.

A reconstruction of the structure of the aquifer based on ES is shown in Fig. 6. The reconstruction was carried out through two 2D sections: section A and section B (Fig. 4). Section A includes ES2, ES1 and ES3, and is oriented from the southwest to the northeast. Section B includes ES4 and ES3, and is oriented from south to north. The structural correlation shown in Fig. 6 allowed the reconstruction of the Saint-Ferréol paleochannel structure and its connection with adjacent facies. Comparison between two sections highlights a slope of paleochannel from ES4 (southeast of the site) to ES1 (northwest of the site), agreeing with the direction of the paleoflow (Arnaud-Fassetta, 1998).

#### 4.2.3. Electrical resistivity tomography

ERT was used to determine the degree of heterogeneity of the central riverbank. ERT survey was implemented in zones where EM34 survey showed a strong lateral variation of  $\sigma_a$  (Fig. 4). ERT sections were named Cam1 (northeastern part of the site) and Cam3 (southwestern part of the site). The electrodes have been oriented in north–south direction throughout the zone where the EC gradient is important. Several Auger drillings, at depths between 2 m and 5 m, have been carried out along the ERT sections. The lithological interpretation was combined with ERT results to obtain a geological interpretation of the subsurface (Fig. 7).

The obtained resistivity values vary from 5 to 40  $\Omega\text{m}$ . Lithological interpretation coupled with resistivity values in ERT sections were crosschecked with the  $\rho_a$  values obtained for each facies in the ES results. In general, resistivity values from ERT are a bit lower than ES values; this is probably due to the inversion processes.

The Cam1 section presents a good correlation with lithological interpretation until a depth of 5 m (Fig. 6A). In the southern part of this section, the resistive part ( $\approx 24 \Omega\text{m}$ , in orange in the online version) can be interpreted as a part of a paleo-riverbank (Saint-Ferréol). The superjacent layer can be interpreted as a lateral

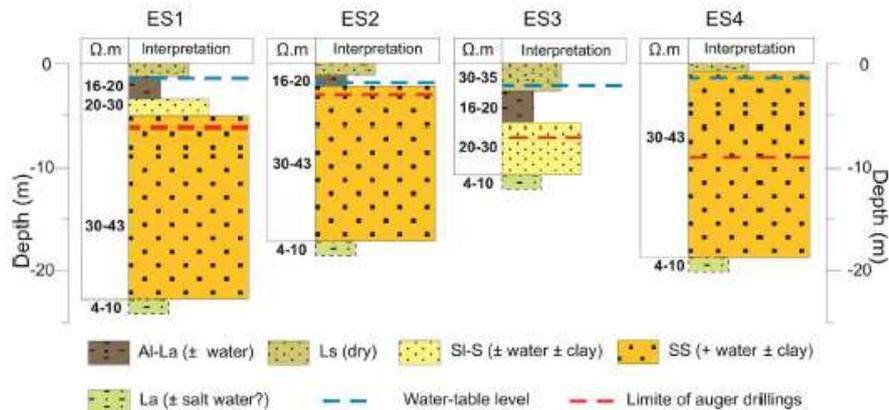


Fig. 5. Integration of ES and Auger drillings results. Color available online.

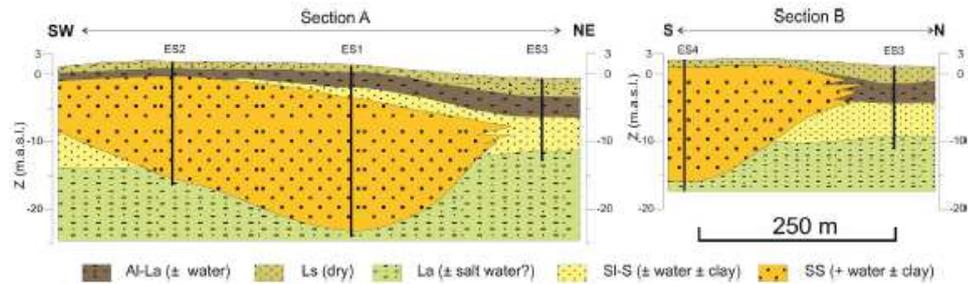


Fig. 6. Structural correlation based on ES results. Color available online.

variation between clay and silty sand formations. The resistivity of the recognized layers decreases progressively in depth and northward (red arrow). Auger drillings highlight an increase of the clay content as well as of the salinity toward the north. In this area, EC of groundwater is multiplied by six in summer because of the evapotranspiration. The strong seasonal variations of the EC of groundwater to the lowest fields in the northern part of the study area suggest an impact from the evaporation phenomenon. This hypothesis, coupled with the fact the lateral groundwater flow is low, can explain the particular resistivity distribution in the Cam1 electrical section. The accumulation of salt can be the cause of this distribution.

An even better correlation between lithological interpretation and ERT results is revealed in Cam3 section (Fig. 6B). The layers recognized in the northern part of section were identified as a limit of the Saint-Ferréol paleochannel (SS facies). Moreover, the conductive layer in the base of the section ( $\approx 5 \Omega \cdot m$ ) is interpreted as a La facies, likewise in ES results. While Ls facies were recognized near the surface, Al-La and SI-S facies cannot be easily separated within the ERT section. Cam3 section presents also a progressive passage of resistivity (dotted line) between sandy (SI-S) and silty (La) layers. This passage is thicker in the southern part of the section and it

becomes more abrupt to the north. Its form is probably due to a salt-water intrusion that can be compared with freshwater/saltwater transition zones described in several publications (Cooper et al., 1964; Custodio, 2002). Cam3 section is close to the Vaccarès lagoon, where water EC is approximately 25 mS/cm. All this suggests a possible saltwater intrusion from the Vaccarès lagoon through Al-La and SI-S facies in the first part of the section. However, this hypothesis does not allow us to reject any paleosalinity in the silty layer due to its marine origin.

### 5. Integrated interpretation

To summarize geological and geophysical results obtained in this study, a conceptual sedimentary model of the geological system is suggested in Fig. 8. EM mapping allowed us to identify the presence of a central structure, probably linked to the Saint-Ferréol paleochannel. A geostatistical analysis of these results highlighted a lateral continuity of the subsurface structures in the east-west direction and a clear heterogeneity in the north-south direction. Therefore, characteristics of lithological units (Fig. 2) could be extrapolated to the east and west directions within the study area. The ES survey allows us to identify the substratum of the superficial aquifer. ERT

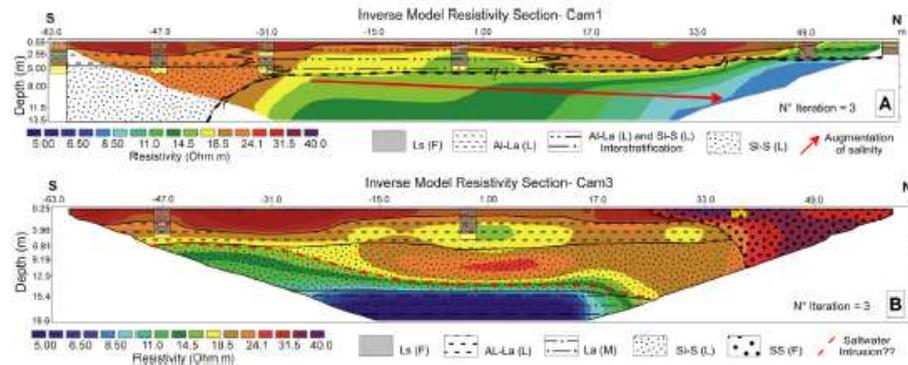


Fig. 7. Interpretation of ERT sections and superposition of the lithological correlation from the auger drillings. A. Cam1 section (iteration 3, error = 1.4%). B. Cam3 section (iteration 3, error 6%).

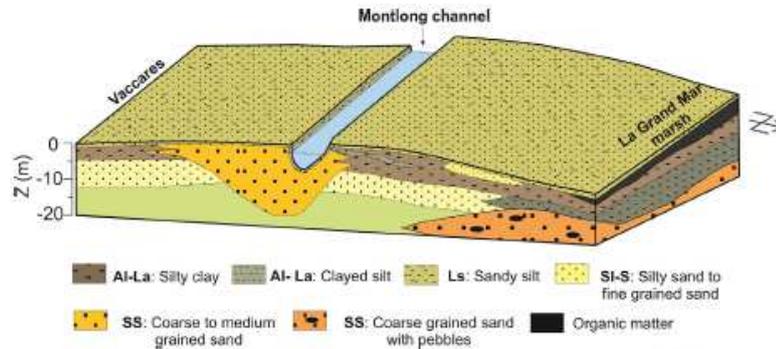


Fig. 8. Conceptual 3D model of the geometry of the superficial aquifer. Color available online.

detected a series of horizontal bodies, associated with their depositional environment.

All geophysical data have been collected after the irrigation period, when the EC of groundwater was stable. Thus, EC variations of subsurface are mostly linked to clay and/or water content lateral and vertical variability. The structural anisotropy of the layers is evident. This anisotropy affects directly their permeability and, consequently, the groundwater behavior.

The conceptual sedimentary model includes all recognized spatial variability of the near-surface features and it will be used for the development of a mathematical hydrodynamic model of the aquifer.

## 6. Conclusions

The characterization of hydrodynamic behavior of aquifers depends on a good definition of boundary conditions and of the heterogeneity degree. The lithological characterization of aquifer's functional units allows us to understand the hydrogeological conditions. In fact, the heterogeneity degree of functional units plays a fundamental role in groundwater flow path.

The integration of geophysical and geological techniques allowed us to identify the presence and lateral extension of the Saint-Ferréol paleochannel, the vertical contact between lagoonal–fluvial deposits and the marine clayed silt that separates the superficial aquifer from the deeper aquifer. Likewise, high north–south heterogeneity and east–west homogeneity were highlighted in the study area. The presence of clay in sandy deposits in the low areas implies changes in lateral permeability. That, together with the low hydraulic gradient, suggests a slow groundwater flow in the local system.

In this type of environment, the irrigation can bring variations in the groundwater's EC. These variations can affect the interpretation of geophysical results. A well-suited period for geophysical techniques implementation is when EC groundwater values are stable and not influenced by anthropic activities. Certainly all measurements need to be carried out within the same hydrological period or during periods presenting similar EC groundwater values.

In summary, an effective, easy-to-use and low-cost methodology combining geological/hydrogeological information from Auger drillings and the results obtained with three geophysical techniques (EM, ES and ERT) have been developed to characterize the structure of typical Mediterranean deltaic aquifers. The methodological approach can be summarized in the following way:

- to carry out a few recognition campaigns through EM mapping (several investigation depths) to identify general structuring;
- based on the EM results, to obtain local information through Auger drillings and ES in order to identify the geological units and to precise their electrical resistivity properties;
- to perform ERT surveys, which are necessary to obtain more accurate information in zones where strong lateral variations of electrical conductivity are identified.

Knowledge of the water table's level and of its EC properties is important for the final interpretation. This approach can be used to study other superficial deltaic aquifers in the Mediterranean.

## Acknowledgment

We thank M. Philippe Brissot (the Cabassole Mas owner) for allowing us to use his estate to carry out these surveys. We also thank O. Bour and E. Carrillo for their review and very useful comments that helped us to improve this paper.

## References

- Al-Fares, W., 2011. Contribution of the geophysical methods in characterizing the water leakage in Afamia B dam, Syria. *J. Appl. Geophys.* 75, 464–471.
- Amaud-Fassetta, G., 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. [Thèse] Université d'Aix-Marseille I. 329p.
- Baize, D., Jabiol, B., 1995. *Guide pour la description des sols*. Inra Éditions, 375 pp.
- Bandach, J.E., 1989. Global warming and the coastal zone. *Climatic Change* 15, 117–150.
- Boucher, M., Favreau, G., Desclotres, M., Vouillamoz, J.M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B., Legchenko, A., 2009. Contribution of

- geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semi-arid Niger: An overview. *C. R. Geoscience* 341, 800–809.
- Bouteyre, G., Toni, C., 1972. Géomorphologie et étude des sols sodiques des plaines alluviales: exemple de la Camargue. *Sci. Sol.* 2, 32.
- Boyer, J., Duvaill, C., Le Strat, P., Gensous, B., Tesson, M., 2005. High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Mar. Geol.* 222–223 [267–298].
- Camargue, C., 1970. Étude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc [Rapport, 4 vols].
- Cary, L., 2005. Mobilité des éléments selon les alternances aérobie-anaérobie dans un écosystème rizicole en Camargue. [Thèse] Université de droit, d'économie et des sciences Aix-Marseille-3.
- Chalikakis, K., 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. [Thèse] Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris-VI, 217p.
- Chalikakis, K., Nielsen, M.R., Legchenko, A., Hagensen, T.F., 2009. Investigation of sedimentary aquifers in Denmark using the magnetic resonance sounding method (MRS). *C. R. Geoscience* 341, 918–927.
- Cooper, H.H., Kohout, F.A., Henry, H.R., Glover, R.E., 1964. Sea water in coastal aquifers. US Government Printing Office.
- Custodio, E., 2002. Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra et al. (Eds.), *Groundwater and Human Development*.
- Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Comput. Geosci.* 27, 1019–1029.
- Evans, R.L., Law, L.K., St. Louis, B., Cheesman, S., 2000. Buried paleochannels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying. *Mar. Geol.* 170, 381–394.
- Ezzy, T.R., Cox, M.E., O'Rourke, A.J., Huftile, G.J., 2006. Groundwater flow modelling within a coastal alluvial plain setting using a high-resolution hydrofacies approach; Bells Creek plain, Australia. *Hydrogeol. J.* 14, 675–688.
- Falgás, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T., Martí, A., 2011. Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surv. Geophys.* 32, 857–871.
- Godin, L., 1990. Impact de la riziculture sur l'hydrologie et la qualité des eaux en Camargue. [Thèse] Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 180p.
- Goldman, M., Neubauer, F.M., 1994. Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surv. Geophys.* 15, 331–351.
- Griole, C., 1972. Carte hydrogéologique d'Arles. In: Atlas hydrogéologique du Languedoc-Roussillon. Université de Montpellier.
- Guerin, R., 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeol. J.* 13, 251–254.
- Heurteaux, P., 1969. Recherches sur les rapports des eaux souterraines avec les eaux de surface (étangs, marais, rizières), les sols halomorphes et la végétation en Camargue. [Thèse] Université de Montpellier, 226p.
- Holman, I.P., 2006. Climate change impacts on groundwater recharge-uncertainty, shortcomings, and the way forward? *Hydrogeol. J.* 14, 637–647.
- Iribar, V., Carrera, J., Custodio, E., Medina, A., 1997. Inverse modelling of seawater intrusion in the Lobregat delta deep aquifer. *J. Hydrol.* 198, 226–244.
- L'Homer, A., 1975. Notice explicative de la carte géologique des Saintes-Maries-de-la-Mer au 1/50 000. feuille 1018. BRGM, Orléans, 34p.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours: variations du niveau marin. *Océanis* 7, 389–408.
- Lyons, R.P., Scholz, C.A., Buoniconti, M.R., Martín, M.R., 2011. Late Quaternary stratigraphic analysis of the Lake Malawi Rift, East Africa: An integration of drill-core and seismic-reflection data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 303, 20–37.
- Maillet, G.M., Rizzo, E., Revil, A., Vella, C., 2005. High-resolution electrical resistivity tomography (ert) in a transition zone environment: application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhone river paleochannel. *Mar. Geophys. Res.* 26, 317–328.
- Marescot, L., 2006. Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull. vaudois Sci. nat.* 90, 23–40.
- Marinos, P., 1969. Études hydrogéologiques en Camargue. Volume II. [Thèse d'État] Université de Grenoble, 139 p.
- Martínez, J., Benavente, J., García-Aróstegui, J.L., Hidalgo, M.C., Rey, J., 2009. Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extension effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Eng. Geol.* 108, 161–168.
- Matsui, T., Park, S.G., Park, M.K., Matsuura, S., 2000. In: Relationship between electrical resistivity and physical properties of rocks, GeoEng. Melbourne Convention Centre, Melbourne, Australia.
- McNeill, J., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited Mississauga, Ontario, Canada; 15pp.
- Monteiro Santos, F.A., 2004. 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data. *J. Appl. Geophys.* 56, 123–134.
- Nobes, D.C., 1996. Troubled waters: Environmental applications of electrical and electromagnetic methods. *Surv. Geophys.* 17, 393–454.
- Parasnis, D.S., 1986. Principles of applied geophysics, Fourth Edition ed. Chapman and Hall Editions, London, New York; 236pp.
- Pham, V.N., Boyer, D., Le Mouél, J.-L., Kim Thoa Nguyen, T., 2002. Hydrogeological investigation in the Melong Delta around Ho-Chi-Minh City (South Vietnam) by electric tomography. *C. R. Geoscience* 334, 733–740.
- Pons, A., Toni, C., Triat, H., 1979. Édification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et Vie, Rev. Écol.* 2, 13–30.
- Sandberg, S.K., Slater, L.D., Versteeg, R., 2002. An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer. *J. Hydrol.* 267, 227–243.
- Seaton, W.J., Burbey, T.J., 2002. Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrain. *J. Appl. Geophys.* 51, 21–41.
- Sherif, M., Kacimov, A., Javadi, A., Ebraheem, A., 2012. Modeling Groundwater Flow and Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Wadi Ham, UAE. *Water Resources Management* 26, 751–774.
- Sirhan, A., Hamidi, M.O., 2012. Characterization by electrical and electromagnetic geophysics. [http://refhub.elsevier.com/S1631-0713\(13\)00114-4](http://refhub.elsevier.com/S1631-0713(13)00114-4)
- Geoscience* 344, 449–460.
- Skinner, D., Heinson, G., 2004. A comparison of electrical and electromagnetic methods for the detection of hydraulic pathways in a fractured rock aquifer, Clare Valley, South Australia. *Hydrogeol. J.* 12, 576–590.
- Triantafyllis, J., Odeh, I.O.A., Minasny, B., McBratney, A.B., 2003. Elucidation of physiographic and hydrogeological features of the lower Namoi valley using fuzzy k-means classification of EM34 data. *Environ. Modell. Softw.* 18, 667–680.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Bourcier, M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Mar. Geol.* 222–223 [235–265].
- Vouillamoz, J.M., Chatenoux, B., Mathieu, F., Baltassat, J.M., Legchenko, A., 2007. Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *J. Appl. Geophys.* 61, 142–154.
- Ward, S.H., Hohmann, G.W., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagn. Meth. Appl. Geophys.* 1, 131–311.
- Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., Pellicer, X.M., 2011. Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, northern Spain). *J. Hydrol.* 409, 407–422.

### Annexe 3 : Mesures manuelles de la hauteur d'eau des points d'observations, l'étang de Vaccarès et le canal de Montlong

Date	Vaccarès en m/NGF	Control1 en m/NGF	Control2 en m/NGF	Cab1 en m/NGF	Cab2 en m/NGF	Cab3 en m/NGF	Cab3prof en m/NGF	Cab4 en m/NGF	Cab4prof en m/NGF	Cab5 en m/NGF	Cab6 en m/NGF	Cab6prof en m/NGF	Cab9 en m/NGF	Puits1 en m/NGF	Puits2 en m/NGF	Puits3 en m/NGF	Puits4 en m/NGF	Canal en m/NGF			
18/02/2009	0,359			0,468	0,532	0,504		0,027		0,222	0,187										
23/02/2009	0,239																				
05/03/2009	0,344			0,371	1,242	0,423		-0,105		0,234	-0,078			0,666							
18/03/2009	0,219	0,94		0,951	0,787									-0,144							
21/03/2009	0,104	1,13		0,193	0,194									0,196							
25/03/2009	0,159	0,882		0,171	0,124									0,217							
31/03/2009	0,084			0,081	0,002			-0,345		-0,106	-0,338										
04/04/2009	0,199	0,932												0,651							
05/04/2009	0,199	0,906	0,383	0,179	0,235									0,355	-0,044						
10/04/2009	0,279								-0,332												
27/04/2009	0,239	1,61	0,801	0,566	1,022			-0,09	0,153					0,879	0,65						
21/05/2009	0,189	1,031	0,391	0,37	0,9305	0,387		-0,5956	-0,749	-0,163	-0,292			0,782	0,525			1,201			
19/06/2009						0,412		-0,971	-1,051	-0,07								1,131			
10/07/2009	0,029			0,308	1,0995	0,374		-1,185	-1,102	-0,048	-0,429			0,781	0,461						
20/07/2009	0,049	0,908	0,255	0,318	1,0985			-1,229	>2	-0,07				0,758	0,452			1,131			
13/09/2009	-0,111	1,196	0,38	0,391	1,1775			-1,268	-0,977	-0,075	-0,396			0,972	0,562			1,301			
24/10/2009	-0,016	0,815	0,433	0,489	0,9545			-0,261	-0,307	0,225				0,906	0,568						
25/11/2009	-0,001	0,175	0,081	0,087	0,1005			-0,546	-0,65	0,195				0,148	0,102						
21/01/2010	0,279			0,483	0,8185	0,396		0,212	0,215	0,355	0,287										
14/04/2010	0,199	0,992	0,417	0,441	1,1545			-0,112	-0,113	0,502				0,766	0,573						
22/05/2010	0,129			0,418																	
07/07/2010	0,034			0,436																	
09/10/2010	-0,041	0,324	0,157	0,123	0,2565			-0,458	-0,571					0,394	0,208			0,741			
10/11/2010	-0,001	0,4	0,163	0,143	0,2685	0,246		-0,108	-0,115					0,426	0,36			0,991			
14/12/2010	-0,121		0,093	0,083	0,2885	0,266		-0,058	-0,085									0,831			
25/01/2011	-0,021	0,202	0,042	0,028	0,1465	0,264		-0,221	-0,241					0,201	0,118			0,811			
18/03/2011	0,029	0,86	0,373	0,383	0,6985	0,416		0,102	0,295					0,766	0,52			0,911			
27/04/2011	0,019	1,016	0,382	0,423	1,169	0,418		0,287	0,412					0,923	0,581			1,111			
27/05/2011	-0,041	0,851	0,292	0,288	1,024	0,453		0,281	0,329						0,466			1,181			
02/06/2011																	0,046	1,311			
17/06/2011	-0,001	0,976	0,412	0,413	1,084	0,513		0,372	0,361					0,908	0,571			1,091			
01/07/2011	-0,121	0,856	0,347	0,385	1,034	0,468		0,487	0,481					0,823	0,501	1,451	-0,468	1,081			
21/07/2011	0,009	0,966	0,392	0,413	1,014	0,403		0,537	0,506					0,008	0,928	0,561	1,698	-0,004	1,191		
06/09/2011	-0,031	0,956	0,382	0,383	1,064	0,343		0,607	0,586					-0,262	0,908	0,571	1,678	-0,294	1,171		
24/10/2011	-0,081	-0,119	-0,128	0,093	-0,176	-0,197		-0,443	-0,599					-0,572	0,038	-0,109	0,488	-0,724	1,011		
23/11/2011	0,399	0,696	0,472	0,523	0,654	0,523	0,423	0,367	0,206			0,137	0,118	0,798	0,581	1,158	0,036	0,481			
31/01/2012	0,109	0,066	0,092	0,083		0,113	0,003	-0,473	-0,464					-0,383	-0,273	-0,222	0,088	0,076	0,448	-0,214	0,741
23/03/2012	-0,046	-0,134	-0,123	-0,092		-0,147	-0,257							-0,588	-0,333	-0,497	-0,107	-0,109	0,528	-0,249	
23/05/2012	-0,101	0,771	0,242	0,278		0,578	0,443	0,387	0,341					-0,433	-0,388		0,723	0,421	1,658		1,051
22/06/2012	-0,101	0,871	0,272	0,308		0,493	0,393	0,517	0,461					-0,523	-0,403	-0,092	0,828	0,481	1,778	0,056	1,291
19/07/2012	-0,111	0,906	0,322	0,303		0,413	0,303							-0,578	-0,403		0,848	0,501	1,758	0,136	1,121
12/09/2012	-0,111	1,226	0,287	0,343		0,423	0,313							-0,438	-0,403		0,768	0,476	1,778	0,116	1,001
12/12/2012	-0,141	0,131	-0,023	0,023		0,278	0,173	0,152	0,001					-0,428	-0,353	0,088	0,193	0,041	1,013		0,761
16/01/2013	-0,061	0,056	-0,008	-0,012		0,263	0,143	-0,093	-0,219					-0,513	-0,358		0,128	0,021	0,833	-0,174	0,671
18/03/2013	-0,011	0,386	0,147	0,103		0,333	0,223		0,036					-0,313	-0,348		0,313	0,231	0,938		0,551



### Cab 3

Z relative (cm)	14/12/2010			18/03/2011			27/04/2011			27/05/2011			17/06/2011			21/07/2011			06/09/2011			24/10/2011		
	Z	CE 25°C	T																					
	(cm)	(µS/cm)	(°C)																					
0	0,283	1517	13,9	0,433	1560	12	0,418	1572	14,5	0,453	1562	18,7	0,513	1028	20	0,403	1321	20,7	0,343	1489	21	-0,197	1470	18,7
20	0,083	1511	14,3	0,233	1566	11,8	0,218	1581	14	0,253	1548	17,7	0,313	1440	18,6	0,203	1476	20	0,143	1487	20,4	-0,397	1517	18,6
40	-0,117	1508	14,7	0,033	1569	11,7	0,018	1581	13,8				0,113	1537	18	0,003	1496	19,4	-0,057	1493	19,9	-0,597	1514	18,5
60	-0,317	1509	14,8	-0,167	1571	11,8	-0,182	1581	13,6				-0,087	1548	17,5	-0,197	1504	18,9	-0,257	1507	19,6	-0,797	1514	18,4
80	-0,517	1507	14,9	-0,367	1571	11,8	-0,382	1582	13,5				-0,287	1553	17,1	-0,397	1507	18,4	-0,457	1515	19,1	-0,997	1513	18,3
100	-0,717	1508	14,9	-0,567	1570	11,9	-0,582	1582	13,4				-0,487	1552	16,8	-0,597	1505	18,1	-0,657	1517	18,8	-1,197	1512	18,1
120	-0,917	1509	15	-0,767	1572	11,9	-0,782	1590	13,4				-0,687	1556	16,3	-0,797	1543	17,7	-0,857	1524	18,4	-1,397	1512	18
140				-0,967	1573	11,9	-0,982	1591	13,4				-0,887	1557	16,1	-0,997	1554	17,3	-1,057	1529	18,1	-1,597	1205	17,8
160				-1,167	1571	12	-1,182	1591	13,4				-1,087	1559	15,8	-1,197	1556	17	-1,257	1535	17,7			
180				-1,367	1573	12,1	-1,382	1591	13,4				-1,287	1561	15,5	-1,397	1558	16,7	-1,457	1562	17,5			
200													-1,487	1564	15,3	-1,597	1061	16,4						

### Cab3prof

Z relative (cm)	23/11/2011			23/05/2012			12/12/2012			16/01/2013		
	Z	CE 25°C	T									
	(cm)	(µS/cm)	(°C)									
0	0,423	1506	16,7	0,443	537	15,3	0,173	768	14,5	0,143	1073	13,9
20	0,223	1464	16,9	0,243	620	14,8	-0,027	763	15,5	-0,057	1067	14,1
40	0,023	1461	17	0,043	641	14,5	-0,227	761	15,7	-0,257	1066	14,1
60	-0,177	1460	17	-0,157	647	14,3	-0,427	762	15,8	-0,457	1066	14,2
80	-0,377	1457	17	-0,357	655	14,1	-0,627	765	15,8	-0,657	1067	14,2
100	-0,577	1456	17	-0,557	670	14,1	-0,827	774	15,9	-0,857	1079	14,2
120	-0,777	1456	17	-0,757	686	14	-1,027	878	15,9	-1,057	1240	14,4
140	-0,977	1448	17	-0,957	802	14	-1,227	1303	16	-1,257	1360	14,5
160	-1,177	1438	17	-1,157	1280	14	-1,427	1416	16,1	-1,457	1365	14,6
180	-1,377	1438	17	-1,357	1416	14	-1,627	1417	16,1	-1,657	1365	14,7
200	-1,577	1438	17	-1,557	1431	14	-1,827	1418	16,2	-1,857	1365	14,7
220	-1,777	1436	17	-1,757	1439	14	-2,027	1420	16,2	-2,057	1365	14,8
240	-1,977	1436	17	-1,957	1450	14	-2,227	1420	16,2	-2,257	1365	14,8
260	-2,177	1434	17	-2,157	1463	14	-2,427	1420	16,2	-2,457	1365	14,8
280	-2,377	1431	17	-2,357	1460	14,1	-2,627	1420	16,2	-2,657	1365	14,8
300	-2,577	1409	16,9	-2,557	1472	14,1	-2,827	1420	16,2	-2,857	1367	15
320	-2,777	1380	16,8	-2,757	1478	14,2				-3,057	1365	15
340	-2,977	1305	16,8	-2,957	1473	14,2						
360	-3,177	1123	16,7									
380	-3,377	1060	16,6									
400	-3,577	942	16,5									
420	-3,777	944	16,4									

### Cab4

Z relative (cm)	18/03/2011			27/04/2011			27/05/2011			17/06/2011			21/07/2011		
	Z	CE 25°C	T												
	(cm)	(mS/cm)	(°C)												
0	0,077	4,53	10,4	0,287	3,88	16,4	0,281	12*	20,7	0,372	2,96	20,6	0,537	1611*	21,5
20	-0,123	4,76	10,3	0,087	5,07	15	0,081	4,55	18,7	0,172	3,78	20	0,337	2,43	21,5
40	-0,323	5,04	10,2	-0,113	5,28	14,7	-0,119	5,07	17,8	-0,028	4,71	19,5	0,137	3,44	21,6
60	-0,523	5,32	10,2	-0,313	5,65	14,4	-0,319	5,53	17,3	-0,228	5,06	19,1	-0,063	4,91	21,8
80	-0,723	5,46	10,3	-0,513	6,66	14,3	-0,519	6,32	16,8	-0,428	5,64	18,7	-0,263	5,52	21,7
100	-0,923	5,51	10,3	-0,713	8,28	14,1	-0,719	7,71	16,5	-0,628	6,4	18,3	-0,463	6,32	21,5
120	-1,123	5,83	10,3	-0,913	9,07	13,8	-0,919	8,65	16,5	-0,828	7,6	18	-0,663	7,44	20,8
140	-1,323	7,78	10,6	-1,113	9,12	13,5	-1,119	8,98	15,8	-1,028	8,31	17,7	-0,863	8,24	20,3
160	-1,523	6,61	10,9	-1,313	9,14	13,2	-1,319	9,12	15,3	-1,228	8,75	17,3	-1,063	8,63	19,7
180							-1,519	8,37	15,1	-1,428	8,97	16,7	-1,263	8,87	19,1
200										-1,628	9,06	16,5	-1,463	6,57	18,6
220										-1,828	6,14	16,2			

Cab4prof

Z relative (cm)	18/03/2011			27/04/2011			27/05/2011			17/06/2011			21/07/2011			06/09/2011			24/10/2011		
	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)
0	0,291	11,75	11,5	0,412	11,21	17	0,329	10,21	20,4	0,361	10,08	21,4	0,506	7,95	22,2	0,586	3,2	22,4	-0,599	2,18	17,4
20	0,091	11,95	10,9	0,212	11,33	16	0,129	10,46	19,3	0,161	10,2	21,2	0,306	8	21,5	0,386	3,2	21,3	-0,799	2,16	17,9
40	-0,109	12,07	10,8	0,012	11,41	15,6	-0,071	10,48	18,6	-0,039	10,38	20,8	0,106	8,1	21,4	0,186	3,22	21	-0,999	2,16	18,1
60	-0,309	12,08	10,7	-0,188	11,45	15,4	-0,271	10,49	18,2	-0,239	10,43	20,4	-0,094	8,11	21,3	-0,014	3,23	21	-1,199	2,16	18,1
80	-0,509	12,1	10,7	-0,388	11,46	15,1	-0,471	10,49	17,6	-0,439	10,44	20,3	-0,294	8,12	21,2	-0,214	3,23	21	-1,399	2,16	18,1
100	-0,709	12,1	10,7	-0,588	11,47	15	-0,671	10,53	17,1	-0,639	10,44	20,1	-0,494	8,12	21,2	-0,414	3,23	21	-1,599	2,16	18,1
120	-0,909	12,1	10,8	-0,788	11,45	14,6	-0,871	10,5	16,6	-0,839	10,37	19,6	-0,694	8,12	21,1	-0,614	3,23	21	-1,799	2,16	18,1
140	-1,109	12,1	10,8	-0,988	11,46	14,1	-1,071	10,54	16	-1,039	10,34	18,9	-0,894	8,12	21,1	-0,814	3,23	21	-1,999	2,16	18,1
160	-1,309	12,1	10,8	-1,188	11,47	13,8	-1,271	10,51	15,8	-1,239	10,36	17,9	-1,094	8,12	21,1	-1,014	3,23	20,8	-2,199	2,16	17,9
180	-1,509	12,1	10,9	-1,388	11,48	13,5	-1,471	10,51	15,5	-1,439	10,4	17,1	-1,294	8,12	21	-1,214	3,22	20,7	-2,399	2,16	17,8
200	-1,709	12,1	10,9	-1,588	11,45	13,3	-1,671	10,53	15,1	-1,639	10,4	16,6	-1,494	8,08	20,8	-1,414	3,22	20,4	-2,599	2,16	17,5
220	-1,909	12,11	11	-1,788	11,42	13	-1,871	10,52	14,8	-1,839	10,43	16,1	-1,694	8,05	20,5	-1,614	3,22	20,2	-2,799	2,16	17,3
240	-2,109	12,12	11,1	-1,988	11,42	13	-2,071	10,5	14,6	-2,039	10,47	15,9	-1,894	8,04	20	-1,814	3,21	19,9	-2,999	2,17	17,2
260	-2,309	12,33	11,4	-2,188	11,43	13	-2,271	10,51	14,5	-2,239	10,45	15,7	-2,094	8,03	19,4	-2,014	3,2	19,6			
280	-2,509	12,7	11,8	-2,388	11,4	13	-2,471	10,47	14,8	-2,439	10,47	15,5	-2,294	8,02	18,9	-2,214	3,2	19,2			
300	-2,709	12,69	12,1	-2,588	11,33	12,9	-2,671	10,42	14,1	-2,639	10,47	15,4	-2,494	8,04	18,3	-2,414	3,18	18,8			
320				-2,788	11,37	13	-2,871	10,44	14	-2,839	10,42	15	-2,694	8,02	17,8	-2,614	3,17	18,5			
340				-2,988	11,33	13	-3,071	10,43	14	-3,039	10,44	14,7	-2,894	7,9	17,4						
360				-3,188	11,31	13	-3,271	4,77	13,8	-3,239	10,46	14,5	-3,094	7,87	16,5						
380				-3,388	11,3	13				-3,439	4,92	14,3	-3,294	7,86	16,4						

Cab 6

Z relative (cm)	18/03/2011			27/04/2011			27/05/2011			17/06/2011			21/07/2011			06/09/2011			24/10/2011		
	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)
0	0,202	2,45	12	-0,278	2,54	14,4	-0,438	3,12	16,1	-0,428	3,26	16,6	-0,388	1716*	18,5	-0,608	2,86	20,1	-0,718	3,51	16,3
20	0,002	4,29	11	-0,478	3,38	13,5	-0,638	3,47	15,2	-0,628	3,52	16,2	-0,588	3,72	17,7	-0,808	3,53	18,9	-0,918	3,46	17
40	-0,198	4,83	10,9	-0,678	4,64	13	-0,838	4,37	14,6	-0,828	4,09	15,7	-0,788	4,06	17,2	-1,008	4,19	18,2	-1,118	3,92	17,2
60	-0,398	4,84	10,9	-0,878	4,85	12,9	-1,038	4,7	14,3	-1,028	4,59	15,3	-0,988	4,57	16,9	-1,208	4,55	17,9	-1,318	4,42	17,2
80	-0,598	4,84	10,9	-1,078	4,87	12,7	-1,238	4,85	14	-1,228	4,81	15	-1,188	4,84	16,4	-1,408	5,23	17,5	-1,518	4,75	17,2
100	-0,798	4,85	10,9	-1,278	4,89	12,7	-1,438	5,48	13,8	-1,428	5	14,8	-1,388	5,61	16,3						
120	-0,998	11,45	11,2	-1,478	8,1	12,7				-1,628	9,69	14,5	-1,588	11,16	15,9						
140	-1,198	27,1	11,4																		
160	-1,398	32,5	11,6																		

Cab6prof

Z relative (cm)	23/05/2012			22/06/2012			19/07/2012			12/12/2012			16/01/2013		
	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)	Z (cm)	CE 25°C (mS/cm)	T (°C)
0	-0,388	15,98	17,4	-0,403	15,68	19,3	-0,403	14,29	21,2	-0,353	16,72	14,3	-0,358	16,5	12,7
20	-0,588	16,35	15,8	-0,603	15,77	18,3	-0,603	14,14	20	-0,553	16,67	15	-0,558	16,33	13,4
40	-0,788	16,58	15,3	-0,803	15,91	17,4	-0,803	13,93	19,2	-0,753	16,63	15,3	-0,758	16,3	13,6
60	-0,988	16,59	15	-1,003	16,05	16,7	-1,003	13,75	18,5	-0,953	16,65	15,5	-0,958	16,3	13,7
80	-1,188	16,62	14,7	-1,203	16,08	16,4	-1,203	13,6	18	-1,153	16,62	15,6	-1,158	16,31	13,8
100	-1,388	16,64	14,4	-1,403	16,09	16	-1,403	13,47	17,4	-1,353	16,8	15,7	-1,358	16,3	13,9
120	-1,588	16,65	14,1	-1,603	16,05	15,8	-1,603	13,33	16,9	-1,553	16,61	15,8	-1,558	16,3	14
140	-1,788	16,68	14	-1,803	16,13	15,3	-1,803	13,22	16,5	-1,753	16,61	15,8	-1,758	16,3	14,1
160	-1,988	16,7	13,8	-2,003	16,14	15	-2,003	13,1	16	-1,953	16,62	15,9	-1,958	16,29	14,2
180	-2,188	16,71	13,8	-2,203	16,4	14,7	-2,203	13,02	15,7	-2,153	16,62	16,1	-2,158	16,31	14,2
200	-2,388	16,72	13,8	-2,403	16,16	14,6	-2,403	12,92	15,4	-2,353	16,6	16,1	-2,358	16,3	14,3
220	-2,588	16,73	13,7	-2,603	16,17	14,5				-2,553	16,6	16,1	-2,558	16,31	14,4
240	-2,788	16,73	13,7							-2,753	16,6	16,1	-2,758	16,29	14,4
260	-2,988	16,52	13,7							-2,953	16,6	16,2	-2,958	16,29	14,5
280													-3,158	16,29	14,5





