

ETUDE DE LA GESTION QUANTITATIVE ET DES DEBITS DU RHONE EN PERIODE DE « BASSES EAUX »



**PHASE 3 - DETERMINATION DES CONDITIONS LIMITES A
MAINTENIR DANS LE FLEUVE POUR L'AEP ET LE
FONCTIONNEMENT DES CENTRALES NUCLEAIRES**


*Document C - Impact d'une baisse des débits d'étiage sur
la salinisation des hydrosystèmes souterrains en
Camargue*



Edition finale - Octobre 2014

L'étude de la gestion quantitative et des débits du Rhône en période de basses eaux comporte les documents listés ci-dessous. Le présent document constitue le rapport surligné en gris.

Synthèse de l'étude	
Synthèse	Etude de la gestion quantitative du fleuve Rhône à l'étiage : Principaux résultats - Synthèse de l'étude en 100 pages précédée d'un résumé de 6 pages
Phase 1 - Caractérisation du territoire du fleuve Rhône et Bilan des influences anthropiques passées, actuelles et futures possibles	
A	Rapport principal de phase 1
B	Rapport thématique sur l'irrigation dans le bassin du Rhône
C	Rapport thématique sur les nappes en interaction avec le Rhône
D	Fiche de synthèse sur les ouvrages hydroélectriques situés sur la partie française du bassin du Rhône
E	Fiche de synthèse sur l'hydrologie du Rhône alpestre et l'influence des ouvrages hydrauliques suisses
F	Résumé de la phase 1
Phase 2 - Etude des étiages historiques ; Reconstitution des débits désinfluencés et Evaluation de l'empreinte des influences anthropiques sur les débits du Rhône	
A	Rapport principal de mission 1 : Etude des étiages historiques
B	Rapport principal de mission 2 : Reconstitution des débits désinfluencés et évaluation des empreintes des influences anthropiques sur les débits
C	Rapport thématique Hydrogéologie : Estimation des impacts des prélèvements en nappes sur le débit du Rhône
D	Rapport thématique Hydrométrie : Etude critique des débits mesurés aux stations d'étude
E	Résumé de la phase 2
Phase 3 - Détermination des conditions limites (débits et températures) à maintenir dans le fleuve pour l'alimentation en eau potable et le fonctionnement des centres nucléaires de production d'électricité	
A	Rapport principal de phase 3
B	Résumé de la phase 3
C	Impact d'une baisse des débits d'étiage sur la salinisation des hydrosystèmes souterrains en Camargue
D	Impact d'une baisse de débit du fleuve sur les usages préleveurs en nappe alluviale
Phase 4 - Détermination des conditions limites de débits pour les espèces	
A	Rapport principal de phase 4
B	Résumé de la phase 4
Phase 5 - Synthèse des débits limites pouvant être définis dans le Rhône et Approche des volumes prélevables	
A	Rapport principal de phase 5
B	Résumé de la phase 5
Phase 6 - Etude de la sensibilité des étiages du Rhône à des scénarios prospectifs	
A	Rapport principal de phase 6
B	Résumé de la phase 6

	BRL ingénierie 1105 Av Pierre Mendès-France BP 94001 30001 NIMES CEDEX 5
Sous-traitants	HYDROFIS (aspects hydrogéologiques)

Date de création du document	Avril 2013
Contact	Sébastien Chazot sebastien.chazot@brl.fr

Titre du document	Phase 3 – Document C : Impact d’une baisse des débits d’été sur la salinisation des hydrosystèmes souterrains en Camargue
Référence du document :	800420_Ph3_C_Salinisation_Nappes_Camargue
Indice :	VFb

Date émission	Indice	Observation	Dressé par	Vérifié et Validé par
janvier 2014	1.0		Pascal Fénart, Arnaud Brandière (HYDROFIS)	Sébastien Chazot
Octobre 2014	VFb		Pascal Fénart, Arnaud Brandière (HYDROFIS)	Sébastien Chazot

ETUDE DE LA GESTION QUANTITATIVE ET DES DEBITS DU RHONE EN PERIODE DE « BASSES EAUX »

Phase 3 – Document C : Impact d'une baisse des débits d'étiage sur la salinisation des hydrosystèmes souterrains en Camargue

PREAMBULE.....	1
1. LA CAMARGUE : UN TERRITOIRE COMPLEXE.....	3
1.1 Entre terre et mer	3
1.1.1 Les eaux en surface	4
1.1.2 Des terrains hétérogènes	10
1.1.3 Des nappes superficielles ... Une nappe profonde	12
1.2 Quelles origines du sel pour les hydro systèmes ?	19
1.2.1 Voies aériennes	19
1.2.2 Coin salé	20
1.2.3 Pénétration de l'eau de mer dans les étangs	25
1.2.4 Biseau salé	26
2. QUELLES SONT LES DYNAMIQUES DE SALINISATION DES DIFFERENTS HYDROSYSTEMES SOUTERRAINS ?.....	32
2.1 Dépôts des embruns sur les nappes superficielles	32
2.2 Eau de mer, étangs et contamination des nappes superficielles en contact	32
2.2.1 Nappes des cordons sableux littoraux	33
2.2.2 Nappes des bourrelets fluviales	33
2.2.3 Synthèse	34
2.3 Le coin salé et la contamination des nappes superficielles associées aux cours d'eau	36
2.3.1 Le Petit Rhône	36
2.3.2 Le Grand Rhône	38
2.4 Le coin salé et la contamination de la nappe profonde	39
2.4.1 Le coin salé dans le Petit Rhône peut il contaminer la nappe profonde ?	39
2.4.2 Le coin salé dans le Grand Rhône peut il contaminer la nappe profonde ?	40
2.5 La nappe profonde et le biseau salé	43
2.5.1 Un phénomène bien décrit.....	43
2.5.2 Mais un phénomène complexe à appréhender	47

3. QUEL IMPACT D'UNE BAISSSE DU DEBIT DU FLEUVE SUR LES DYNAMIQUES DE SALINISATION ?	50
3.1 Quelles sont les dynamiques actuelles de salinisation des hydro systèmes souterrains?	50
3.1.1 Des évidences...	50
3.1.2 Des incertitudes, des imprécisions	52
3.2 Quel impact les étiages remarquables du Rhône peuvent ils avoir sur ces dynamiques ?	52
4. REFERENCES DOCUMENTAIRES	53

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : Delta du Rhône (http://www.libertasoccidentalis.org/?p=571).	3
Figure 2 : Répartition des 70000 hectares de l'île de Camargue en 2001 (BRLi, 2004).	4
Figure 3 : Hydrographie de la Camargue.	5
Figure 4 : Carte des étangs de Camargue (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).	6
Figure 5 : Fonctionnement hydrologique simplifié des eaux de surface en Camargue (d'après Chauvelon et al. (2003) ; Modifié)	7
Figure 6: Bilan hydrique simplifié (en millions de m ³) sur l'île de Camargue (BRLi, 2004).	8
Figure 7 : Plan général de l'hydrologie en Camargue.	9
Figure 8 : Géologie du Delta du Rhône (V. De Montety, 2008).	10
Figure 9 : Dépôt des cailloutis du Quaternaire et position des piézomètres atteignant les cailloutis (Marinos, 1969).	11
Figure 10 : Schématisation des aquifères présents dans le delta du Rhône (V. De Montety, 2008).	12
Figure 11 : Carte géomorphologique du delta du Rhône (d'après Lhomer 1975 et 1987, dessiné par Arnaud-Fassetta in Provansal et al., 2012).	13
Figure 12 : Estimation des perméabilités des sédiments quaternaires modernes (Griolet, 1976).	13
Figure 13 : Représentation schématique des nappes superficielles (L'Homer, 1975).	14
Figure 14 : Logs stratigraphiques des faciès rencontrés dans la zone étudiée (Arnaud-Fassetta, 1998; modifié).	16
Figure 15 : Carte des isohypses du toit des cailloutis (d'après Roure et al, 2004; complété).	17
Figure 16 : Carte piézométrique de la nappe captive (Griolet, 1976).	18
Figure 17 : Exemple d'embrun marin (enviedailleurs.forumpro.fr)	19
Figure 18 : Schéma d'un coin salé (ZABR, 2008).	20
Figure 19 : Exemples de mesures du coin salé (Savey et al., 1972).	22
Figure 20 : Emprise du domaine modélisé (EDF, 1999).	24
Figure 21 : Graphe de l'évolution des salinités, du niveau moyen du Vaccarès et les précipitations annuelles en Camargue (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).	25
Figure 22 : Schématisation d'un biseau salé dans un aquifère homogène.	26
Figure 23 : Schématisation d'un biseau salé dans un aquifère hétérogène (In de Montety, 2008).	26
Figure 24 : Variations de salinité mesurée dans la nappe profonde de 1969 à 2006 (Montety, 2008)	27
Figure 25 : Répartition de la salinité dans la nappe profonde (g/l) (Montety, 2008)	27
Figure 26 : Position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (d'après Custodio (2002) ; modifié) et détermination de la profondeur de l'interface. L'échelle verticale a été exagérée par rapport à l'échelle horizontale.	30
Figure 27 : Conditions de flux « réel » près de la côte (d'après Custodio (2002) ; modifié) : contrairement au cas précédent, les composantes verticales de l'écoulement ne sont plus négligées.	30

Figure 28 : Vue en coupe d'une zone de transition eau douce/eau de mer et de l'organisation des écoulements dans un aquifère côtier homogène (d'après Cooper et al. 1964; dans Barlow, 2003).....	31
Figure 29 : Schéma de fonctionnement hydrologique des eaux de surface en Grande Camargue.....	32
Figure 30 : Évolution du niveau moyen de la nappe de plage Douanes et de la mer à Fourcade Sud (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).	33
Figure 31 : Plan de des zones potentielles d'échanges entre les nappes superficielles et les étangs.	34
Figure 32 : Coupes schématiques et illustratives des phénomènes de salinisation des nappes superficielles.	34
Figure 33 : Zones potentielles d'échange entre le coins salé du Petit et Grand Rhône avec les nappes superficielles.	37
Figure 34 : Coupes schématiques des relations nappe/ fleuve.....	38
Figure 35 : Relation entre le fond du Petit Rhône et le toit des cailloutis (Pk0 à Arles).	39
Figure 36 : Relation entre le fond du Grand Rhône et le toit des cailloutis.	40
Figure 37 : Position des points de contact potentiels entre le nappe profonde et le coin salé..	41
Figure 38: Variation des niveaux moyens horaires dans le Rhône et le piézomètre S7 : a- Niveaux moyens horaires au S7 et dans le Rhône ; b- Charge moyenne horaire au S7 comparée au niveau du Rhône (V. De Montety, 2008).....	42
Figure 39: Carte de répartition des chlorures (Griolet, 1976).	44
Figure 40: Coupe schématique montrant le contact entre les cailloutis et l'eau de mer.....	44
Figure 41: Carte schématique montrant les connaissances actuelles sur le biseau salé de la nappe profonde.....	46
Figure 42: Masses d'eau souterraines et prélèvements (données AERMC, 2013).	47
Figure 43: Carte simplifiée de l'apport d'eau douce par les Costières et coupes géologiques schématiques explicatives des relations hydrauliques entre les cailloutis des Costières et les cailloutis de la nappe profonde de Camargue.	48
Figure 44 : Schéma de synthèse des phénomènes de salinisation des hydro systèmes souterrains en Camargue.	51

PREAMBULE

CONTEXTE ET OBJECTIFS

L'Agence de l'Eau RMC a confié à BRLingénierie, associé à Hydrofis et Hepia (sous-traitants), la réalisation de l'étude de la gestion quantitative et des débits du Rhône en période de basses eaux.

Le Rhône est souvent considéré comme une ressource pléthorique et susceptible de satisfaire de nombreux usages (prélèvements pour l'eau potable, l'industrie ou l'irrigation, production hydroélectrique, refroidissement de centrales nucléaires, navigation, ...). **On peut cependant s'interroger sur l'évolution de sa capacité à satisfaire, à terme, en périodes d'étiage, tous ces usages, conjointement avec une garantie du bon état des milieux aquatiques associés**, compte tenu de plusieurs paramètres, en particulier :

- ▶ des perspectives d'évolution des usages prélevant dans le fleuve ou sa nappe ;
- ▶ des perspectives de modification de son régime hydrologique et de la température de ses eaux sous l'influence du changement climatique ;
- ▶ une émergence de divers projets de substitution ou de développement de ressource pour amener de l'eau du fleuve (eau superficielle ou nappe) vers des bassins voisins ne disposant pas des ressources suffisantes pour satisfaire leurs besoins (AEP, agricole, industriel) ;
- ▶ l'apparition de périodes de tensions, en particulier lors d'épisodes caniculaires et/ou d'étiage prononcé. Certaines années récentes se sont illustrées par des températures d'eau élevées (en particulier 2003 et 2006), qui ont conduit EDF à diminuer la production des CNPE.

Ces différents points soulignent l'importance de la question clé posée par le cahier des charges de l'étude : **quelle est la capacité du fleuve Rhône à répondre à l'ensemble des usages actuels et à venir tout en assurant le fonctionnement des milieux aquatiques ?** Plus précisément, l'étude doit apporter des réponses aux questions suivantes :

- ▶ Est-il pertinent de considérer le Rhône comme une ressource pléthorique ?
- ▶ Quelles sont les composantes du débit du Rhône (contributions des glaciers, du manteau neigeux, du Lac Léman, des affluents, de la pluviométrie...) et les différents leviers influençant les débits d'étiage ?
- ▶ Quels sont les impacts des variations de débits et de température sur les différents usages ?
- ▶ Quels seuils de débit ne faut-il pas dépasser sur le fleuve pour ne compromettre ni la vie biologique, ni les usages prioritaires (eau potable/sécurité civile) ?

L'étude est découpée en six phases chronologiques :

La phase 1 caractérise le territoire de l'étude et dresse un bilan des influences anthropiques passées, actuelles et futures possibles, à l'échelle du bassin versant, sur les eaux superficielles et les eaux souterraines : gestion du lac Léman, barrages, transferts hydroélectriques, prélèvements pour l'irrigation, l'eau potable, l'industrie et le refroidissement des centrales nucléaires.

La phase 2 reconstitue, au droit des 6 stations hydrométriques de référence, les débits non influencés par les prélèvements et évalue l'empreinte des influences anthropiques sur ces débits.

La phase 3 examine les conditions limites (débits et températures) à maintenir dans le fleuve pour l'alimentation en eau potable et le fonctionnement des centres nucléaires de production d'électricité.

La phase 4 s'interroge sur les conditions limites de débit à maintenir pour les poissons.

Les phases 5 et 6 font la synthèse des débits limites pouvant être définis à ce stade dans le Rhône et évaluent les effets possibles d'une augmentation des prélèvements sur les étiages du Rhône.

L'objectif de ce rapport de phase 3 est de proposer une analyse des impacts potentiels des étiages du Rhône sur les dynamiques de salinisation des hydro systèmes souterrains en Camargue.

Ses rédacteurs principaux sont Arnaud Brandière, ingénieur hydrogéologue et Pascal Fénart expert hydrogéologue de la société HYDROFIS.

METHODOLOGIE

Ce travail est uniquement basé sur une reprise et une synthèse des données existantes, qui sont nombreuses mais de nature et d'étendue très variables sur le secteur d'étude.

Cette étude a essayé d'adresser trois problématiques pour obtenir une vision claire des enjeux :

- ✓ Quelles sont les hydro systèmes souterrains ?
- ✓ Quels sont les vecteurs de propagation du sel dans les hydro systèmes en Camargue ?
- ✓ Que comprend on aujourd'hui des dynamiques de salinisation des hydro systèmes souterrains ? Est on capable de déterminer l'impact de baisses sévères du débit du fleuve sur ces dynamiques ?

La structure du rapport suit ce chemin logique.

Dans un souci de synthèse et de clarté des arguments, les données rapportées et les conclusions qu'elles imposent sont présentées de façon synthétique ; un lecteur curieux pourra se référer à l'abondante littérature disponible sur les hydro systèmes de Camargue.

Dans le cadre de cette étude, de nombreuses personnes nous ont fourni des rapports et/ou des données, et nous tenons ici à les en remercier :

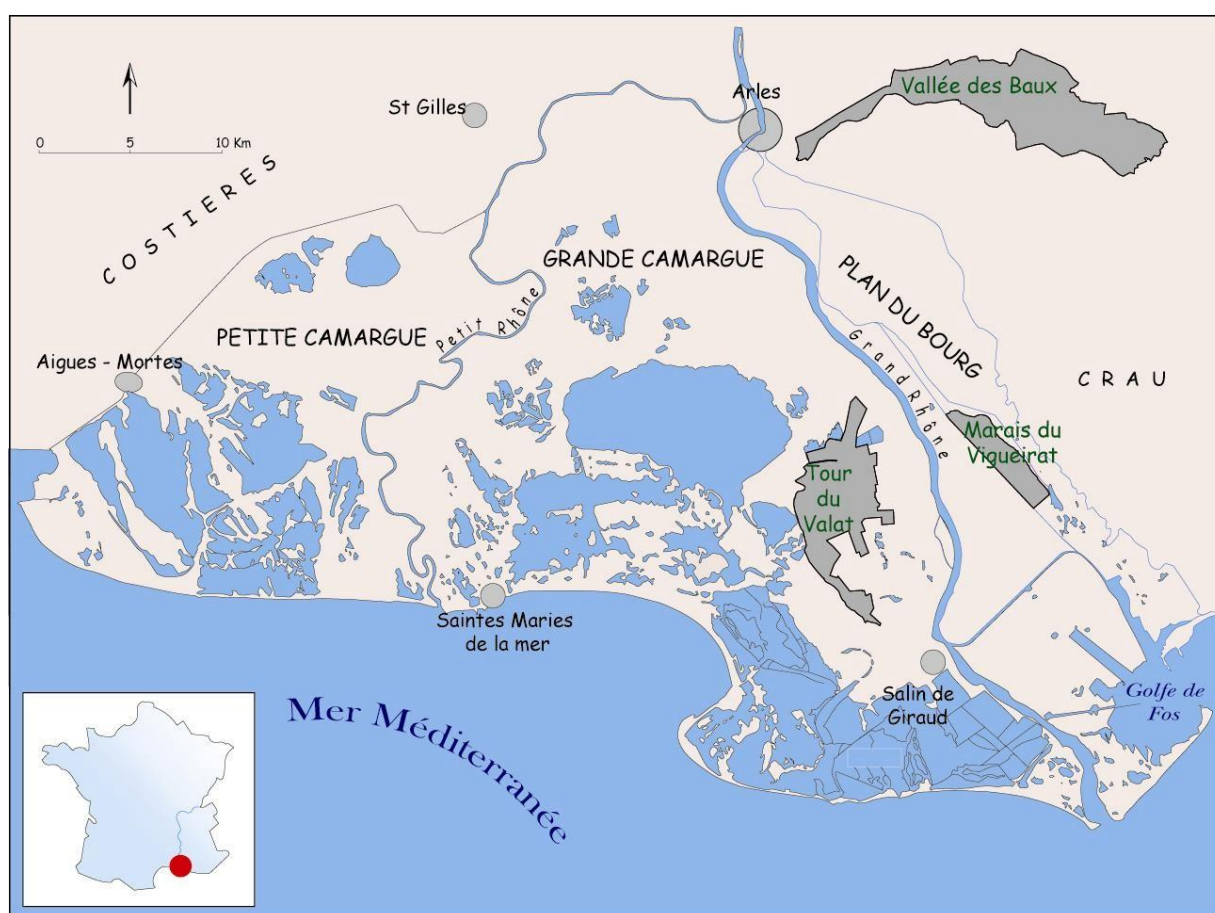
- ✓ Robin Naulet (CNR).
- ✓ Petisi Vincent et Devèze Magali (Grand Port Maritime de Marseille).
- ✓ Charlotte Alcazar (SYMCRU).
- ✓ Sophie Ressouche (SMNVC).
- ✓ Véronique de Montety (Université de Montpellier II).
- ✓ Christine Vallet-Coulomb (CEREIGE).

1. LA CAMARGUE : UN TERRITOIRE COMPLEXE

1.1 ENTRE TERRE ET MER

Situé entre les deux bras du Rhône (Sud-Est de la France), le delta du Rhône (~1740 km²) est le deuxième delta de Méditerranée après celui du Nil. Le delta du Rhône est délimité au Nord-Ouest par les plateaux des Costières du Gard, au Nord-Est par l'extrémité des reliefs des Alpilles et à l'Est par la vaste plaine de la Crau. La plaine deltaïque débute à Arles, à une distance d'environ 30 km de la mer. A ce niveau, le fleuve se divise en deux bras : le Petit Rhône à l'Ouest et le Grand Rhône à l'Est qui représente 90% du flux. Situé entre les deux bras du Rhône, la Camargue ou Ile de grande Camargue, d'une superficie d'environ 750 km², représente près de la moitié de la surface totale du delta (Fig. 3).

Figure 1 : Delta du Rhône (<http://www.libertasoccidentalis.org/?p=571>).



Cette vaste plaine deltaïque abrite une importante zone humide connue pour la richesse biologique de ses écosystèmes (V. de Montety, 2008). Le tableau ci-dessous montre la répartition de la surface sur l'île de Camargue entre les surfaces cultivées, milieux humides temporaires et les milieux humides permanents (BRLi, 2004).

Figure 2 : Répartition des 70000 hectares de l'île de Camargue en 2001 (BRLi, 2004).

	Surface (ha)
➤ Surfaces cultivées	20.000 ha
➤ Milieux humides temporaires (marais, mare, sansouire)	20.000 ha
➤ Milieux humides permanents (Etangs, lagunes)	30.000 ha
	70 000 ha

Pour ce qui est du substratum géologique, ce delta est constitué à la fois d'aquifères superficiels lenticulaires et d'un aquifère profond captif dont les connexions et les interactions avec le milieu marin sont encore mal connues. Depuis la fin du XIXème siècle, la pression anthropique a conduit à une forte modification du delta avec en particulier la construction de digues de protection contre la mer et le fleuve. De plus, depuis une cinquantaine d'années le littoral à proximité du delta a été radicalement transformé par le développement d'une vaste zone industrielle et de la seconde zone portuaire de France. Enfin, cette zone deltaïque de faible altitude est particulièrement sensible à l'accélération de la montée du niveau marin estimée dans ce secteur à 2 mm/an depuis 1905 (V. de Montety, 2008).

1.1.1 Les eaux en surface

1.1.1.1 Les cours d'eau

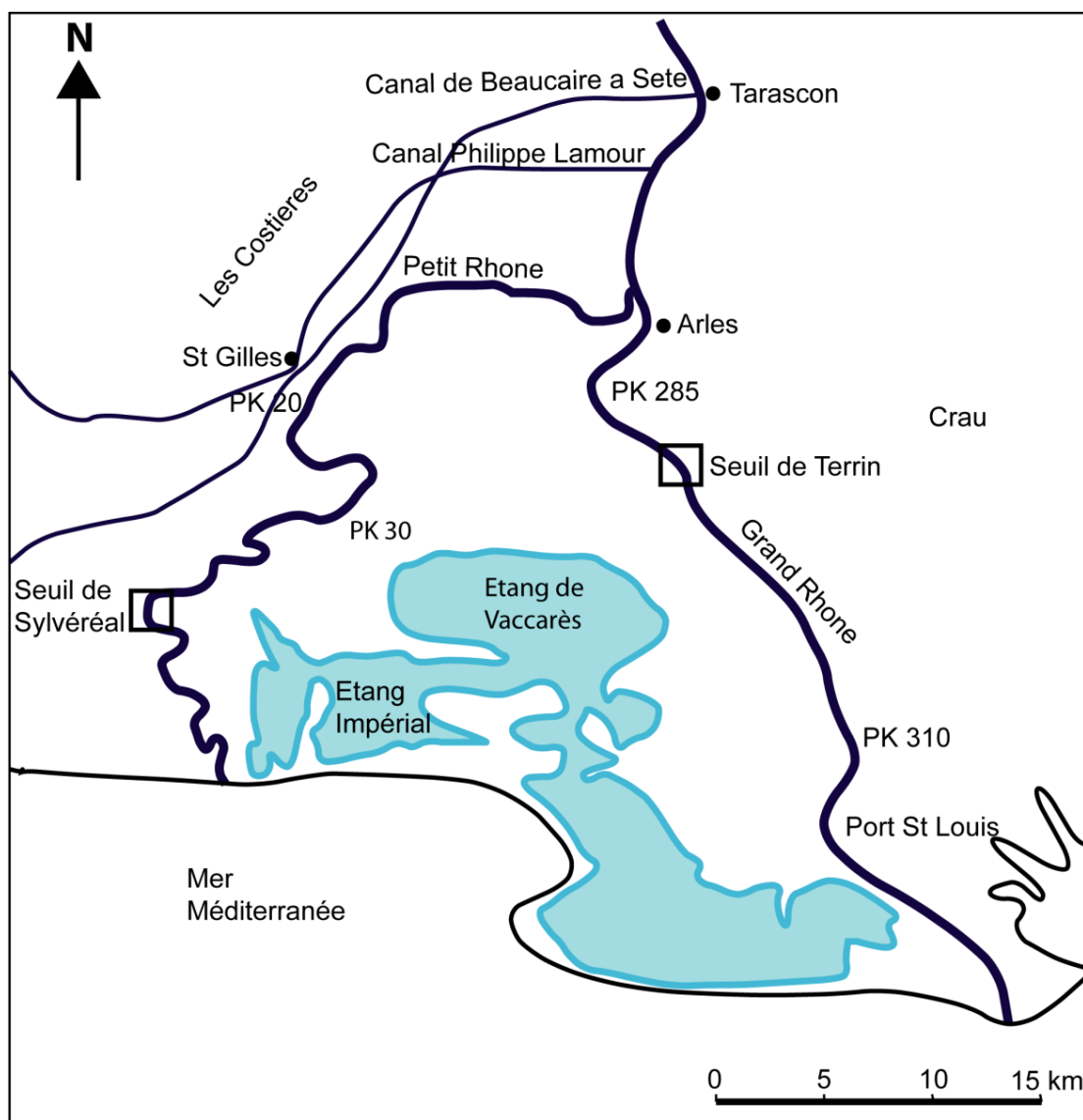
Le système hydrologique de la Camargue est enserré entre la Méditerranée et les deux bras actuels du Rhône. Comme de nombreux deltas, la Camargue est sujette à une forte anthropisation. Au XIXème siècle, l'achèvement de l'endiguement du Rhône (1859) et la construction de la digue à la mer (1856) mettent fin aux invasions des étangs par la mer et aux inondations par les crues du fleuve. Ces nouvelles lignes de reliefs artificielles isolent encore plus la Camargue, la protégeant des apports de sels par la mer mais la privant également des apports d'eau douce du Rhône. La culture non irriguée devint presque impossible à partir de la fin du XIXème siècle : un important réseau de canaux d'irrigation et de drainage vit alors le jour, modifiant fortement le régime hydrologique du delta (Chauvelon, 1998).

Le bras du grand Rhône charrie la plus grande partie des eaux et de leur charge solide. Il est relativement étroit à Arles (150 m) mais atteint 400 m de large près de son embouchure. La pente est très douce d'Arles à la mer (10 cm par km). D'après V. De Montety (2008), le lit du Grand Rhône est généralement limoneux, plus rarement sableux. Il est constitué d'une succession de mouilles et de seuils lui conférant ainsi une profondeur variable (de 4 à 10 m en moyenne).

Le seuil de Terrin, à 10 km en aval d'Arles, constitue le plus haut fond de la portion amont du grand Rhône. Avant 1991, ce seuil remontait à -3.70 m NGF (Davey, 2005) et constituait une barrière naturelle au phénomène du coin salé (remontée d'une langue d'eau de mer dans le lit du fleuve). En 1991, il a fait l'objet d'un déroctage pour le passage de barges fluvio-maritimes, abaissant son niveau à -4,75 m NGF et augmentant ainsi les risques de remontée du coin salé au-delà de ce seuil, en direction d'Arles. Actuellement, la remontée du coin salé fait l'objet d'un suivi régulier par la CNR (Compagnie Nationale du Rhône) avec la mise en place de stations de pré-alerte et d'alerte (seuil de Terrin). Marée haute, vent du Nord modéré et débit inférieur à 600 m³/s sont les conditions favorables à une remontée du coin salé au-delà de la station de pré-alerte (Davey, 2005).

Le régime hydrologique du Rhône présente en général deux maxima, en automne et au printemps, et une période d'étiage d'août à fin septembre. Le régime normal du fleuve à Beaucaire correspond à un débit compris entre 1000 et 3000 m³/s (débit moyen annuel de 1700 m³/s) ; le débit d'étiage est de l'ordre de 650 m³/s (VCN10) et le débit de la crue décennale est de 8400 m³/s (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Antonelli, 2002).

Figure 3 : Hydrographie de la Camargue.

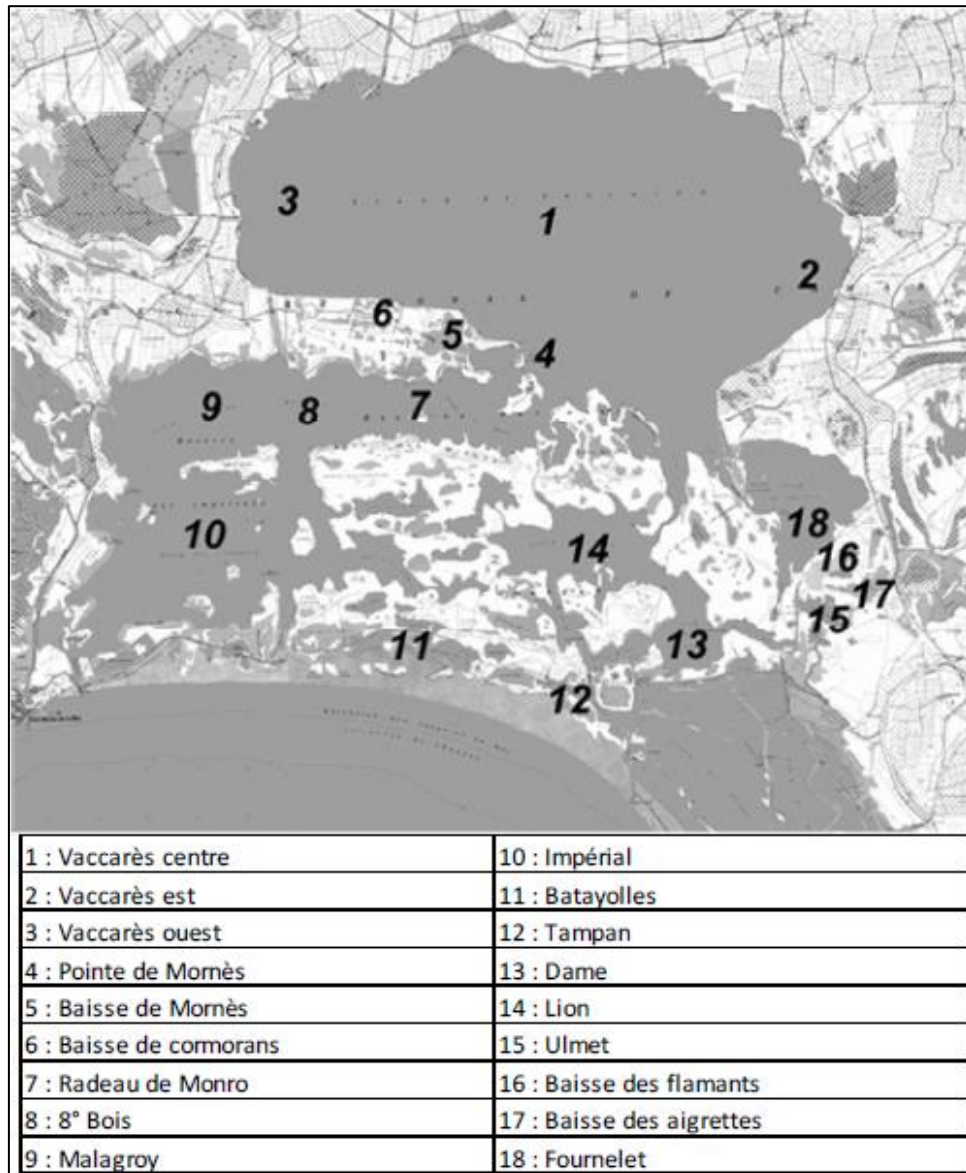


1.1.1.2 Les étangs

Le système lagunaire, 105 km² et 101 106 m³ pour une cote du plan d'eau de 0 m NGF, peut être divisé en l'étang du Vaccarès lui-même, et les « Étangs Inférieurs » eux-mêmes séparés en deux sous unités périodiquement connectées (Étang de l'Impérial (EI) et Étang du Lion (EL), en fonction des niveaux d'eau.

La figure ci-dessous permet d'identifier et de localiser la totalité des étangs entre l'étang de Vaccarès et la mer.

Figure 4 : Carte des étangs de Camargue (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).



Le Vaccarès, étang principal de la Camargue, est essentiellement alimenté par les eaux de drainage des rizières (canaux de Fumemorte et de Roquemaure principalement sur carte plus avant). L'évacuation des eaux du Vaccarès vers la mer se fait via les étangs inférieurs (nette surcharge hydraulique du Vaccarès (Chauvelon et al., 2003)) au travers d'une unique écluse (pertuis de la Fourcade) entièrement contrôlée par la ville des Saintes-Maries-de-la-Mer. Ce drainage gravitaire reste cependant tributaire des conditions héliomarines. Ainsi, des précipitations intenses associées à des niveaux marins élevés limitent le drainage gravitaire des étangs et peuvent ainsi conduire à des situations d'inondation. La salinité du Vaccarès est à peu près constante dans l'année (~15 g/l) alors que la salinité des étangs inférieurs varie de 20 g/l en hiver à 50g/l en été (Réserve Nationale de Camargue, 2006).

La hauteur de précipitation annuelle moyenne sur les 30 dernières années a été de 620 mm, tandis que l'évaporation moyenne annuelle de l'eau libre est estimée à environ 1400 mm. La circulation des eaux dans les lagunes est surtout induite par le vent. Le volume d'irrigation pour le riz, (et donc les volumes de drainage induits) importé essentiellement durant la saison sèche (Mai – Août), (Chauvelon et al, 2001 ; Chauvelon et al, 2003) limite la baisse des niveaux d'eau et l'augmentation de salinité dans les lagunes. Suite à l'occurrence de brèche dans les digues lors de crues majeures du Rhône

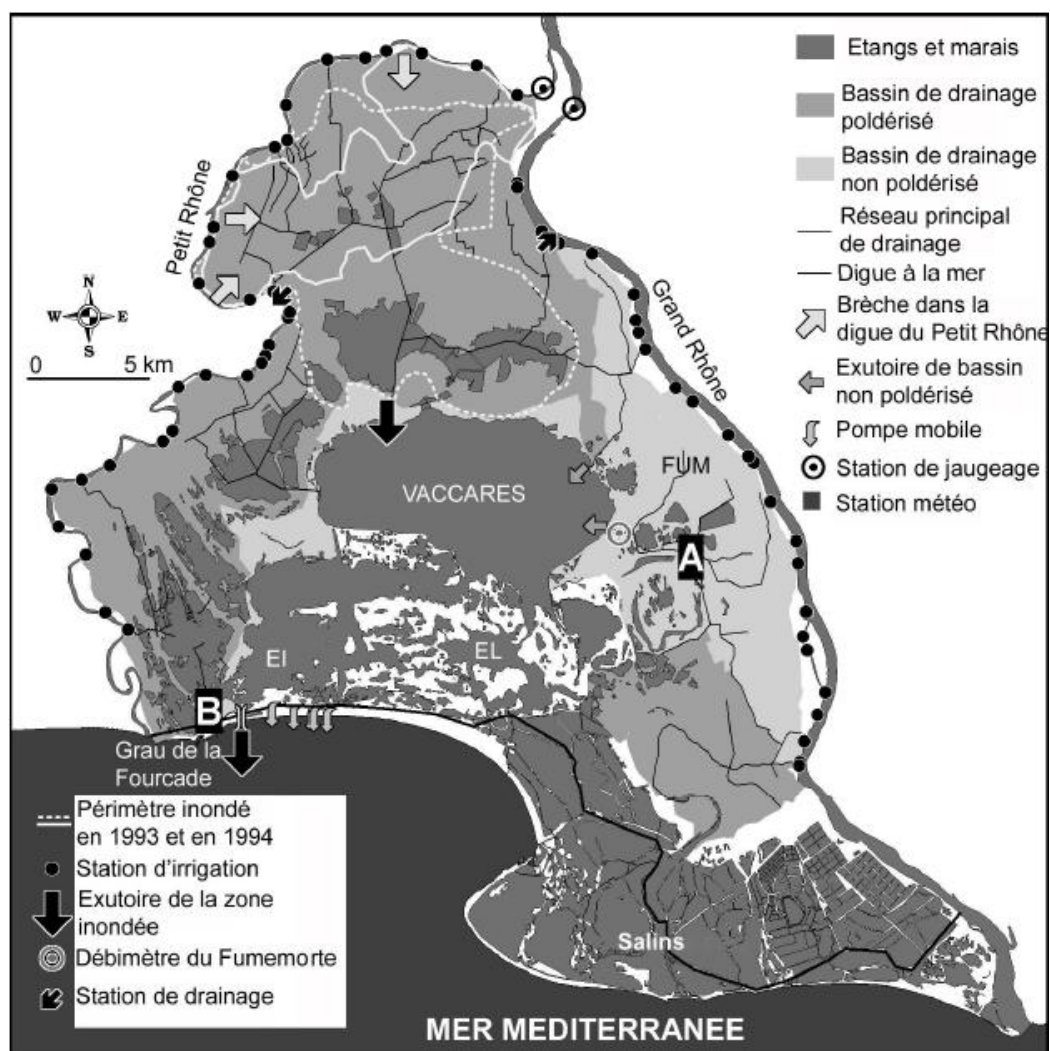
(Oct. 1993, Jan. 1994), l'île de Camargue a été partiellement inondée. L'eau de la zone inondée a été principalement drainée vers le système lagunaire du Vaccarès, puis vers la mer, par gravité ou par pompage.

1.1.1.3 Le système d'irrigation

Dans le Nord et le Sud-Est de l'île de Camargue, on peut observer un vaste système d'irrigation totalisant 310 km², pour une superficie totale drainée de 422 km². L'eau d'irrigation est pompée dans le fleuve et l'eau de drainage est re-pompée vers le fleuve ou redirigée vers les étangs (ou vers la mer).

En particulier, la partie Est du delta est drainée vers l'étang du Vaccarès par des canaux à faible pente, le canal du bassin de Fumemorte (FUM) étant le plus important. Dans cette zone « non poldérisée » (87 km²) l'activité agricole est principalement la riziculture par submersion. Un système de digue protège l'île de Camargue des crues du fleuve et des tempêtes, le système lagunaire est isolé de la zone des salins par des digues, et connecté à la mer par le Grau de la Fourcade.

Figure 5 : Fonctionnement hydrologique simplifié des eaux de surface en Camargue (d'après Chauvelon et al. (2003) ; Modifié)



1.1.1.4 Synthèse

Un bilan hydrologique simplifié de la Camargue peut être proposé (BRLi, 2004). Les entrées du système sont les précipitations, l'irrigation et la mer ; les sorties correspondent à l'évapotranspiration, au drainage et aux sorties d'eau par les étangs.

Notons que les termes de ce bilan sont extrêmement variables d'une année à l'autre, fonction des aléas climatiques, des pratiques culturales, et de la gestion des pompes et des vannes qui contrôlent les échanges.

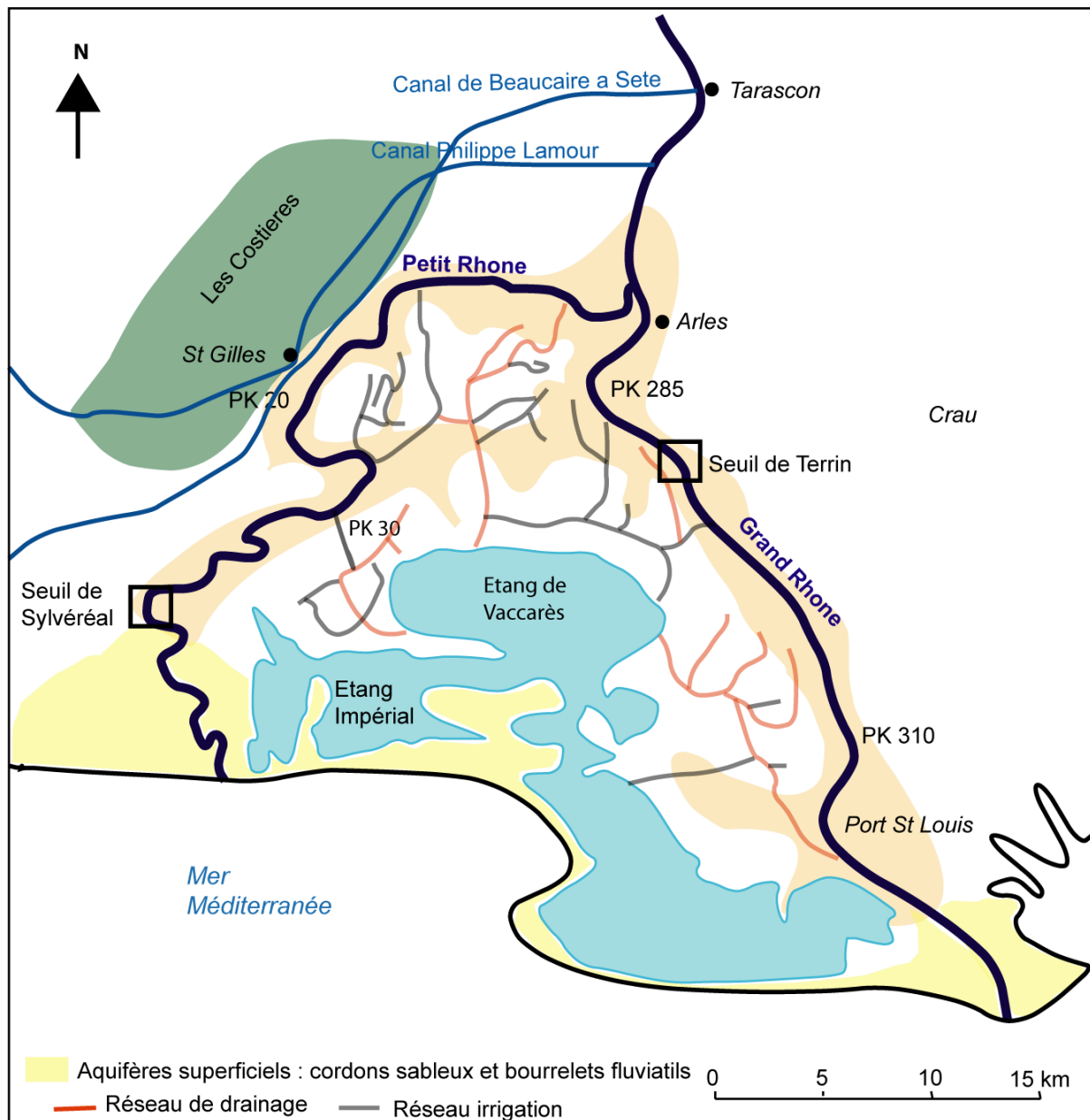
Figure 6: Bilan hydrique simplifié (en millions de m³) sur l'île de Camargue (BRLi, 2004).

Entrées d'eau		Sorties d'eau	
➤ Précipitations	350 Mm ³	Evapotranspiration	565 à 600 Mm ³
➤ Irrigation	400 Mm ³	Drainage	180 Mm ³
➤ Entrées d'eau de mer	5 Mm ³	Sorties des étangs vers la mer	20 Mm ³

Nous pouvons donc représenter sur un plan les principales entités hydrologiques de Camargue :

- ✓ Fleuve
- ✓ Principaux canaux.
- ✓ Position des systèmes d'irrigation et de drainage.

Figure 7 : Plan général de l'hydrologie en Camargue.



1.1.2 Des terrains hétérogènes

V. De Montety (2008) propose une synthèse de qualité sur l'histoire géologique du secteur d'étude :

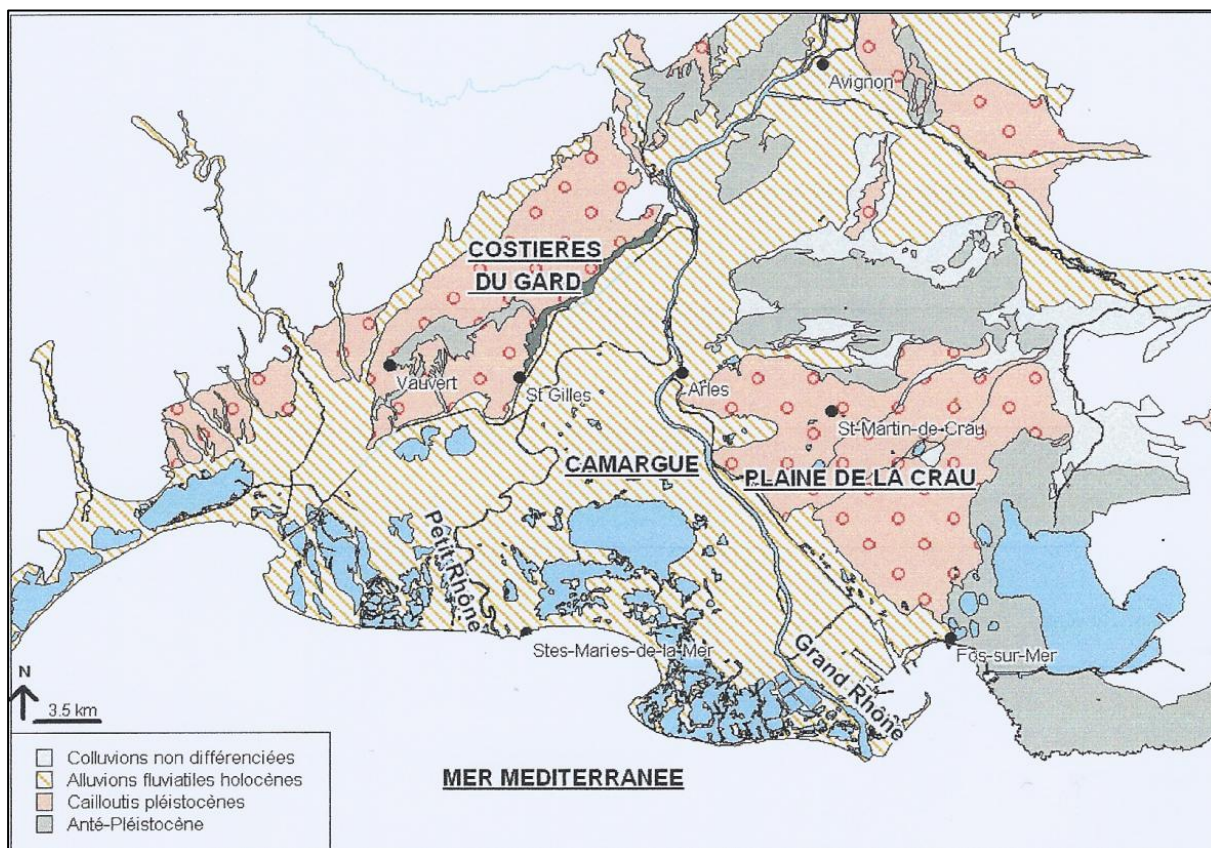
❖ La Camargue est une plaine alluviale de constitution récente. La structure profonde de la région est acquise à la fin de l'Éocène : la phase orogénique pyrénéo-provençale (Bartonian) provoque la surrection des Alpilles et des chaînes de la Fare et de la Nerthe. Une phase d'extension s'en suit à l'Oligocène à l'origine des grands fossés d'effondrement NE-SW, que constituent les bassins de Marseille et d'Aix et du Bas-Rhône.

❖ Le relâchement des contraintes se poursuit pendant le Miocène et entraîne un affaissement généralisé de la marge continentale sud-ouest provençale. Ainsi, une phase transgressive s'amorce à l'Aquitainien avec des dépôts de molasse et de marnes et se poursuit jusqu'au Vindobonien provoquant la remontée de la mer dans les vallées du Rhône et de la Durance.

❖ Au Miocène supérieur, la phase orogénique alpine rajeunit les plis formés lors de la phase pyrénéenne et déforme le Miocène. Les Alpilles alors pénéplanées se surélèvent à nouveau tandis qu'au Sud, la région s'affaisse formant une dépression dans laquelle arrivent les eaux du Rhône et de la Durance, alors séparés.

❖ Début Pliocène, le relâchement des contraintes tectoniques permet un affaissement général de l'aire qui constituera le berceau du futur delta rhodano-durancien plio-quadernaire. Dans le même temps, la crise du Messinien provoque un intense ravinement des marges exondées de la Provence. L'abaissement du niveau de base de plus de 1500 m entraîne un surcreusement considérable des paléovallées du Rhône et de la Durance (cañons) (Clauzon, 1982) qui entaillent les terrains miocènes et antérieurs.

Figure 8 : Géologie du Delta du Rhône (V. De Montety, 2008).



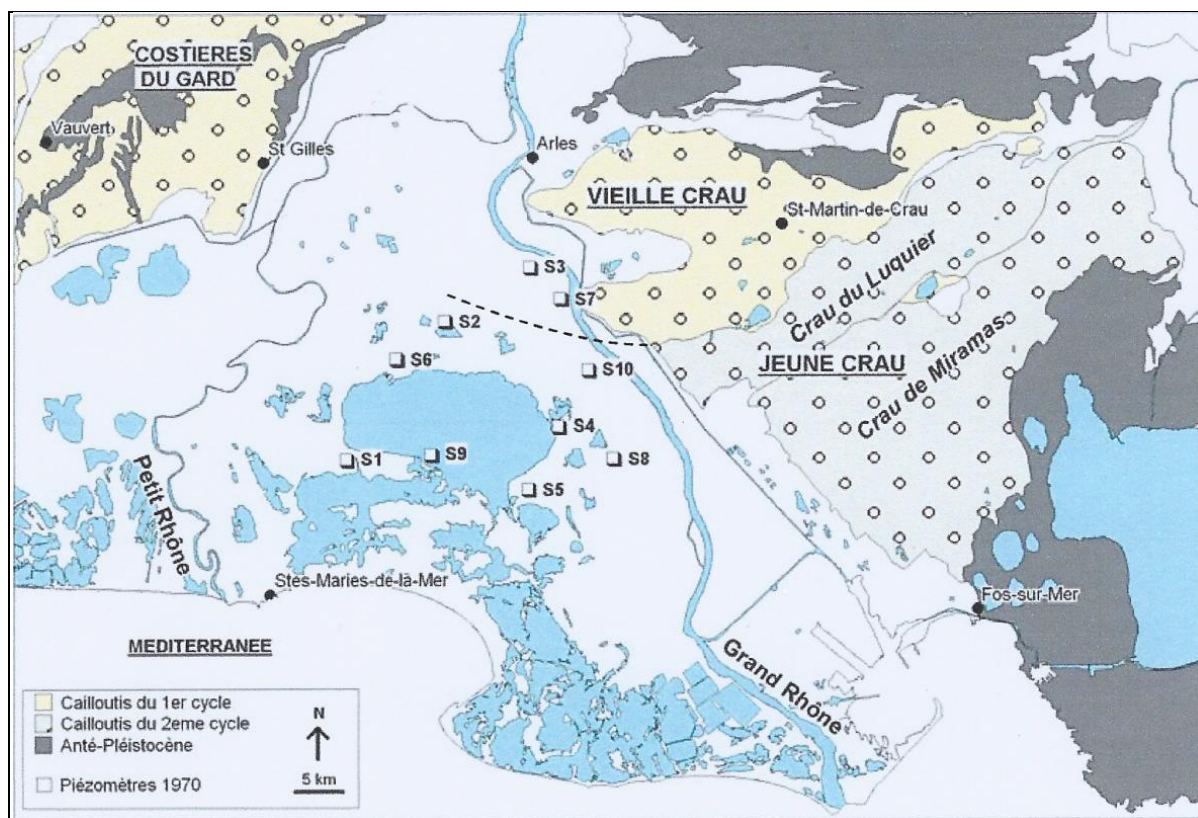
❖ La remise en eau brutale de la Méditerranée au Plaisancien entraîne une importante transgression : la mer envahit la vallée du Rhône atteignant une côte maximum estimée à 180 m. Un

épais corps sédimentaire marin vient ainsi combler les incisions Méssiniennes (marnes gris-bleus du Plaisancien ; sables et argiles jaunes ou verdâtres de l'Astien).

❖ Au Pliocène supérieur, des mouvements épigéniques positifs probablement associés aux premières grandes glaciations provoquent une nouvelle régression. Celle-ci sera responsable de l'érosion des dépôts marneux pliocènes qui ne subsisteront que dans le fond des fossés subsidents. Ainsi, sous la Camargue, le Pliocène (Plaisancien et Astien) présente une puissance très variable : il est absent dans la région des Saintes-Maries alors qu'en rive occidentale du Vaccarès, il a une épaisseur de plus de 1000 m. Le Rhône et la plupart de ses affluents s'installent alors dans les vallées héritées du réseau pliocène.

❖ A la fin du Pliocène, les bas niveaux marins associés aux grandes glaciations quaternaires permettent le dépôt d'une série continentale. Un vaste épanchement caillouteux se met en place donnant naissance aux Costières à l'Ouest, alors qu'à l'Est, la Durance construit la Crau. La sédimentation sera terrigène durant tout le Pléistocène jusqu'au dernier maximum glaciaire (LGM ; 18000 ans BP). A l'Holocène, une dernière transgression (Versilienne/Flandrienne) entraîne l'édification du delta actuel avec des dépôts fluviaux et marins. Ces formations quaternaires constituent les principaux réservoirs aquifères de la région Crau-Camargue.

Figure 9 : Dépôt des cailloutis du Quaternaire et position des piézomètres atteignant les cailloutis (Marinos, 1969).



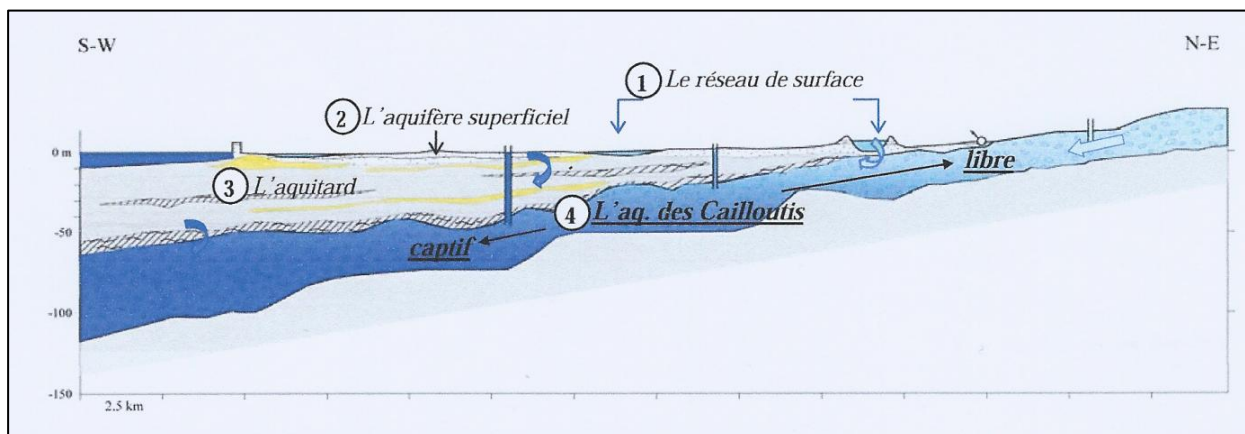
1.1.3 Des nappes superficielles ... Une nappe profonde

Le delta du Rhône s'est principalement formé pendant le Quaternaire. Lors du dernier maximum glaciaire, le très bas niveau marin atteint par la Méditerranée (~120 m sous le niveau actuel, il y a 18 000 ans BP) a permis le dépôt de sédiments continentaux (terrasses de cailloutis fluviale). La remontée rapide du niveau marin et son ralentissement progressif depuis 7000 ans BP a favorisé la construction du delta du Rhône sensu-stricto, avec la progradation de corps sédimentaires sous l'influence de flux sédimentaire d'origine fluviale.

Consécutivement, le delta du Rhône présente une structure en trois couches dans laquelle on distingue, de la base au sommet :

- Un niveau constitué de dépôts alluviaux pléistocènes (cailloutis principalement calcaire dans une matrice sablo-argileuse) déposé par la Durance en Crau et en Camargue. Les cailloutis sont affleurant en Crau et plongent progressivement vers le Sud-Ouest jusqu'à -50 m au niveau du rivage ; leur épaisseur varie de 10 m à 70 m. Ce niveau contient ce qui est généralement appelé l'aquifère profond.
- Recouvrant ces cailloutis, un niveau de 2 à 30 m d'argiles marines et de limons entrecoupés de couches sableuses déposés pendant la transgression Flandrienne (18000 à 6000 ans BP). De nombreux niveaux de tourbes témoignent d'arrêt ou de ralentissement de la transgression. Ce niveau contient ce qui est généralement appelé l'aquitard.
- Un niveau superficiel (jusqu'à ~10 m d'épaisseur) constitué d'argiles holocènes entrecoupées de lits de sables et de dépôts continentaux modernes au sommet. Ce niveau est généralement appelé aquifère superficiels. Pourtant, il serait plus rigoureux de désigner ce niveau comme correspondant à des aquifères superficiels ; c'est la terminologie que nous conserverons dans ce rapport.

Figure 10 : Schématisation des aquifères présents dans le delta du Rhône (V. De Montety, 2008).



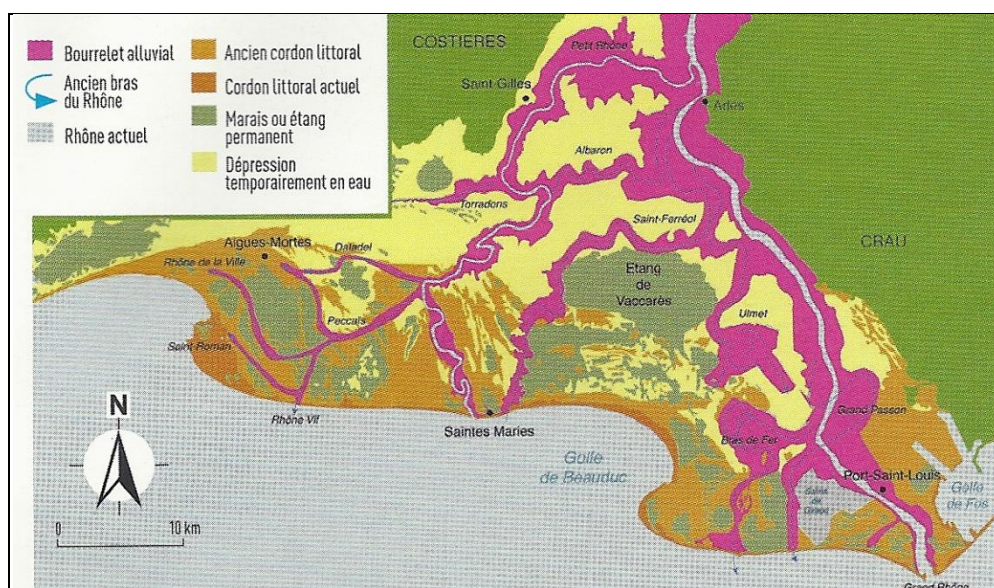
Cette structure en trois couches est également observée dans plusieurs autres deltas méditerranéens, formés principalement après la transgression Fin Pléistocène-Début Holocène, tels les deltas du Pô et du Nil ou les deltas du Llobregat et de l'Èbre pour la Méditerranée occidentale.

1.1.3.1 Les aquifères superficiels

Les aquifères superficiels correspondent aux dépôts continentaux modernes du delta. Ils sont limités en profondeur par des argiles, des limons et des lits de tourbes formant un niveau imperméable (aquitard) qui marque la séparation avec l'aquifère sous-jacent des cailloutis.

Ces dépôts, de nature sableuse, limoneuse ou argileuse, ont une répartition non uniforme en surface comme en profondeur, liée à l'évolution récente du delta (déplacements de chenaux fluviaux, des marais saumâtres ou des étangs salés). La variabilité de la répartition et de la nature de ces sédiments provoque de fortes variations latérales et verticales de perméabilité qui induisent la nature lenticulaire et discontinue de cet aquifère.

Figure 11 : Carte géomorphologique du delta du Rhône (d'après Lhomer 1975 et 1987, dessiné par Arnaud-Fasseta in Provansal et al., 2012).



La perméabilité des sols est faible dans l'ensemble. Dans le détail, elle présente une répartition fonction de la géomorphologie : les bourrelets alluviaux des chenaux du Rhône (anciens et actuels) présentent des perméabilités relativement bonnes et renferment ainsi une nappe réelle alors que les marais constituent des bassins quasi imperméables où l'eau n'est retenue que sous la forme d'eau d'imbibition. Enfin, les dunes et cordons littoraux sableux de Basse Camargue présentent une bonne perméabilité mais contiennent une nappe limitée dont la « lentille » d'eau douce est souvent insignifiante. Près de la surface comme en profondeur, il n'existe donc de nappes véritables que dans la limite d'extension des dépôts sablo-limoneux des bras anciens et actuel du Rhône (Marinos, 1969).

Figure 12 : Estimation des perméabilités des sédiments quaternaires modernes (Griollet, 1976).

	Structures	
	K max. (cm/s)	K min. (cm/s)
Sables	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Sables limoneux	$6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Limons sableux	$4 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$
Limons	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Limons argileux	$2 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-5}$
Argiles limoneuses	$9 \cdot 10^{-4}$	0
Argiles limoneuses à argile	$1 \cdot 10^{-4}$	0

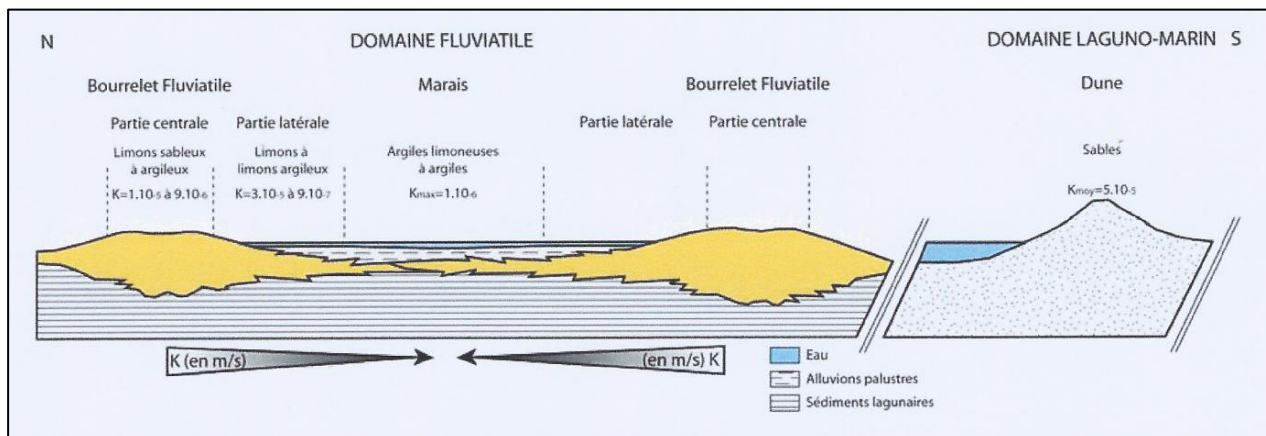
Les cartes de piézométrie et de salinité établies ont permis de mettre en évidence le rôle prépondérant de l'hydrologie et plus particulièrement de l'irrigation sur l'alimentation de ces nappes (Marinos, 1969; Godin, 1990). Ainsi, les caractéristiques physiques et chimiques de l'aquifère sont étroitement liées à la position du réseau hydrographique. Plus particulièrement, la riziculture avec les volumes d'eau importants qu'elle nécessite, influence le régime des hautes eaux et des basses eaux dans les zones cultivées, indépendamment des conditions climatiques.

Il est reconnu que le Rhône ne participe à l'alimentation de la nappe que de façon localisée dans le temps et l'espace. En effet, l'alimentation de la nappe par le fleuve ne peut se faire seulement quand le niveau du cours d'eau est en position haute par rapport aux nappes, c'est-à-dire en période de crue. Elle se fait également de façon localisée aux endroits où les nappes et le fleuve communiquent.

Les nappes peuvent être libres, captives à semi-captives en fonction de la perméabilité des terrains. Elles demeurent très proches de la surface, la rendant fortement dépendante des facteurs climatiques dans les zones non cultivées. Les niveaux piézométriques sont au maximum à 2.5 m/NGF et bien souvent inférieurs au 0 m NGF. La surface piézométrique de la nappe épouse assez étroitement la morphologie du terrain. Les eaux de la nappe superficielle s'écoulent donc depuis les zones hautes irriguées, à meilleure perméabilité vers des bassins fermés localisés sous les marais. Dans les zones basses (parties externes des bourrelets, marais) la faible perméabilité des terrains entraîne des pertes de charges souvent très élevées rendant l'eau pratiquement stagnante (Marinos, 1969).

La figure ci-dessous représente les bourrelets fluviaux dans lesquels nous pouvons retrouver l'aquifère superficiel.

Figure 13 : Représentation schématique des nappes superficielles (L'Homer, 1975).



Les piézomètres, implantés par couple atteignant deux niveaux différents, mettent en évidence la superposition de lentilles d'eau douce centrées sur les bourrelets alluviaux, à des eaux présentant tous les intermédiaires de salinité jusqu'à celle de l'eau de mer, sans interface franche à cause de l'hétérogénéité des sédiments, du climat et des influences artificielles. Des lentilles d'eau sursalée, correspondant à des héritages sédimentaires, sont également présentes en profondeur (Jean, 1975).

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 des eaux saumâtres alors que les zones basses constituent des bassins soumis à des phénomènes évaporatoires intenses donnant lieu à la formation d'efflorescence saline en surface (Marinos, 1969).
- En automne, les eaux à fortes salures des zones basses régressent en réponse aux précipitations, alors que les eaux saumâtres s'étendent dans les zones hautes suite à l'arrêt de l'irrigation.

Les aquifères superficiels du delta sont donc en grande partie salés. L'apport d'eau douce par l'irrigation dessale les terrains, ce qui conditionne l'utilisation des sols à des fins agricoles. Cependant, cette irrigation et les précipitations ne permettent de maintenir qu'une réserve en eau douce très

limitée ne pouvant constituer une ressource exploitable suffisante pour l'adduction en eau potable. Elle n'est utilisée à cet effet que par quelques mas situés sur des bourrelets alluviaux (V. de Montety, 2008).

1.1.3.2 L'aquitard

Il existe peu d'indications sur la partie plus profonde des sédiments holocènes au contact des cailloutis. En effet, les piézomètres implantés dans l'aquifère superficiel ont une longueur maximale de 7 m pour une épaisseur de sédiment de plus d'une trentaine de mètres dans la partie sud du delta.

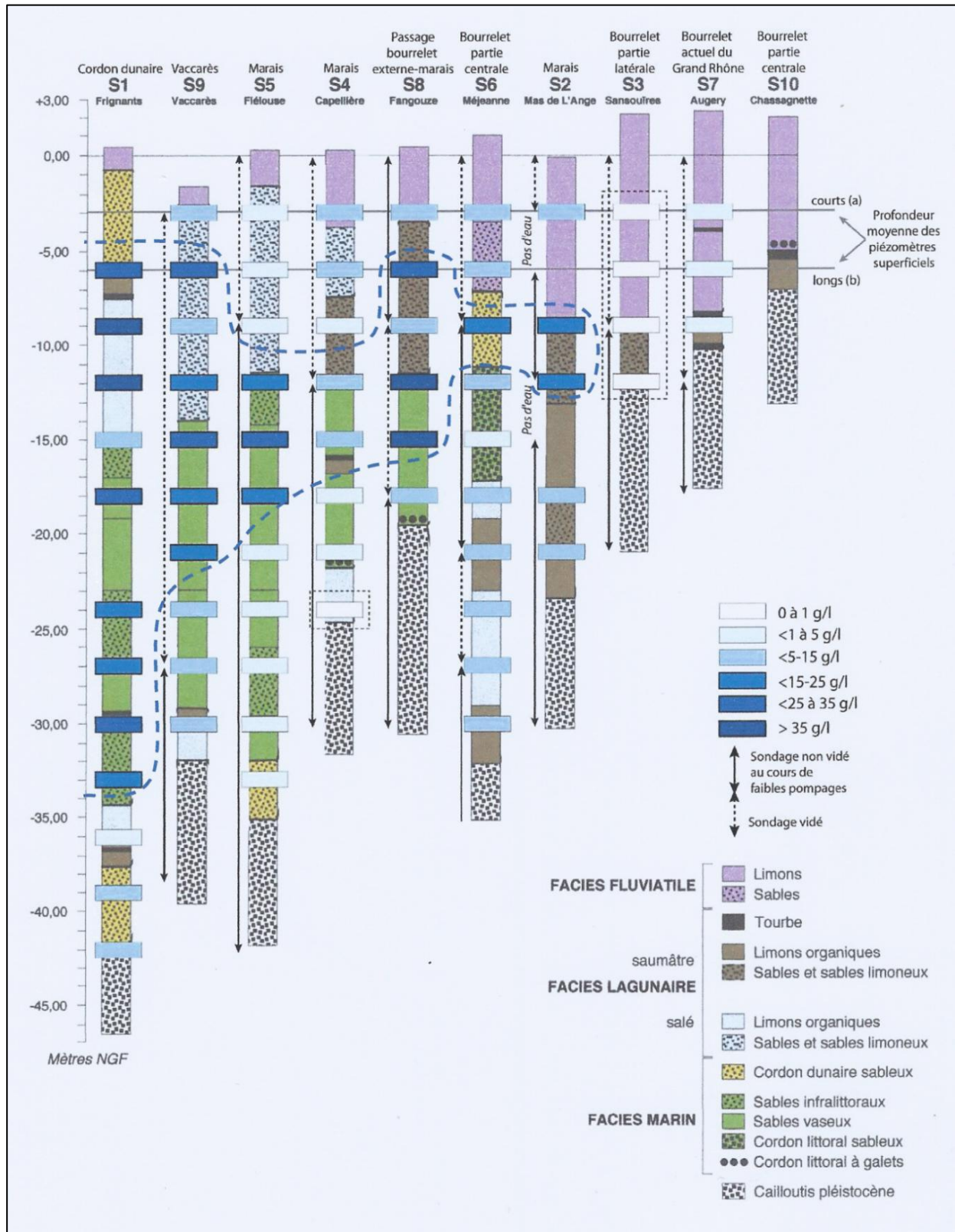
Il s'agit principalement de faciès lagunaire. Les sédiments sont très hétérogènes : sables infralittoraux, limons organiques, sables vaseux, sables limoneux,..... Ils sont caractérisés par une perméabilité très faible (matériaux semi-perméables à imperméables).

La figure ci-dessous est un log stratigraphique effectué à différents endroits qui sont localisés au niveau des piézomètres de la carte de la figure 11, des valeurs de salinité y sont également associées.

Lors de l'exécution des sondages profonds en 1970, de faibles pompages ainsi que des mesures de salinité ont été réalisés par tranche de 3 m afin d'estimer l'importance de la nappe en profondeur. Le pompage, d'une durée d'une heure, a été réalisé avec un très faible débit pour ne pas influencer la salinité (Marinos, 1969). La répartition des salinités en profondeur confirme la nature discontinue et lenticulaire de l'aquitard. Des eaux douces ou peu salées (<15 g/l) n'existent sur toute l'épaisseur qu'en Haute Camargue, près du Rhône (Fig. ci-dessus : S3, S7, S10) où les sols sont restés sous l'influence du fleuve depuis le dépôt du cailloutis. Les dépôts des 7 autres sondages présentent des salinités très variables. Les eaux douces des premiers mètres correspondent à l'aquifère superficiel « flottant » sur des eaux salées. La répartition de ces eaux salées reflète dans l'ensemble assez bien le cône des dépôts laguno-marins.

Il est également important de préciser l'origine des sédiments pour mieux comprendre la répartition de la salinité dans l'aquitard. En effet, la faible salinité des cailloutis et des dépôts supérieurs de l'aquifère profond pourrait s'expliquer du fait de leur dépôt fluviatile à l'holocène. Suite à cela, il y a eu une transgression qui a permis le dépôt des sédiments marin qui forment l'aquitard d'où la forte salinité mesurée au sein de l'aquitard. Enfin, on retrouve une salinité faible au-dessus de l'aquitard due au dépôt fluviatile de limon et sables qui forment l'aquifère superficiel

Figure 14 : Logs stratigraphiques des faciès rencontrés dans la zone étudiée (Arnaud-Fassetta, 1998; modifié).



1.1.3.3 L'aquifère profond des cailloutis

Les cailloutis présentent deux faciès différents qui correspondent à deux phases de sédimentation différentes : un faciès de cailloutis jaune qui correspond à un dépôt du Rhône ancien (Vieille Crau avec un âge villafranchien à Pléistocène inférieur) et un faciès de cailloutis gris relatif à des dépôts de la Durance plus récent (Jeune Crau datée du Würm).

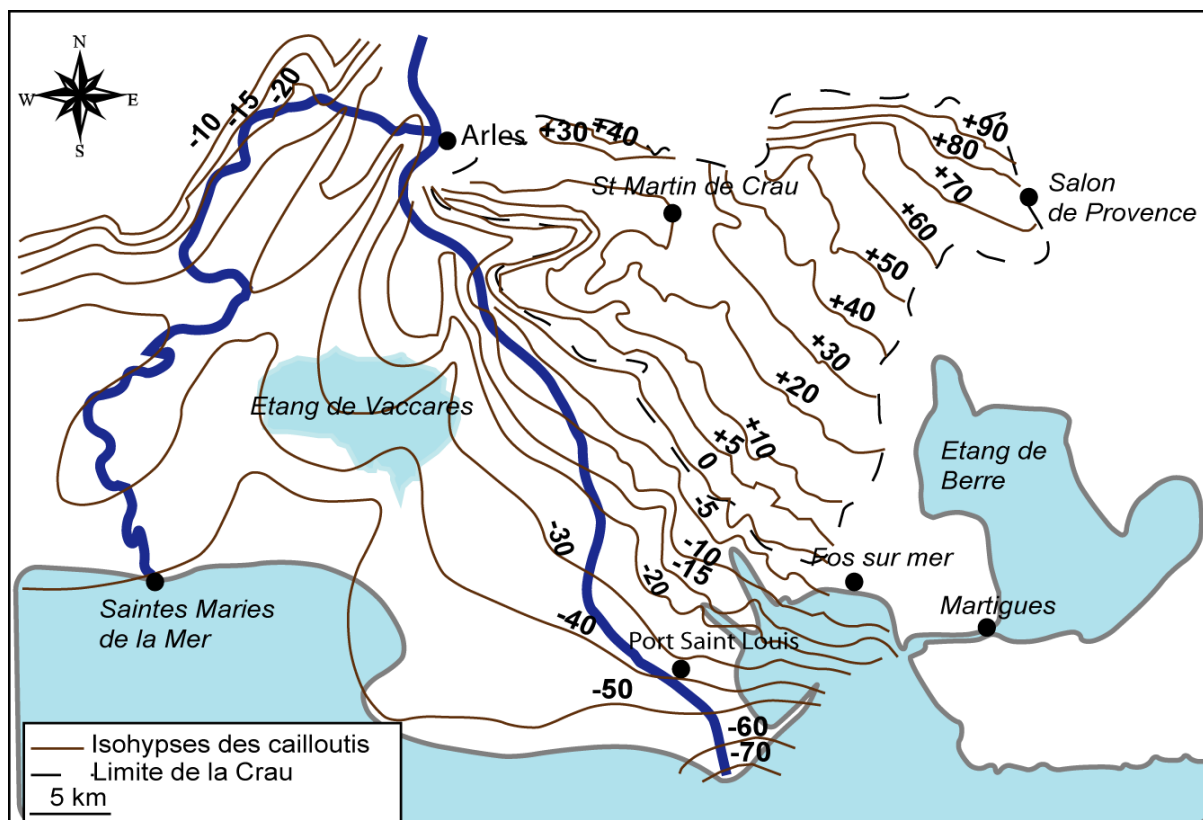
Les deux faciès principaux mis en évidence par la lithologie présentent des perméabilités différentes. Les cailloutis gris ont une meilleure perméabilité (jusqu'à 10^{-3} à 10^{-2} m/s) que les cailloutis jaunes qui présentent des passées de poudingue en Haute Camargue près du Grand Rhône ($K = 10^{-5}$ m/s au niveau de Augery (S7)).

La formation des cailloutis plonge sous la plaine de Camargue, avec un recouvrement de plus en plus épais lorsque l'on va vers le Sud-Ouest. On observe que le seul secteur sous faible recouvrement potentiellement en contact avec la Mer, se situe dans le Golf de Fos (Marinos, 1969). A l'aval de Arles, le toit des cailloutis est proche du sol.

L'alimentation de l'aquifère captif est à rechercher dans les zones limitrophes présentant une continuité géologique avec le cailloutis de Camargue : la Crau à l'Est et la plaine de Tarascon au Nord. A l'Ouest du delta, l'accident de Beaucaire-St-Gilles mettant en contact les cailloutis de Camargue avec le soubassement pliocène imperméable de la Costière, l'hypothèse d'une alimentation par la Costière a donc souvent été écarté, mais n'est pas à exclure.

L'alimentation de l'aquifère captif a cependant fait l'objet de nombreuses controverses par plusieurs auteurs. Ils se sont mis d'accord sur le fait d'une alimentation à l'Est par la Crau et en amont de la séparation du Rhône par infiltration dans le lit du fleuve, mais il reste une interrogation sur l'alimentation venant du nord-ouest, c'est-à-dire des Costières.

Figure 15 : Carte des isohypses du toit des cailloutis (d'après Roure et al, 2004; complété).

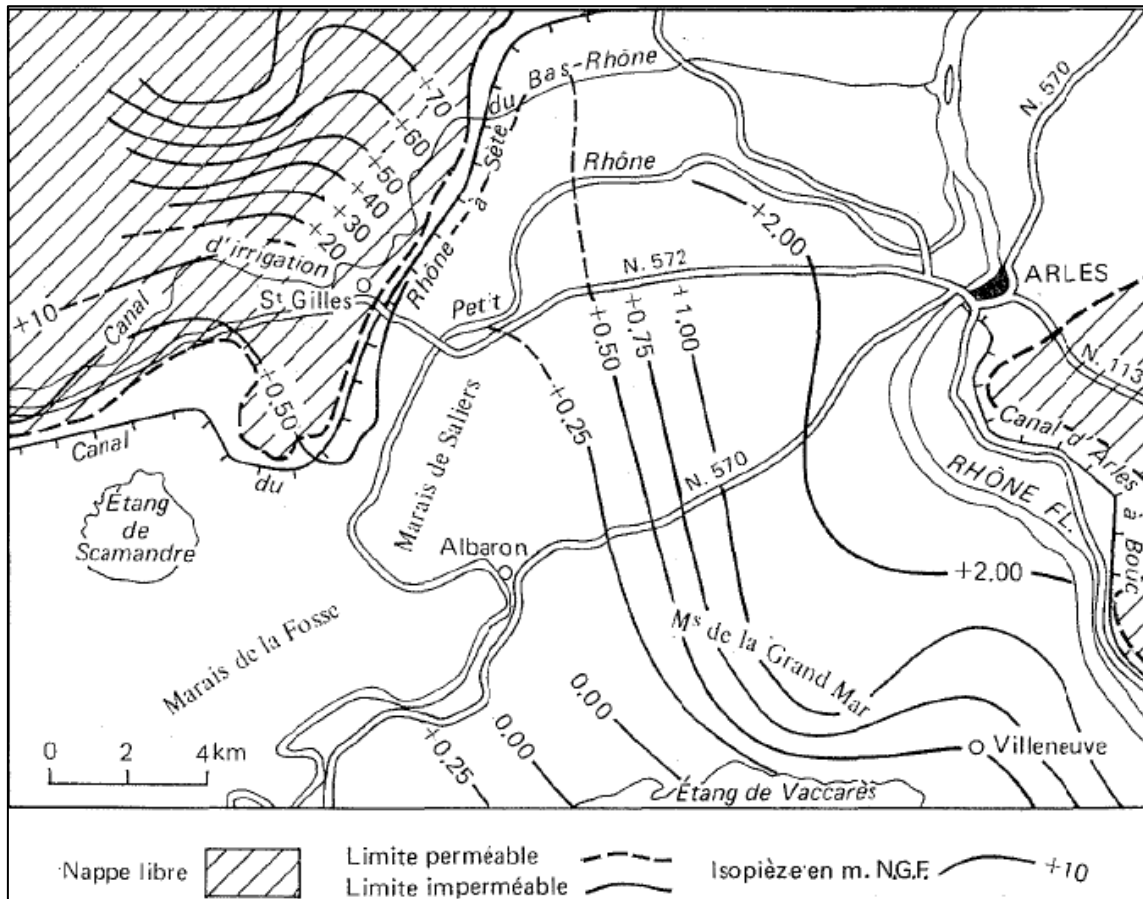


La piézométrie de la nappe captive est mal connue. On trouve dans la littérature deux cartographies datant de 1969 et 1976. Les piézométries exposées sont similaires. Dans la nappe captive,

l'écoulement se fait en direction du Sud-Ouest avec un gradient faible de 0,0013% (Griolet, 1976). On peut observer sur cette carte les relations complexes avec les cailloutis des Costières. Au nord de St Gilles, la nappe libre des Costières semble "suspendue" par rapport à la nappe captive sous la Camargue, ce qui tend à confirmer l'absence de continuité hydraulique.

Ce n'est pas le cas du secteur au Nord de l'Étang de Scamandre où les deux nappes semblent en continuité. Ce point est étudié plus avant dans le rapport.

Figure 16 : Carte piézométrique de la nappe captive (Griolet, 1976).



1.2 QUELLES ORIGINES DU SEL POUR LES HYDRO SYSTEMES ?

1.2.1 Voies aériennes

1.2.1.1 Description du phénomène

Les embruns marins sont des aérosols marins enlevés par le vent à la crête des vagues ou formés par le ressac. Ils contiennent une forte concentration en sels minéraux, surtout le chlorure de sodium. L'éclatement, en surface ou dans les projections d'eau, de la multitude de bulles résultant du brassage de l'eau est à l'origine de la formation de l'aérosol.

Figure 17 : Exemple d'embrun marin (enviedailleurs.forumpro.fr).



1.2.1.2 Mesures

Du fait de leurs caractères volatiles, il est généralement complexe d'obtenir des mesures de salinité dans les embruns marins. Nous n'avons pas trouvé de mesures de ce type dans la région de Camargue.

Notons qu'un article de recherche mentionne des mesures de chlore réalisées à l'échelle régionale, pour d'autres façades maritimes (Schoeller, 1969).

En Aquitaine :

- Le long de la côte : 10 à 20 mg/l.
- A 50 km, de 4 à 5 mg/l.
- A 150 km, moins de 2,5 mg/l.

En Allemagne :

- le long de la cote, jusqu'à 40 mg/l.
- A 50 km, 5mg/l.
- A 450 km, moins de 2 mg/l.

On retiendra que les pluies côtières présentent des teneurs significatives (de l'ordre de 10 à 40 mg/l) sur des distances au littoral relativement faible (<10 km) ; au delà de 50 km, les teneurs deviennent faibles (<5 mg/l). On peut juger ces apports comme négligeables vis à vis des masses d'eau

superficielles (étangs et marais, dont la salinité est systématiquement supérieure à 5 g/l). Ce constat est soutenu par le fait que la salinité de ces hydro systèmes est minimale lors des fortes périodes de pluie.

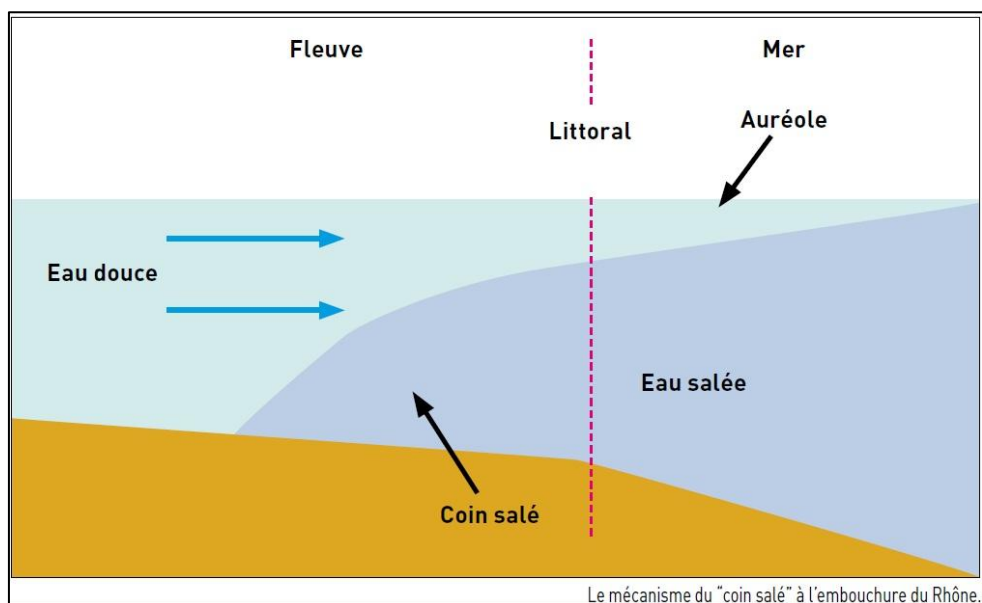
1.2.2 Coin salé

1.2.2.1 Qu'est ce que le coin salé

On appelle « coin salé », ou encore « langue salée » le phénomène d'intrusion d'eau marine dans le lit d'un fleuve, ce nom évoquant la forme de la masse d'eau salée (cf. figure ci-dessous). L'eau salée a une densité supérieure à l'eau douce et s'insinue comme un coin sous celle-ci lorsqu'elle remonte en « rampant » dans le lit du fleuve. Elle remplit les fosses appelées aussi mouilles puis continue sa remontée en franchissant le seuil suivant (ZABR, 2008).

On parle de l'intrusion de l'eau salée, mais, physiquement, c'est l'eau du fleuve qui repousse l'eau salée. En effet, si le débit du fleuve était nul, l'eau de mer occuperait toute la partie du lit du Rhône jusqu'à la hauteur du niveau de la mer et elle monterait alors jusqu'à Beaucaire.

Figure 18 : Schéma d'un coin salé (ZABR, 2008).



Le facteur principal est le débit du fleuve, car sa faiblesse favorise la remontée du coin salé. Évidemment, d'autres facteurs ont aussi une influence significative :

- La durée des bas débits du fleuve : si la baisse du débit est trop courte, le phénomène n'a pas le temps d'atteindre son extension maximale.
- La direction et l'intensité du vent : le vent du nord favorise la remontée du coin salé car il augmente la vitesse de l'eau en surface et, à débit égal, la réduit en profondeur.
- Le niveau de la mer, qui évolue avec la pression atmosphérique et l'amplitude des marées.

1.2.2.2 Les mesures

La Compagnie Nationale du Rhône (CNR) s'est intéressée depuis la fin des années 1960 à ce phénomène de remontée du coin salé sur le Grand Rhône. On dispose donc d'un bon nombre d'observations qui ont fait l'objet de nombreuses analyses sur ce phénomène (Boulot et al., 1967; Savey et al., 1972 ; Levasseur et Doutriaux, 1992).

Actuellement, le coin salé peut être mesuré depuis une embarcation équipée d'un échosondeur, qui émet des ultrasons qui sont réfléchis par l'interface entre l'eau salée et l'eau douce. On peut ainsi remonter le fleuve et connaître la profondeur du coin salé sur tout son linéaire (ZABR, 2008). La mesure sur une verticale de la salinité de l'eau (on la mesure d'après la conductivité électrique) montre que l'interface eau douce-eau salée est nette. La salinité de l'eau marine est d'environ 33,5 g/l. On passe de 0 à 33,5 g/l sur 2 m de hauteur et de 8 g/l à 32 g/l sur 50 cm. Les isohalines sont horizontales.

Précisons que le coin salé n'existe que si le débit du Grand Rhône est inférieur à 900 m³/s (ou à 100 m³/s pour le Petit Rhône).

Au vu de ces analyses, toutes choses étant égales par ailleurs, on peut retenir les ordres de grandeur suivants (en rappelant que l'embouchure du Rhône se situe au PK330) :

- ✚ Il faut que le débit du Rhône mesuré à Beaucaire descende au-dessous de 1 300 m³/s pour voir le coin salé amorcer sa remontée.
- ✚ Il remonte jusqu'au Sambuc (PK 303) pour des débits entre 600 et 800 m³/s.
- ✚ Il remonte jusqu'au seuil de Thibert (PK 299) pour des débits entre 400 et 600 m³/s.
- ✚ Il remonte jusqu'au seuil de Terrin (PK 295) pour des débits entre 300 et 600 m³/s.

D'après *le Rhône en 100 questions* établi par le ZABR en 2008, la mer étant au PK 330, on voit ainsi que l'eau salée peut remonter sur 35 km dans le lit du Rhône. Pour situer la fréquence des débits qui ont été cités, il faut rappeler que l'étiage à Beaucaire (débit dépassé 355 jours/an) est de 580 m³/s et le débit moyen de 1 700 m³/s.

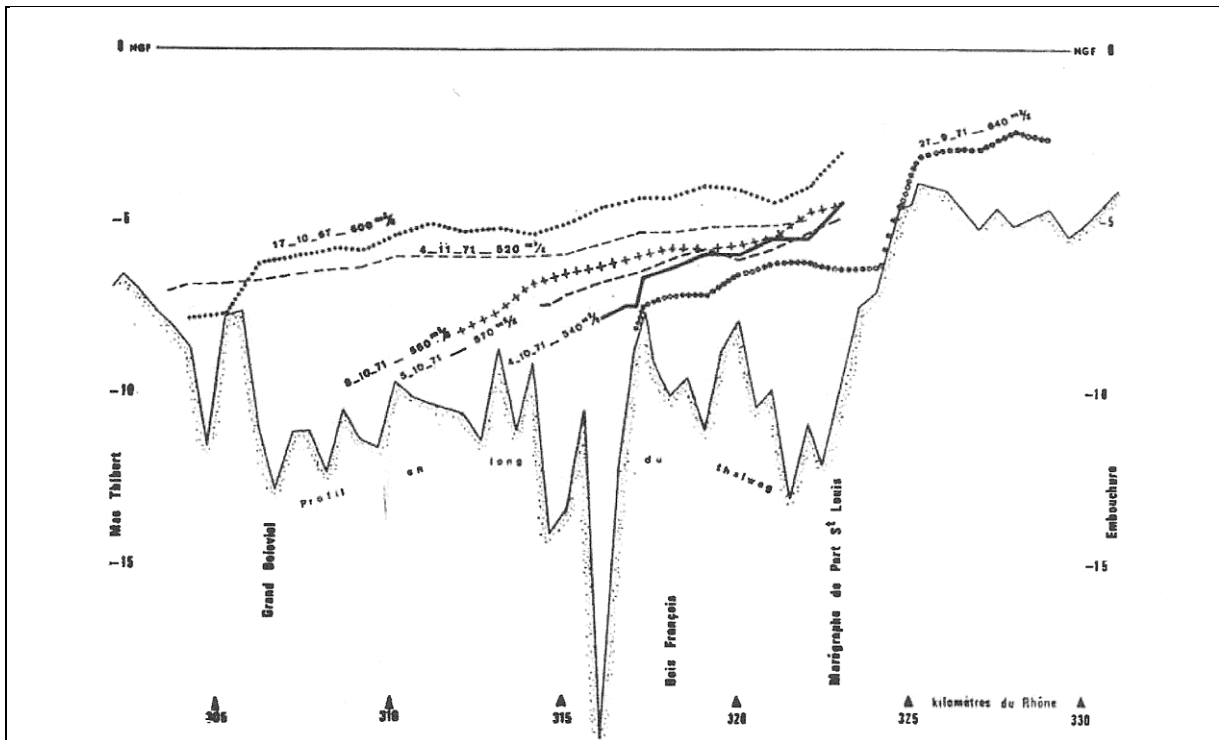
D'un point de vue historique, avant le surcreusement du seuil de Terrin en 1991, cette remontée du substratum été reconnu comme ayant la capacité de bloquer la remontée du coin salé dans le Grand Rhône. Il avait été estimé qu'après les travaux, le coins salé ne pourrait remonter au delà du seuil que pour des débits de l'ordre de 300 m³/s (Levasseur et Doutriaux, 1992). Le seuil de Terrin a pourtant été franchi pour un débit moyen journalier minimal de 406 m³/s le 15 août (période de retour supérieure à dix ans). Entre octobre et novembre 2007, le coin salé est resté 3 semaines sur le seuil sans le franchir (débit moyen journalier minimal de 370 m³/s le 11 novembre).

Dans l'étude EDF établie en 1999, il a été démontré que la profondeur de l'interface entre les eaux douces et les eaux salées augmente lorsque l'on remonte vers l'amont. Ainsi, dans le Grand Rhône pour un étiage moyen, le coin salé se situe au minimum à 2,5 m de profondeur à hauteur de Port Saint Louis (PK 323) contre 4,5 m à hauteur de la station de Chamone (PK 315) et du Sambuc (PK 303).

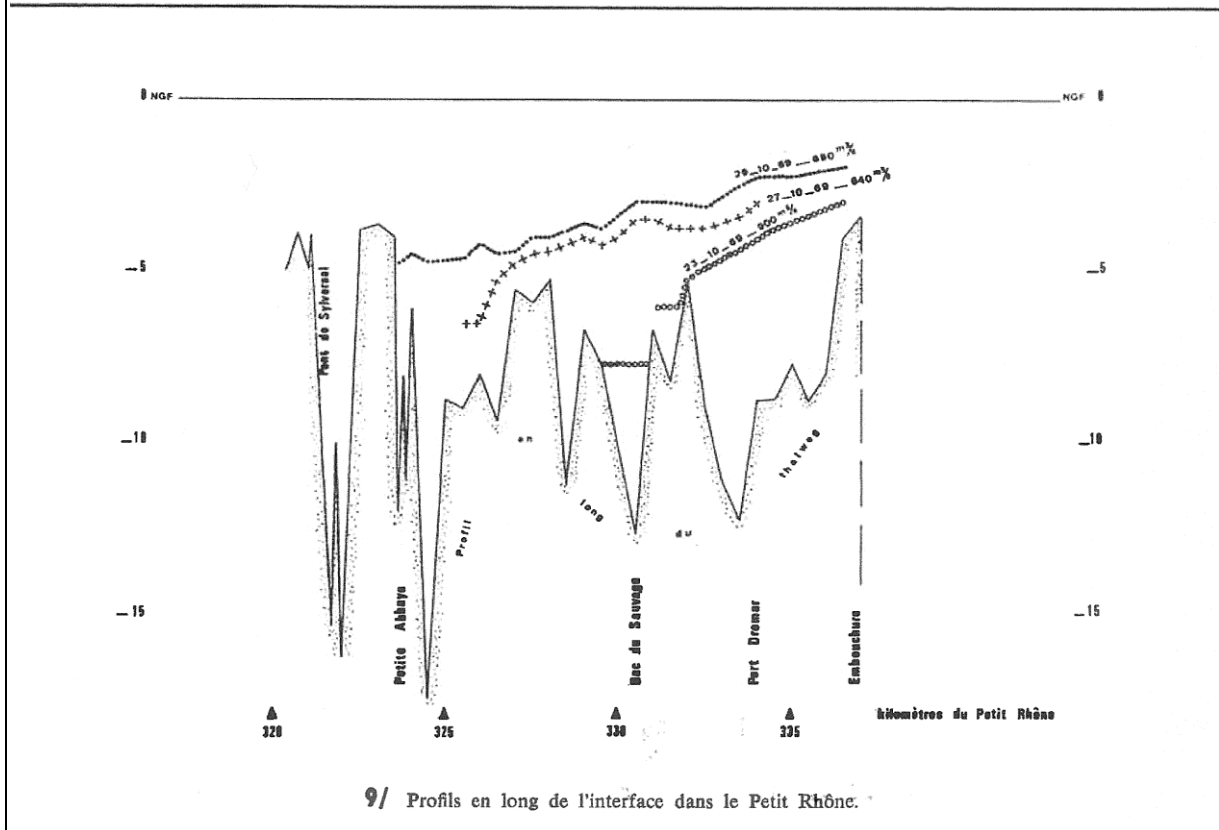
Dans le Petit Rhône, la profondeur minimale est de 2 m à hauteur de Port Dromar (à 2,8 km de la mer) et de 3 m à la station de pompage du Grand Sauvage (à 10 km de la mer).

La figure ci-dessus montre la géométrie du coin salé dans le Petit et le Grand Rhône pour des mesures acquises entre 1967 et 1971.

Figure 19 : Exemples de mesures du coin salé (Savey et al., 1972).



8/ Profils en long de l'interface dans le Grand Rhône.



9/ Profils en long de l'interface dans le Petit Rhône.

1.2.2.3 Les modélisations

EDF a réalisé une étude en 1999 dans le cadre du projet de construction d'un aqueduc entre le delta du Rhône et la Catalogne. L'objectif de cette étude était de diagnostiquer un éventuel impact de la diminution du débit du Rhône à l'étiage sur la propagation du coin salé. Dans ce cadre, EDF a donc réalisé une modélisation de la dynamique du coin salé.

L'étude a permis la collecte et l'analyse des données permettant de déterminer les facteurs influençant la position du coin salé afin de construire un modèle numérique tridimensionnel et simuler quatre scénarios correspondant à différents débits du Rhône, niveaux marins et différents débits de prélèvement.

Les études antérieures se rapportant au coin salé dans le Rhône tendent à montrer que la position de ce dernier dans l'estuaire est fortement liée au débit moyen du fleuve les jours précédents. Suite à cela, et pour obtenir des données de calage, différentes mesures ont été effectuées notamment le débit moyen journalier du Rhône au moment des mesures, la position de l'interface entre eau douce et eau salée ainsi que des mesures sur la verticale de la salinité en différents points kilométriques. Ainsi, il a pu être déterminé des paramètres influençant la dynamique du coin salé. Il s'agit donc de la géométrie et des paramètres d'environnement que sont la valeur du débit du Rhône sur les deux bras, la stabilité de ce dernier, le vent, le niveau de la mer et la marée et la navigation.

La figure ci-dessous montre l'emprise du modèle, ainsi que les différents seuils.

Grace aux simulations réalisées avec le logiciel TELEMAC 3D, plusieurs scénarios ont pu être modélisés :

✓ le premier scénario prend les paramètres suivants en compte : débit d'étiage du Rhône de 300 m³/s, un prélèvement de 44,5 m³/s et un niveau marin de 1,05 m NGF. Suite à cela, nous observons que le coin salé est remonté jusqu'au seuil de Terrin. Pour le Petit Rhône, nous constatons que le coin salé franchit le seuil de Sylveréal jusqu'à une distance de 28 km de l'embouchure.

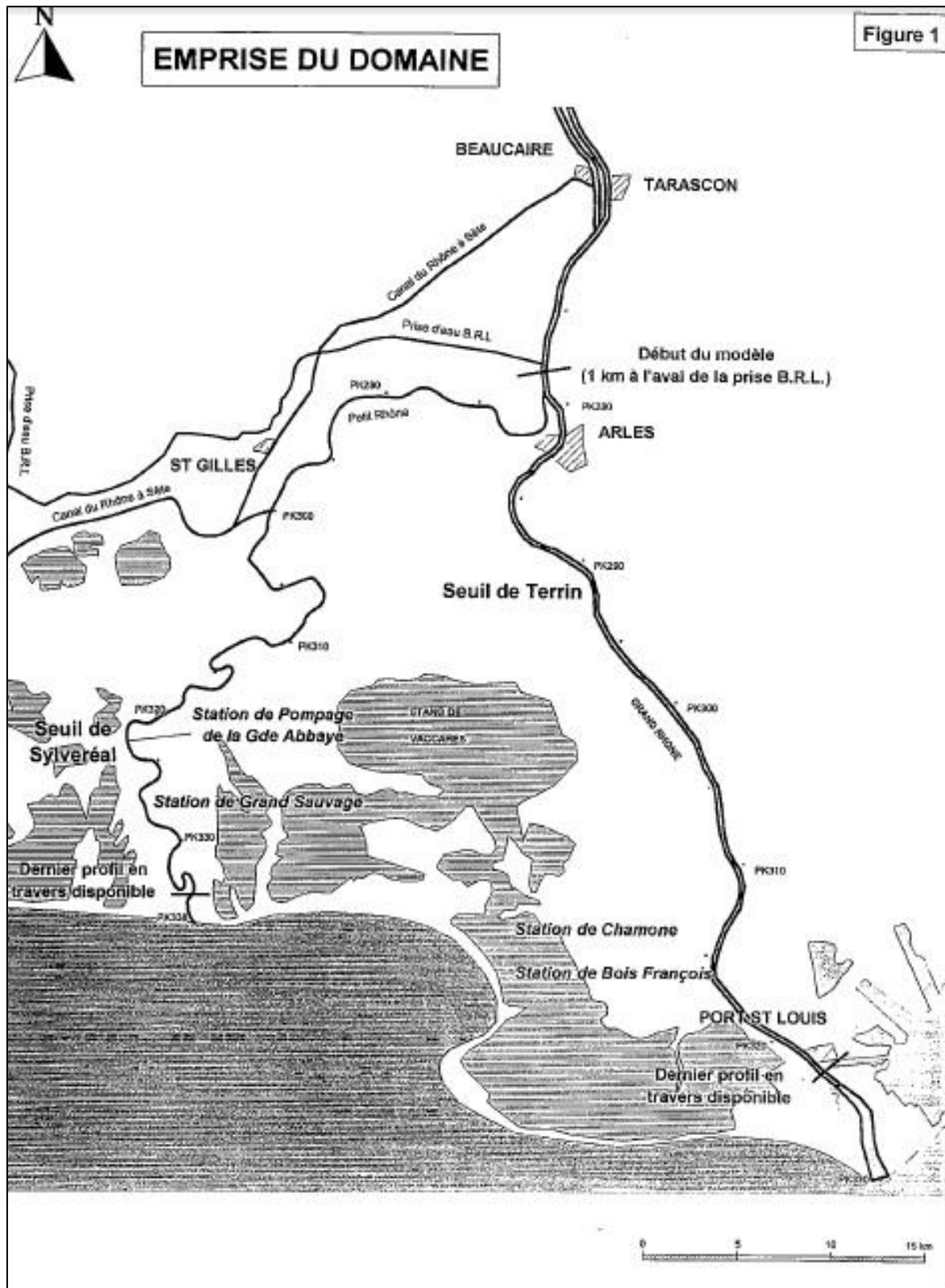
✓ Le deuxième scénario prend les paramètres suivants en compte : débit d'étiage du Rhône de 300 m³/s, un prélèvement de 17 m³/s et un niveau marin de 1,05 m NGF. Suite à cela, nous constatons que le seuil de Terrin n'est pas atteint pour le Grand Rhône. Dans le Petit Rhône, on constate le même phénomène que précédemment avec une remontée maximale de 26,5 km et le franchissement du seuil de Sylveréal.

✓ Le troisième scénario prend les paramètres suivants en compte : débit d'étiage du Rhône de 290 m³/s, un prélèvement de 25 m³/s et un niveau marin de 0,1 m NGF. Suite à cela, on constate que le seuil de Terrin n'est pas franchi dans le Grand Rhône. Dans le Petit Rhône, on constate que le franchissement du seuil de Sylveréal est peu important, puisque 18 km par rapport à l'embouchure.

✓ Le quatrième scénario prend les paramètres suivants en compte : débit d'étiage du Rhône de 370 m³/s, un prélèvement de 25 m³/s et un niveau marin de 0,6 m NGF. Les résultats sont similaires qu'au cas précédent, c'est-à-dire que dans le Grand Rhône le coin salé est bloqué au seuil de Terrin et dans le Petit Rhône, il franchit le seuil de Sylveréal de 3 km.

On retiendra que pour des étiages marqués le coin salé remonte généralement jusqu'au seuil de Terrin pour le Grand Rhône et jusqu'au seuil de Sylveréal pour le Petit Rhône. Le dépassement du seuil de Terrin ne s'observe que pour des conditions exceptionnelles ; ce n'est pas le cas du seuil de Sylveréal qui peut être franchi pour des conditions moins rares.

Figure 20 : Emprise du domaine modélisé (EDF, 1999).



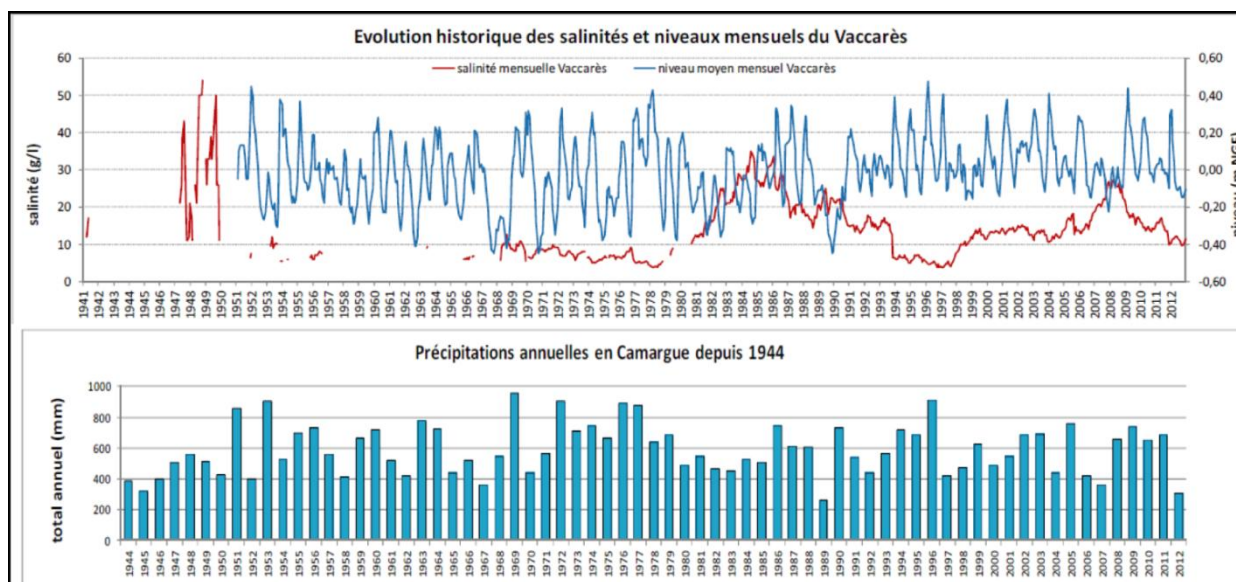
1.2.3 Pénétration de l'eau de mer dans les étangs

1.2.3.1 Description du système

L'étang du Vaccarès occupe une superficie d'environ 65 km², auquel on doit ajouter le complexe des étangs au sud, assurant la transition vers la mer, que l'on appelle « Etangs Inférieurs ». Le Vaccarès communique avec ces deux sous unités essentiellement par trois chenaux naturels : les passes de Mornès à l'Ouest, et celle vers l'étang du Lion. Les deux sous unités Étang Impérial et Étang Lion peuvent communiquer entre elles par d'étroits chenaux naturels ainsi que par la submersion des sansouïres riveraines par hauts niveaux et basculement des plans d'eau sous l'effet du vent (*La tour du Valat*, 2003).

La réserve naturelle National de Camargue a mené une étude sur la salinité des étangs et sa relation avec le niveau de l'étang et les précipitations (cf. figure ci-dessous). D'après les courbes suivantes, on observe une augmentation de la salinité lors de faibles précipitations et donc lorsque le niveau de l'étang Vaccarès est plus bas. Le maxima de salinité dans l'étang se fait donc en période de basses eaux.

Figure 21 : Graphe de l'évolution des salinités, du niveau moyen du Vaccarès et les précipitations annuelles en Camargue (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).



Le fonctionnement hydrosalin du complexe lagunaire du Vaccarès est caractérisé par les échanges se produisant au niveau des pertuis aménagés de la digue maritime. L'importance des volumes drainés vers le Vaccarès par la riziculture a conduit à la faible salinité (5-10 g/l) de cet étang jusqu'en 1978.

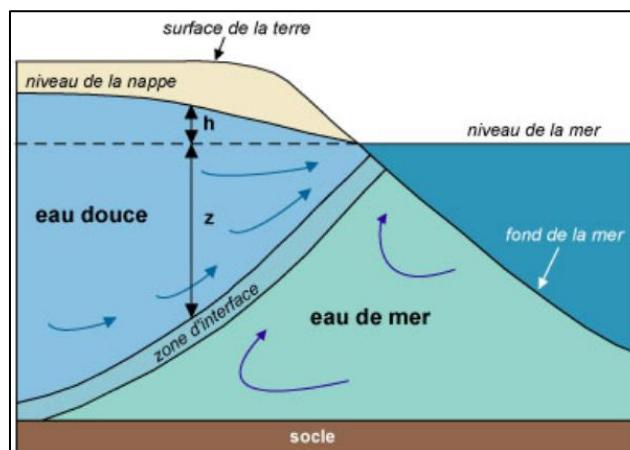
De 1979 à 1984, la conjonction de plusieurs facteurs entraîne une augmentation de la salinité (30g/l) dans le Vaccarès ; de 1984 à 1993, elle diminue à 15 g/l, en raison d'un nouvel essor de la riziculture. Suite aux inondations survenues durant l'hiver 93/94, la salinité du Vaccarès a chuté brutalement de 15 à 5 g/l. De 1994 à 1997, la salinité moyenne est restée proche de 5 g/l, alors qu'à partir de 1998 elle avoisinait 10 g/l puis se stabilisait à environ 15 g/l de 1999 à 2002.

1.2.4 Biseau salé

1.2.4.1 Qu'est ce qu'un biseau salé

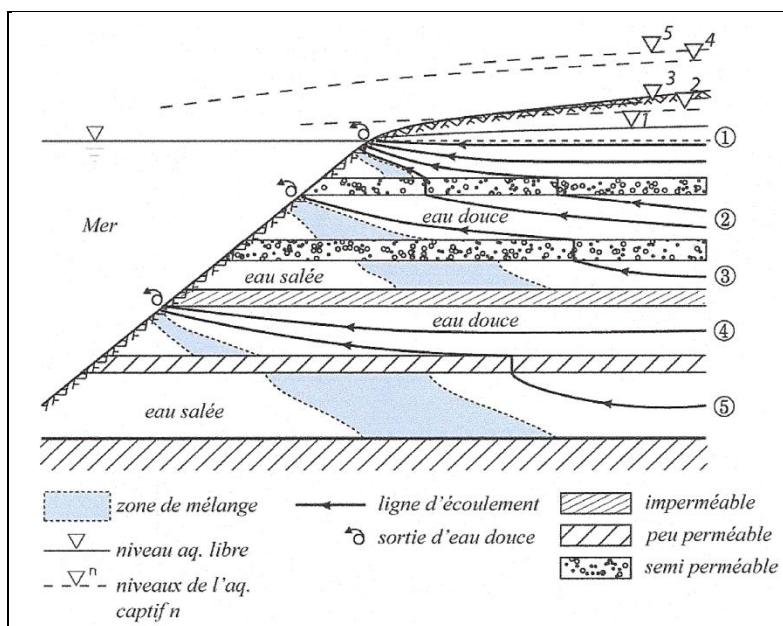
Un biseau salé est une partie d'un aquifère côtier envahi par de l'eau salée (marine) comprise entre la base de l'aquifère et une interface eau douce / eau salée (Fig. 20). Le biseau salé étant sous l'eau douce. Précisons que la présence d'un biseau salé est un phénomène naturel ; et que son extension horizontale à l'intérieur des terres est faible. Par contre, c'est généralement la surexploitation de l'aquifère qui va conduire à la pénétration du biseau salé sur de grandes distances.

Figure 22 : Schématisation d'un biseau salé dans un aquifère homogène.



Rappelons aussi que la géométrie du biseau salé est bien évidemment dépendante de la structure du réservoir. La figure ci-dessus est relative à une géométrie de biseau dans un aquifère homogène et isotrope. La figure-ci-dessous est plus proche de la réalité des zones deltaïques des grands fleuves comme le Rhône :

Figure 23 : Schématisation d'un biseau salé dans un aquifère hétérogène (In de Montety, 2008).



Plusieurs facteurs peuvent être responsables de la pénétration anormale d'un biseau salé dans un aquifère côtier :

- ✓ Un pompage excessif : les littoraux font partie des régions les plus peuplées du monde où les activités touristiques, agricoles et industrielles sont telles que la demande en eau douce est très importante, souvent beaucoup plus importante que ce que peut offrir les réservoirs présents ; les nappes d'eau douce sont alors fortement surexploitées.

- ✓ La diminution de la recharge : la pénétration du biseau dans la nappe peut aussi être liée à une diminution de la recharge due au climat ; une consommation d'eau stable mais avec une recharge en eau inférieure aura le même effet que des pompages excessifs.

- ✓ Salinisation accidentelle : il peut également y avoir des salinisations accidentelles de la ressource par la surface lors d'évènements catastrophiques comme un tsunami par exemple : l'eau de mer colonise une partie des terres et peut s'infiltrer jusque dans les nappes par la surface.

1.2.4.2 Mesures

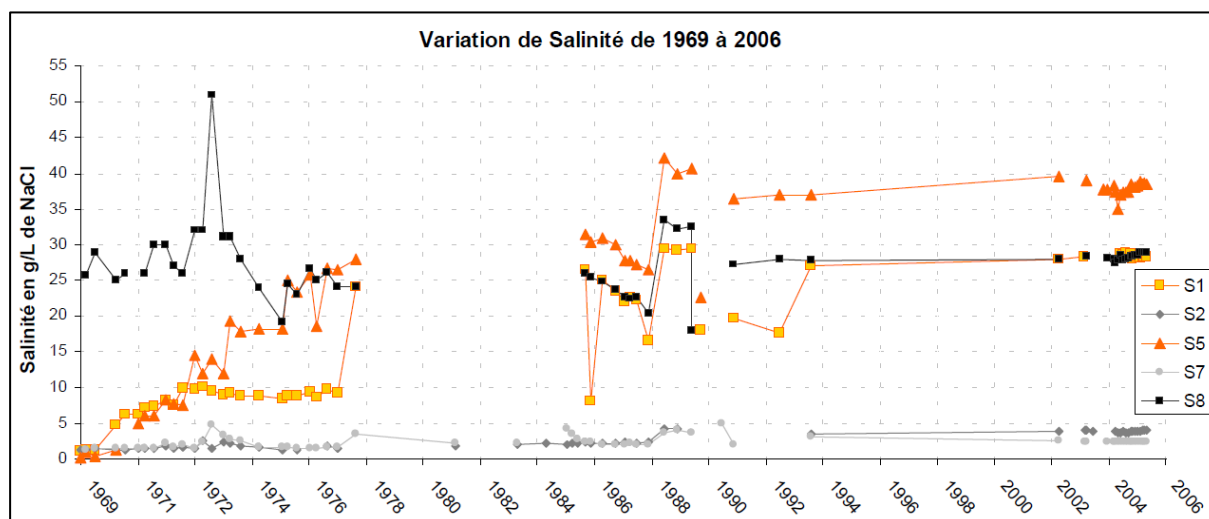
La détermination de la géométrie du biseau salé se fait au moyen de mesures de salinité répétées sur un maximum de forages ou piézomètres.

Pour la nappe profonde, De Montety montre qu'au début des années 70, la salinité de l'aquifère captif était de 2 g/l en moyenne (sur 13 points de mesure) avec des salinités inférieures au Nord Est du delta (~0.5 g/l) et supérieures pour les piézomètres S6, S9, S10 à 12 g/l et S8 à 28 g/l. La salinité montrait alors une relative stabilité saisonnière.

La salinité a depuis fortement évolué et les piézomètres S1 et S5, de salinité inférieure à 2 g/l dans les années 70, présentent maintenant des valeurs de salinités importantes. Seuls les piézomètres S7 et S2, situés les plus au Nord dans l'aquifère, ont été peu affectés par l'augmentation de salinité.

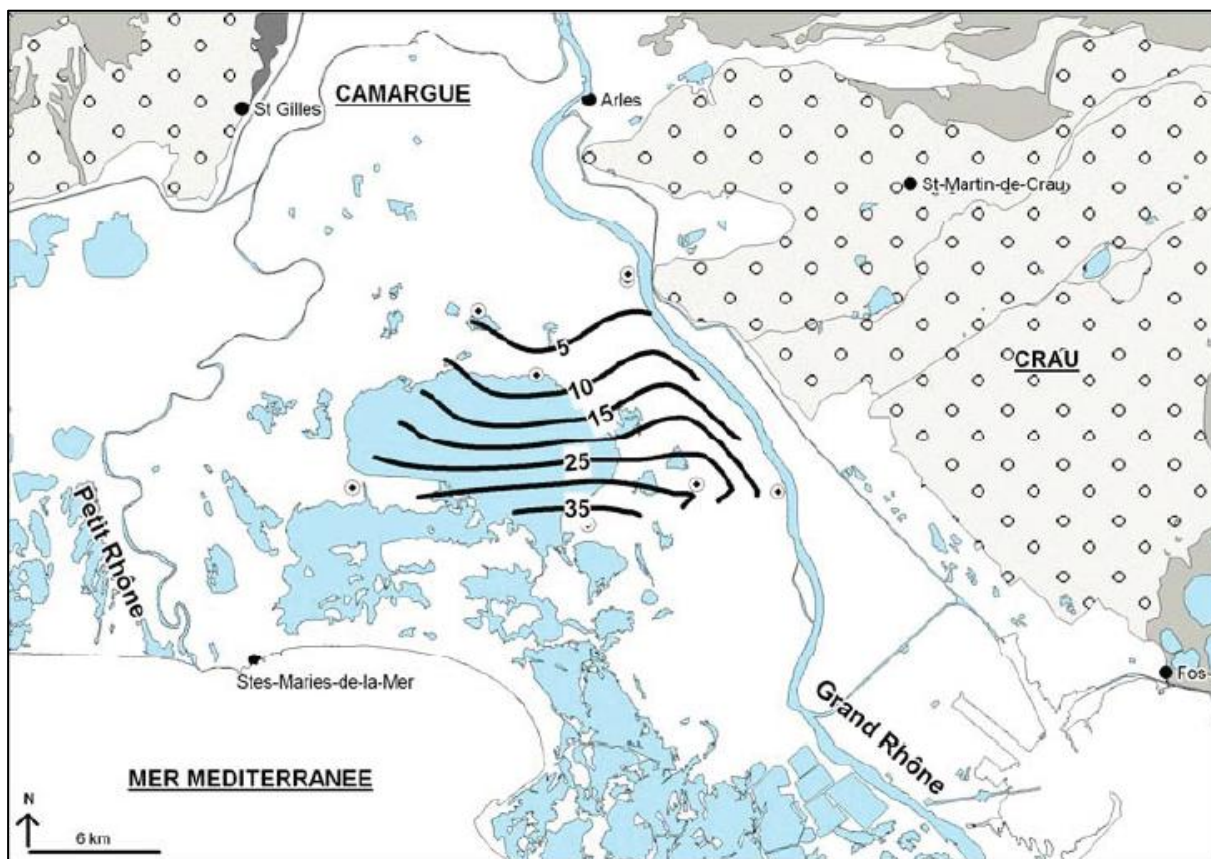
La figure ci-dessous montre les variations de salinité dans la nappe profonde entre 1969 et 2006. Nous observons clairement une pénétration progressive du biseau salé, au cours du temps, dans la nappe captive de Camargue.

Figure 24 : Variations de salinité mesurée dans la nappe profonde de 1969 à 2006 (Montety, 2008)



De Montety et al. (2012) propose une interprétation argumentée de ces évolutions. Selon ces chercheurs, la partie libre de la nappe constituant une limite d'alimentation pour la partie captive, les causes de l'augmentation de salinité sont donc à rechercher dans les évènements ayant entraînés des baisses de charges hydrauliques en Crau.

Figure 25 : Répartition de la salinité dans la nappe profonde (g/l) (Montety, 2008)



On observe ainsi des augmentations de salinité suite à des niveaux piézométriques de la nappe de basse Crau, bas en 1967, et en baisse de 1979 à 1993. L'étiage sévère de 1989 entraîne une répercussion sur la salinité de l'ensemble des piézomètres de Camargue. Malgré des niveaux hauts de 1971 à 1978, on observe une augmentation de salinité au S1 et plus particulièrement au S5. Or à cette période, la partie libre de l'aquifère a fait l'objet d'aménagements importants pouvant avoir des impacts directs sur la dynamique de la nappe :

(1) les travaux du port autonome de 1969 à 1972 avec le creusement de 2 darses favorisant l'intrusion marine dans les cailloutis.

(2) le creusement d'une tranchée drainante au Sud-Ouest de la Crau et sa mise en eau en 1972.

(3) la remontée de l'interface 20 g/l à -4 m NGF dans 2 piézomètres situés le long du canal d'Arles à Fos en 1977 dont l'origine n'a pu être établie.

(4) un pompage industriel en 1993 provoquant un écoulement à contre-courant et un abaissement du niveau de la tranchée drainante en dessous de la côte de sécurité.

Ces résultats montrent que les baisses de charge importantes dans l'aquifère de Crau ont un impact direct et rapide sur la salinisation de l'aquifère captif.

Les cartes récentes d'iso-salinité montrent une contamination sur une grande partie de la nappe profonde, depuis le golfe de Fos jusqu'à l'étang de Vaccarès en première approximation. Nous ne disposons d'aucune mesure de salinité de la nappe sur les secteurs occidentaux (région allant des St Maries de la Mer jusqu'au grau du Roi).

La figure ci-dessous montre la carte d'iso salinité qui montre bien le gradient de salinité qui augmente en allant vers le Sud. En effet, nous passons de 5 g/l au niveau du seuil de Terrin jusqu'à 35 g/l au sud de l'étang du Vaccarès.

Vallet-Coulomb et al. (2009) proposent la vision la plus détaillée sur les phénomènes de salinisation des nappes superficielles :

✚ La lithologie des formations sédimentaires en surface est très variée, allant de matériaux sableux grossiers perméables à des formations plus fines, limoneuses à argileuses, presque totalement imperméables. Cette forte hétérogénéité permet la mise en place de nombreuses petites nappes d'eaux souterraines mal connectées entre elles car la faiblesse de la pente topographique, impliquant de faibles gradients hydrauliques, permet peu de circulations latérales. Une trentaine de piézomètres implantés à des profondeurs de 4 à 6 mètres environ ont été utilisés pour mesurer les eaux des nappes superficielles. Les eaux sont caractérisées par une grande gamme de variation de la salinité, sans que l'on puisse identifier de gradient nord-sud dans leur distribution géographique.

✚ L'intrusion d'un biseau salé, identifiée clairement pour la nappe des cailloutis, pourrait également être invoquée pour expliquer la salinité des nappes de surface. Cependant, la distribution géographique des valeurs de salinité n'indique pas de relation avec la proximité de la mer. De plus, les analyses géochimiques montrent une grande variabilité des origines possibles de l'eau dans ces nappes. De manière générale, les eaux douces sont rencontrées dans des zones influencées par l'irrigation ou par des circulations préférentielles dans des anciens chenaux du Rhône. Les eaux salées par contre sont rencontrées dans des zones où les eaux circulent peu. L'évaporation intense est donc le principal facteur de salinisation, les sels étant apportés petit à petit par la pluie depuis des années et concentrés dans les sols sans pouvoir être évacués par lessivage. Cette situation résulte de l'aménagement hydraulique du cours du Rhône : avant la construction de digues, le fonctionnement naturel du delta entraînait des inondations régulières qui permettaient de lessiver les sels accumulés.

Ainsi, contrairement à la nappe profonde, on ne peut pas parler d'une seule nappe de surface qui sature les sédiments reposant sur la couche des cailloutis, mais plutôt d'un patchwork de petites nappes dont les caractéristiques sont déterminées en grande partie par la gestion hydraulique du delta du Rhône.

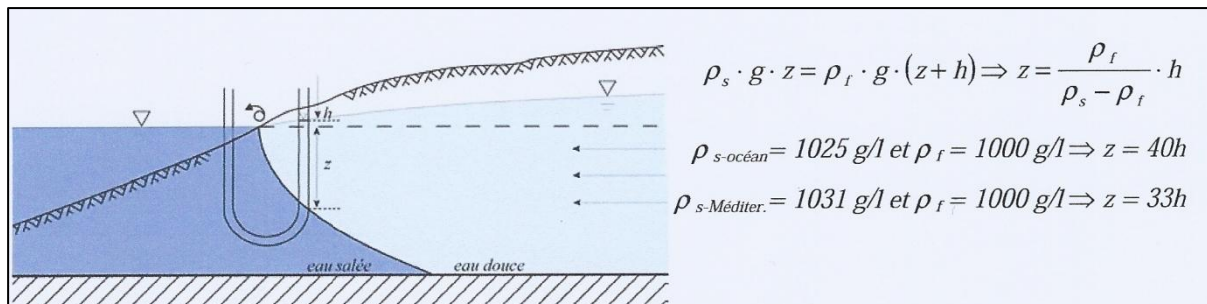
1.2.4.3 Modélisation

Il existe plusieurs approches théoriques afin de modéliser le biseau salé.

La plus utilisée est l'approximation de Ghyben-Herzberg. Dans certains cas « simples », l'interface entre l'eau douce et l'eau de mer peut être assimilée à une limite franche ; les conditions d'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée peuvent alors être décrites par le principe de Ghyben-Herzberg. Cette approximation correspond au cas de deux fluides non miscibles, de densités différentes, en équilibre hydrostatique. L'eau de mer est alors considérée comme immobile et l'aquifère est supposé homogène avec une répartition hydrostatique des pressions.

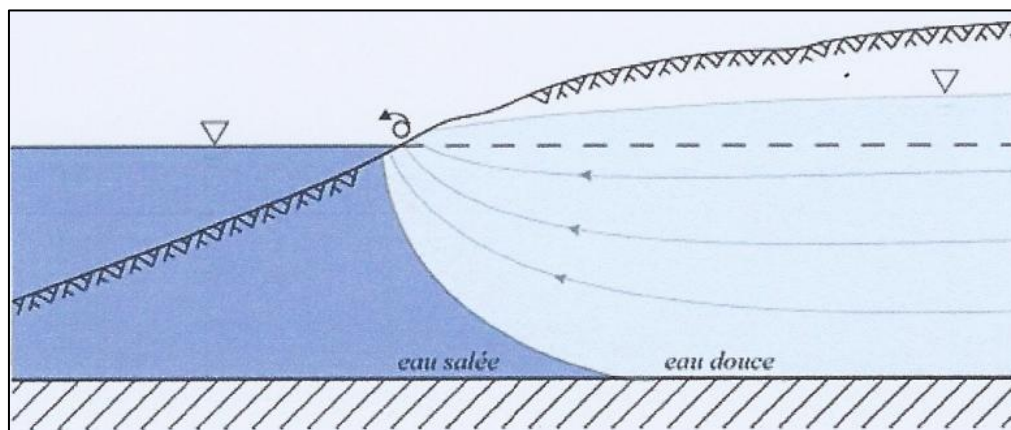
On considère plus fréquemment un équilibre dynamique, en régime permanent, où la composante verticale de l'écoulement dans l'aquifère est négligeable (hypothèse de Dupuit). La profondeur de l'interface est déterminée en résolvant l'équation d'équilibre entre les charges de deux fluides de densité différente. La profondeur de l'interface est alors proportionnelle à la piézométrie ; la référence étant le niveau moyen local de la mer (Zéro NGF en France). Le coefficient de proportionnalité α est fonction du contraste entre les masses molaires des deux fluides et vaut approximativement 40 pour l'océan (salinité=35g/l) mais plus que 33 pour la Méditerranée de salinité et donc de densité supérieure à celle de l'océan.

Figure 26 : Position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (d'après Custodio (2002) ; modifié) et détermination de la profondeur de l'interface. L'échelle verticale a été exagérée par rapport à l'échelle horizontale.



Cependant, cette hypothèse néglige la composante verticale de l'écoulement, ce qui est de moins en moins vérifié lorsque l'on s'approche de la mer. En considérant une approche dynamique (Hubbert, 1940; Glover dans Cooper et al, 1964), l'exutoire du flux d'eau douce en mer n'est plus restreint à un seul point. Près de la côte, l'interface avec l'eau de mer se situe donc plus en profondeur que ce que prédit le principe de Ghyben-Herzberg.

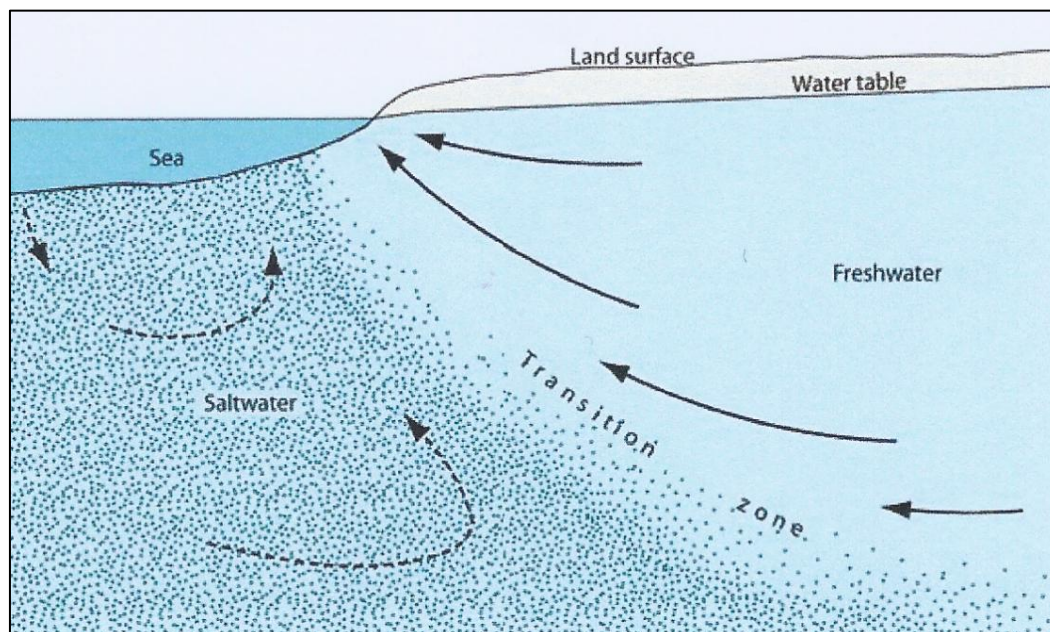
Figure 27 : Conditions de flux « réel » près de la côte (d'après Custodio (2002) ; modifié) : contrairement au cas précédent, les composantes verticales de l'écoulement ne sont plus négligées.



La réalité est bien sûr plus complexe et doit être décrite en termes de circulation d'eau souterraine en tenant compte des phénomènes de diffusion.

L'eau douce et l'eau de mer étant des fluides miscibles, la zone de contact entre ces deux fluides prend la forme d'une zone de transition (ou zone de mélange) induite par les phénomènes de dispersion hydrodynamique (Cooper et al, 1964; Bear et Verruijt, 1987). À l'intérieur de cette zone, la densité varie depuis celle de l'eau douce jusqu'à celle de l'eau de mer.

Figure 28 : Vue en coupe d'une zone de transition eau douce/eau de mer et de l'organisation des écoulements dans un aquifère côtier homogène (d'après Cooper et al. 1964; dans Barlow, 2003).



Précisons qu'il existe d'autres approches afin d'étudier ce phénomène de biseau salé tel que l'approche hydrodynamique de Hubbert qui tient compte de l'écoulement de la nappe vers la mer qui implique une décroissance des charges contrairement à celle de Ghijben-Herzberg.

Il y a également l'approche de Glover qui prend le cas particulier d'un écoulement d'eau douce en contact avec un front salé et limité par un toit imperméable horizontal.

Enfin, il y a l'approche hydrodynamique de Lusczynski qui prend en compte l'hypothèse de Cooper, qui considère l'eau douce et l'eau salée comme étant miscibles et de ce fait qu'il existe une zone de transition, ainsi que la charge d'eau ponctuelle, la charge d'eau douce et la charge d'eau environnante.

2. QUELLES SONT LES DYNAMIQUES DE SALINISATION DES DIFFERENTS HYDROSYSTEMES SOUTERRAINS ?

2.1 DEPOTS DES EMBRUNS SUR LES NAPPES SUPERFICIELLES

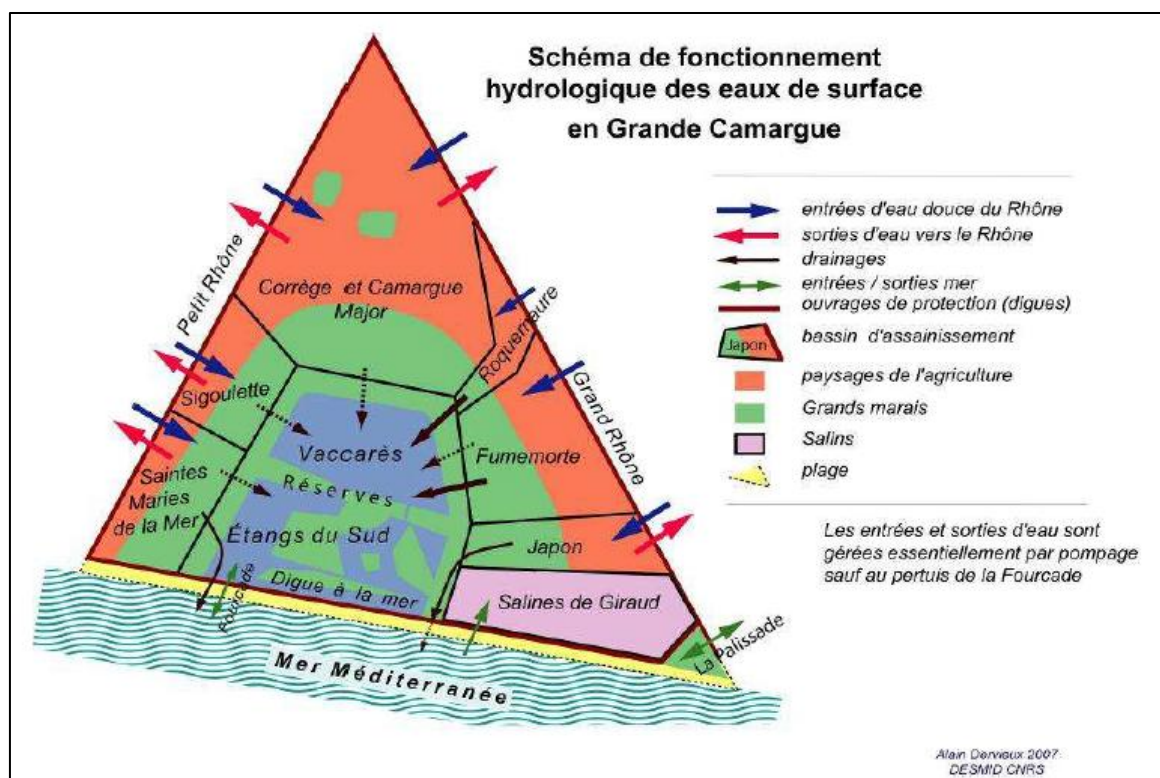
Les pluies littorales présentent des teneurs en chlore qui peuvent varier de 50 à 5 mg/l. Elles participent donc par infiltration à la salinisation des nappes superficielles, dont les modalités de recharge sont doubles : infiltration des eaux de pluie et infiltration des eaux d'irrigation.

Cependant, le dépôt d'embruns sur les nappes superficielles reste négligeable face au facteur de salinisation par pénétration d'eau saline provenant de la mer ou des étangs.

2.2 EAU DE MER, ETANGS ET CONTAMINATION DES NAPPES SUPERFICIELLES EN CONTACT

Il est acquis que l'eau de mer peut entrer par le biais de l'étang Impérial et donc contaminer tous les étangs de Camargue, car ces derniers sont tous en connexion les uns avec les autres.

Figure 29 : Schéma de fonctionnement hydrologique des eaux de surface en Grande Camargue.



Si l'eau de mer rentre dans le système du delta du Rhône par les étangs, elle peut potentiellement contaminer les nappes superficielles en contact avec ces étangs. Cette contamination peut se faire par deux moyens :

1. Il est possible que temporairement le niveau des étangs soit supérieur à celui de ces nappes, induisant ainsi un flux d'eau des étangs vers les nappes.

2. Le contact des nappes souterraines d'eaux douces avec des eaux plus salées (mer et étangs) induit nécessairement la présence de biseaux salés sous les masses d'eau douce.

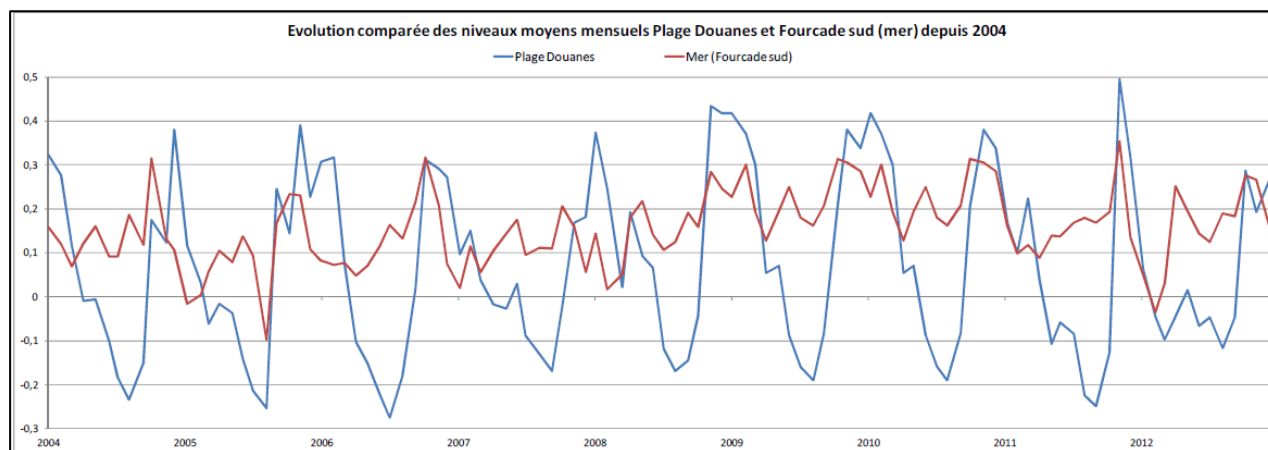
Rappelons que les nappes superficielles peuvent être distinguées en fonction de leur typologie de réservoirs : nappes des cordons sableux littoraux (principalement localisées entre la mer et les étangs) et nappes des bourrelets fluviaux (localisés entre les étangs et les Petit et Grand Rhône).

2.2.1 Nappes des cordons sableux littoraux

Dans le détail, ces relations sont complexes. La réserve Nationale de Camargue a conduit un suivi détaillé des niveaux NGF relatifs entre la mer, les étangs littoraux et les nappes contenues dans les formations sableuses littorales. Elle conduit aux résultats suivants :

- Coté mer, les nappes en formations sableuses présentent des niveaux piézométriques toujours supérieurs au niveau marin. Le suivi du niveau de la nappe sur la plage de la Réserve, à moins de 500 mètres du rivage, montre une déconnexion avec le niveau marin. La nappe s'abaisse en effet fortement chaque été par évaporation, alors que les niveaux hivernaux sur la plage sont souvent supérieurs aux niveaux marins, les eaux marines restant piégées par le bourrelet littoral.

Figure 30 : Évolution du niveau moyen de la nappe de plage Douanes et de la mer à Fourcade Sud (Réserve Naturelle nationale de Camargue, 2012).



- Coté étangs, on observe que les étangs présentent temporairement des niveaux plus bas que le niveau marin, consécutivement à la forte évaporation observée en période estivale. Les nappes des formations sableuses littorales présentent un battement saisonnier de -0,2 m en basses eaux à +0,4 m en hautes eaux. L'observation des courbes relatives du niveau dans le Vaccarès et de niveaux piézométriques permet d'illustrer la complexité des échanges : en basses eaux, on note que le Vaccarès présente des niveaux supérieurs à celui des nappes dans les formations sableuses ; inversement, en hautes eaux, ce sont les nappes qui alimentent le Vaccarès. Ces observations ne peuvent être expliquées par le caractère fortement anthropisé des hydro systèmes superficiels. Il est probable que les "hauts" niveaux observés dans les étangs en période estivale résultent des effets de l'irrigation massive en provenance du Rhône. Les nappes présentent quant à elles des variations "normales" avec des basses eaux en période estivale et des hautes eaux en période hivernale. On peut en déduire que les mécanismes de recharge par infiltration des eaux de pluie et de pertes par évaporation sont prépondérants vis à vis des échanges avec les étangs.

2.2.2 Nappes des bourrelets fluviaux

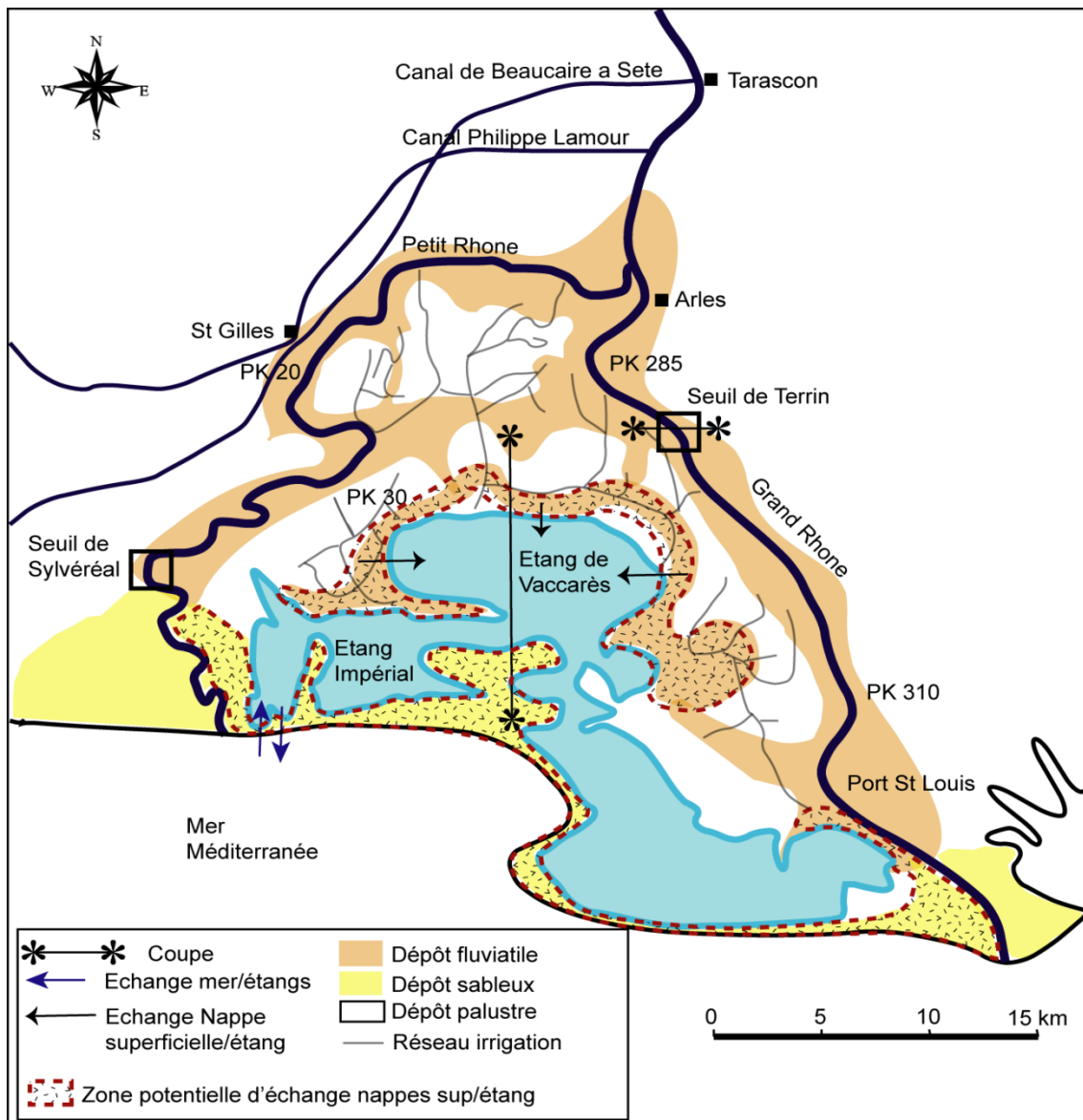
Ces nappes sont contenues dans les dépôts fluviaux modernes du Rhône. Il s'agit généralement de limons sableux, ou de sables fins. Nous ne disposons pas de données piézométriques dans ces nappes superficielles, qui permettraient de comprendre les échanges avec les étangs.

2.2.3 Synthèse

La carte de la figure ci-dessous permet d'illustrer les échanges entre la mer, les étangs et les nappes superficielles.

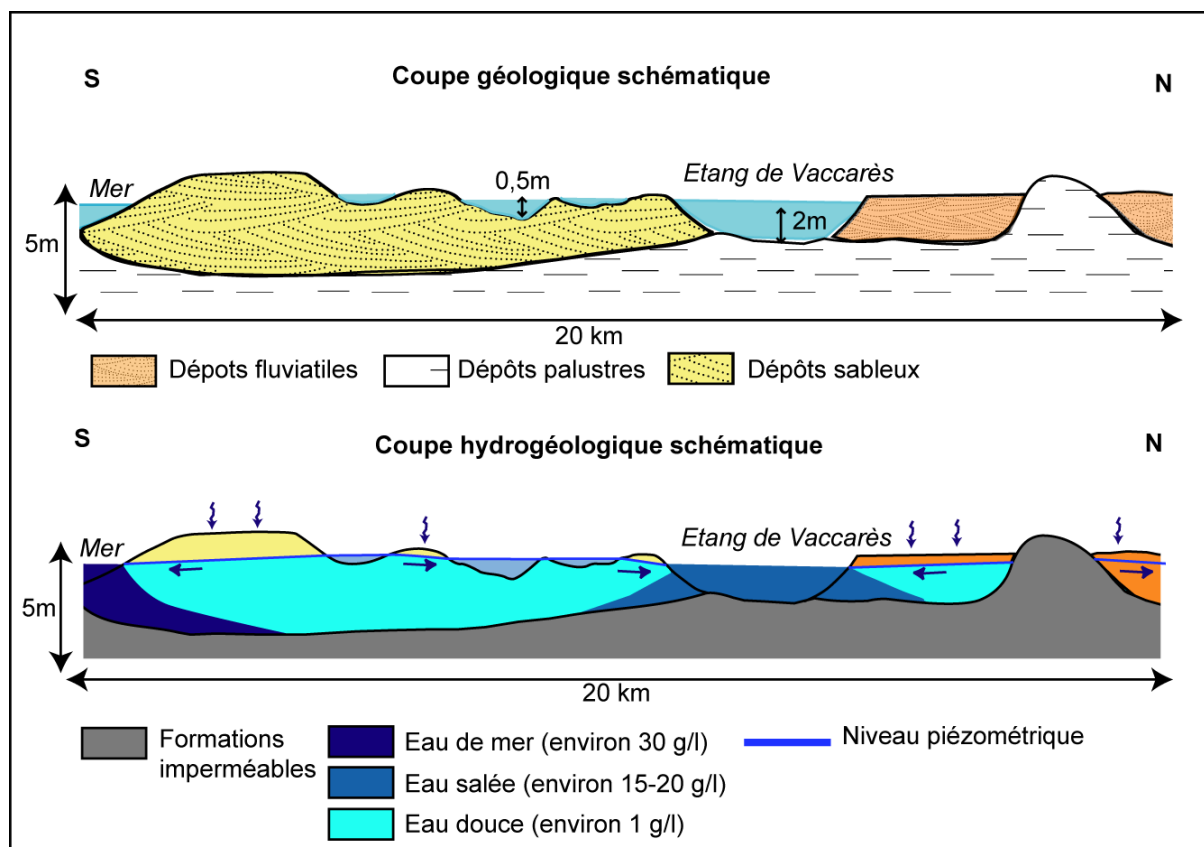
Les phénomènes de salinisation des nappes superficielles sont nécessairement limités aux zones de contact entre ces masses d'eau souterraines et les eaux saumâtres des étangs. Notons qu'il est difficile de déterminer a priori, sans mesures, la distance d'influence de ces échanges. Les distances reportées dans la figure ci-dessous sont donc indicatives.

Figure 31 : Plan de des zones potentielles d'échanges entre les nappes superficielles et les étangs.



Les coupes schématisées ci-dessous montrent la géologie aux abords de l'étang de Vaccarès avec les dépôts sableux près de la mer et les dépôts fluviatiles près de l'étang avec un soubassement de dépôts palustres. La coupe hydrogéologique schématisée illustre les lentilles d'eau salée près de la mer de l'étang où il y a contact. Notons qu'après la butte, nous ne remarquons pas de lentilles d'eau salée car cet aquifère superficiel est déconnecté des hydro systèmes superficiels salés.

Figure 32 : Coupes schématisées et illustratives des phénomènes de salinisation des nappes superficielles.



De façon générale, le gradient d'écoulement naturel de l'eau dans la configuration des étangs est celui qui va des nappes superficielles vers les étangs. Les niveaux piézométriques de ces nappes sont au-dessus du niveau des étangs, l'eau se déplace donc préférentiellement de la charge hydraulique la plus forte vers la charge hydraulique la plus faible

Cependant, l'impact des activités anthropiques peut se manifester de deux façons :

- ✓ Certains pompages agricoles aux alentours de ces étangs peuvent potentiellement inverser ce gradient et faire descendre le niveau des nappes superficielles. Le gradient serait alors inversé et l'eau se déplacerait de l'étang vers la nappe superficielle. Cela pourrait donc causer une salinisation des nappes superficielles en relation avec les étangs.

- ✓ Les politiques de gestion de l'irrigation dans la Camargue influence fortement le niveau d'eau dans les étangs et peuvent donc indirectement favoriser la pénétration des eaux salées dans les nappes superficielles.

2.3 LE COIN SALE ET LA CONTAMINATION DES NAPPES SUPERFICIELLES ASSOCIEES AUX COURS D'EAU

2.3.1 Le Petit Rhône

Dans le Petit Rhône, à l'étiage, la profondeur minimale du coin salé est de 2 m à hauteur de Port Dromar (à 2,8 km de la mer) et de 3 m à la station de pompage du Grand Sauvage (à 10 km de la mer). Ainsi, la salinité des eaux de surface est très élevée durant tout l'été jusqu'à hauteur du Mas de Pin Fourcat (à 11,4 km de la mer) avec des valeurs toujours supérieures à 2g/l en aval du Mas du Grand Sauvage et voisines de 1,5 g/l à hauteur de cette dernière localité. Lors de forts étiage, c'est-à-dire pour des débits compris entre 300 et 600m³/s, Le coin salé remonte jusqu'au seuil de Sylvéréal et peut le dépasser de quelques kilomètres.

La carte ci-dessous montre la zone potentielle d'échange entre les nappes superficielles et le coin salé. Attention, la remontée du coin salée visible sur le plan est représentative d'un maxima atteint par celui-ci (étiages sévères).

Précisons que, logiquement, au vu des inerties respectives de ces hydro systèmes, le gradient d'écoulement naturel de l'eau à l'étiage est celui qui va des nappes superficielles vers le fleuve.

Cette considération mériterait d'être confirmée par des mesures de piézométrie adéquate. Il est possible que localement, le Petit Rhône soit en position d'alimenter sa nappe alluviale, notamment dans les secteurs de méandre prononcé (partie la plus aval).

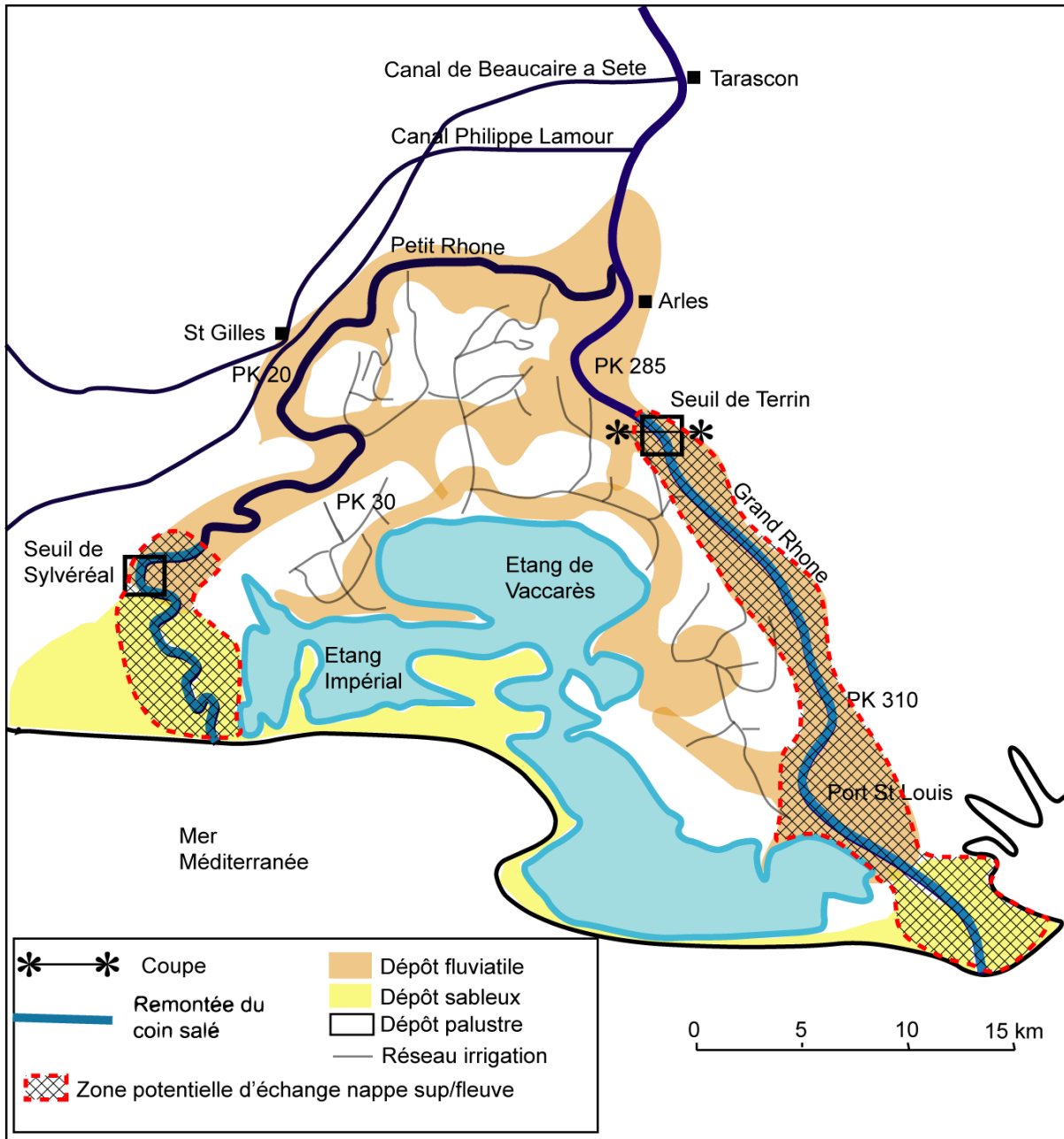
De plus, l'impact lié à certaines activités anthropiques peut aussi amener à une salinisation locale des nappes superficielles :

- La mise en place de pompages agricoles aux alentours du Petit Rhône pourrait avoir un impact potentiel. En effet, ces pompages aux alentours du cours d'eau peuvent localement inverser ce gradient et faire descendre le niveau des nappes superficielles, afin que ces dernières se retrouvent sous le niveau du fleuve et donc en position basse. Le gradient serait alors inversé et l'eau se déplacerait du cours d'eau vers la nappe superficielle. Cela causerait donc une salinisation des nappes superficielles associées à la présence du coin salé dans le cours d'eau. Hélas, nous ne disposons pas des données suffisantes pour pouvoir attester de l'existence de tels phénomènes d'inversion de gradient.

- De plus, rappelons que pour les besoins agricoles de la culture de riz, de nombreuses stations de pompage sont implantées dans le petit Rhône avec des prélèvements importants en période estivale. Selon la disposition des crépines, il est possible que ces prélèvements conduisent à injecter de l'eau salée dans les hydro systèmes en Camargue s'ils sont réalisés simultanément avec la remontée du coin salé. Le tableau ci-dessous montre les volumes prélevés dans le Petit et Grand Rhône.

Si l'on accepte l'hypothèse d'un gradient d'écoulement à l'étiage généralement de la nappe vers le fleuve, il en résulte une possibilité de contamination très réduite, et spatialement (diffusion de l'eau salée plus lourde que l'eau douce sous le lit du cours d'eau sur des distances réduites à cause de la faible perméabilité des sédiments) et temporairement (phénomène restreint aux périodes de remontée du coin salé).

Figure 33 : Zones potentielles d'échange entre le coins salé du Petit et Grand Rhône avec les nappes superficielles.

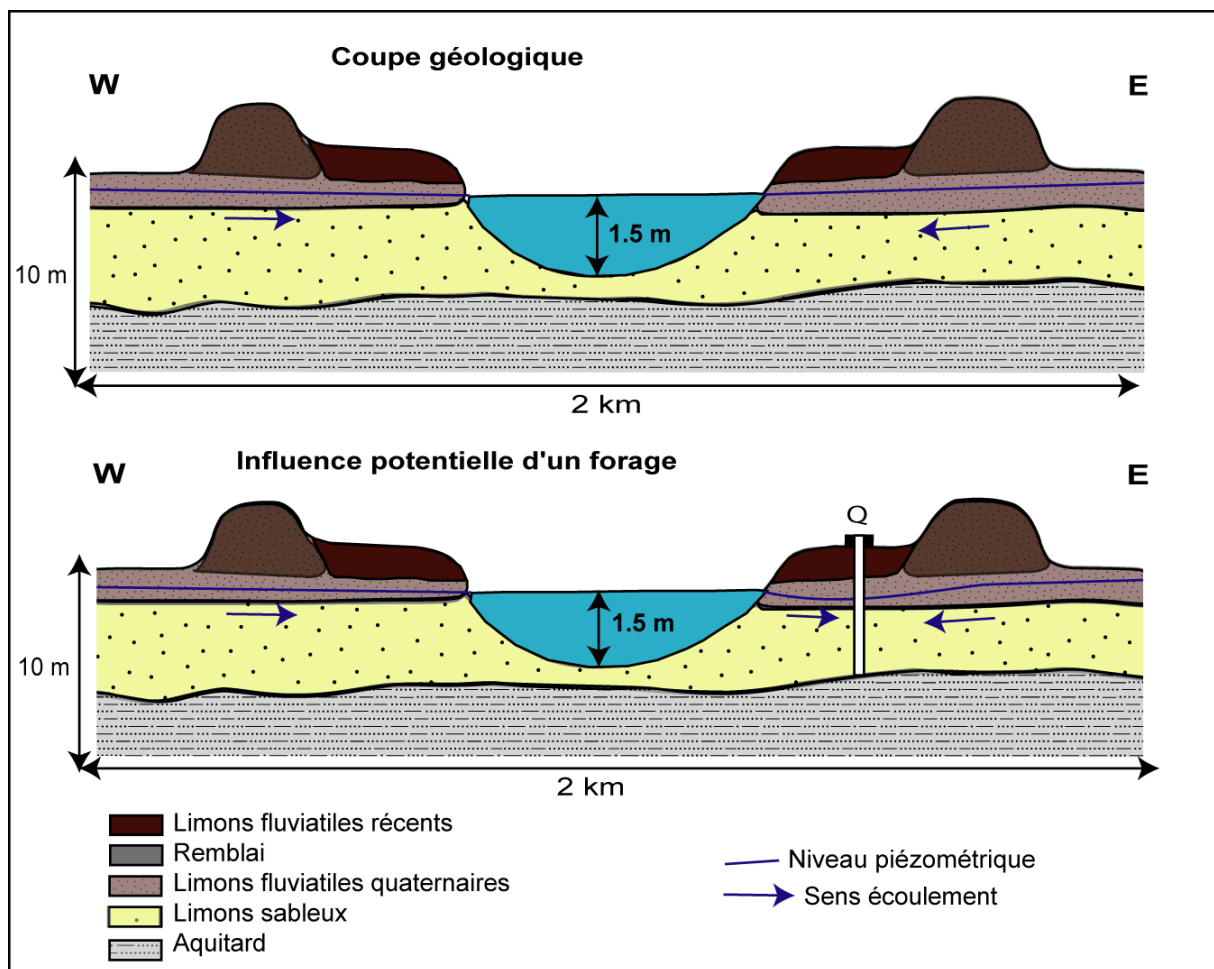


2.3.2 Le Grand Rhône

Dans le Grand Rhône, le coin salé se situe au minimum à 2,5 m de profondeur à hauteur de Port Saint Louis (PK 323) contre 4,5 m à hauteur de la station de Chamone (PK 315) et du Sambuc (PK 303). En ce qui concerne la salinité des eaux de surface, elle est souvent supérieure à 2 g/l voir plus de 4 g/l à 2 mètres de profondeur à hauteur de Salin de Giraud, dans le Grand Rhône. Des valeurs comparables ont été mesurées jusqu'au niveau de la station de pompage de Chamone (PK 315). En Amont, jusqu'au niveau de l'île des pilotes (PK 311), des valeurs supérieures à 1 g/l ont été observées. Lors de forts étiage, c'est-à-dire pour des débits compris entre 300 et 600 m³/s, le coin salé remonte jusqu'au seuil de Terrain.

De façon générale, le gradient d'écoulement naturel de l'eau dans la configuration du Grand Rhône est celui qui va des nappes superficielles vers le fleuve, en particulier lors des étiages prononcés du fleuve, mais il existe, comme discuté pour le Petit Rhône, un risque d'inversion de gradients en cas de pompages conséquents dans les nappes superficielles.

Figure 34 : Coupes schématiques des relations nappe/ fleuve.



Comme pour le Petit Rhône, en première approximation et à grande échelle, on peut qualifier le risque de contamination des nappes superficielles par remontée du coin salé comme un risque faible (temporaire et très limité spatialement).

2.4 LE COIN SALE ET LA CONTAMINATION DE LA NAPPE PROFONDE

Afin de démontrer la présence ou l'absence de contamination de la nappe profonde par le coin salé, nous avons procédé à une approche géométrique pour savoir si les eaux du Rhône, potentiellement temporairement contaminées par le coin salé, sont en contact avec la nappe profonde des cailloutis.

Dans un premier temps, pour le Grand comme pour le Petit Rhône, nous avons consulté la BDSS du BRGM afin de récolter le maximum de données de forage dans le secteur du delta du Rhône. Nous avons alors regroupé toutes les informations nécessaires, c'est-à-dire la piézométrie, les profondeurs des différents aquifères et la localisation des forages. BRLi nous a ensuite transmis un fichier contenant toute la bathymétrie du Rhône (données CNR).

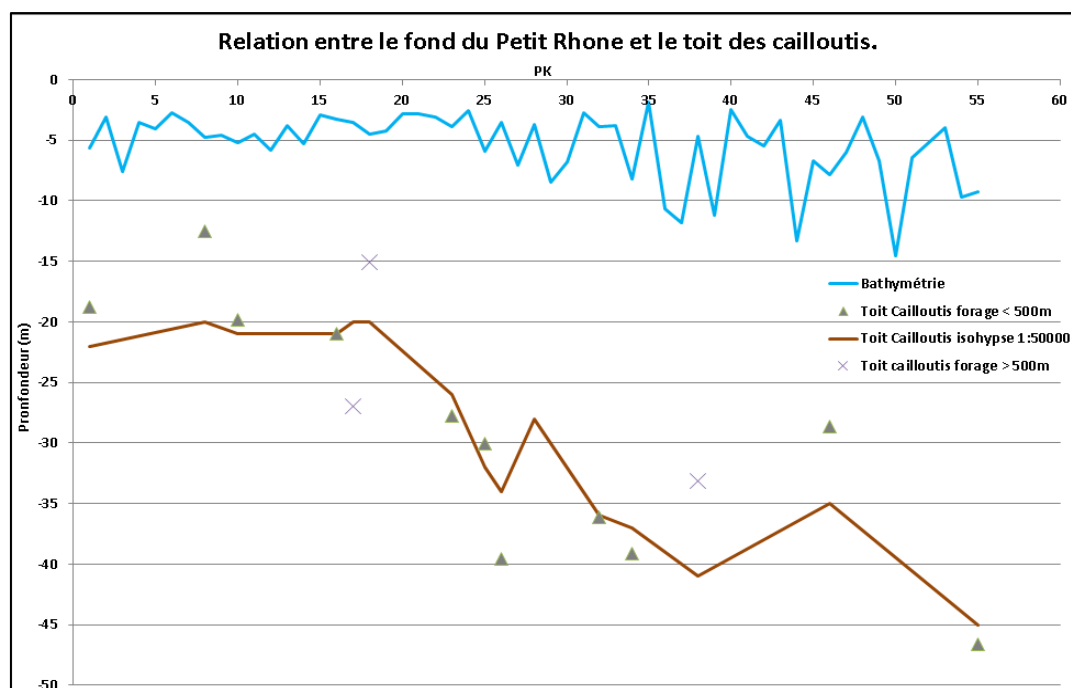
Dans un deuxième temps, il nous a fallu reconstruire un profil théorique du toit des cailloutis sous les lits des cours d'eau en projetant les informations acquises sur des forages plus ou moins éloignés de ces cours d'eau. On a pour cela privilégié les forages situés à moins de 500 m des cours d'eau. Pour conforter ce type d'information, nous avons aussi utilisé les courbes isohypses du toit des cailloutis figurées sur les cartes géologiques au 1 : 50 000. On retiendra cependant le caractère approximatif de ces approches ; on peut considérer que les altitudes proposées pour le toit des cailloutis sont précises à +/- 5 m.

2.4.1 Le coin salé dans le Petit Rhône peut-il contaminer la nappe profonde ?

Sur la figure qui superpose le fond du Petit Rhône et du toit des cailloutis, nous observons clairement qu'il n'y a aucune zone de contact entre les cailloutis et le fond du Rhône le long du Petit Rhône. Cela induit donc une interdiction de contamination par le coin salé.

En effet, bien que le coin salé puisse remonter plus haut que le seuil de Sylvéréal, il reste toujours au moins une vingtaine de mètres qui séparent le fond du fleuve et le toit des cailloutis. Il y a donc aucune chance de pouvoir contaminer l'aquifère profond par le coin salé par le biais du Petit Rhône.

Figure 35 : Relation entre le fond du Petit Rhône et le toit des cailloutis (PK0 à Arles).



2.4.2 Le coin salé dans le Grand Rhône peut il contaminer la nappe profonde ?

Cette approche montre que les cailloutis sont en contact potentiel avec le Rhône du PK280 à 285 (secteur de Arles), mais aussi de manière plus certaine entre le PK 295 et 305 (secteur à l'aval de Arles).

Figure 36 : Relation entre le fond du Grand Rhône et le toit des cailloutis.

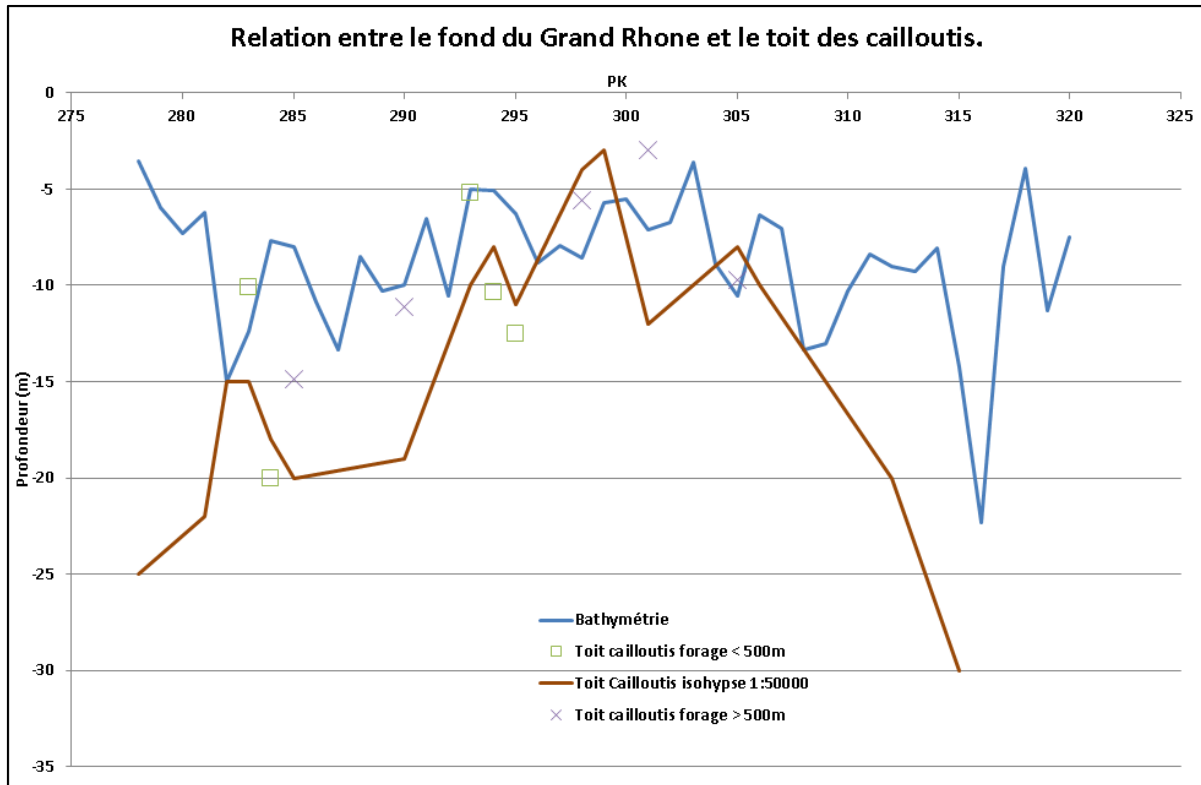
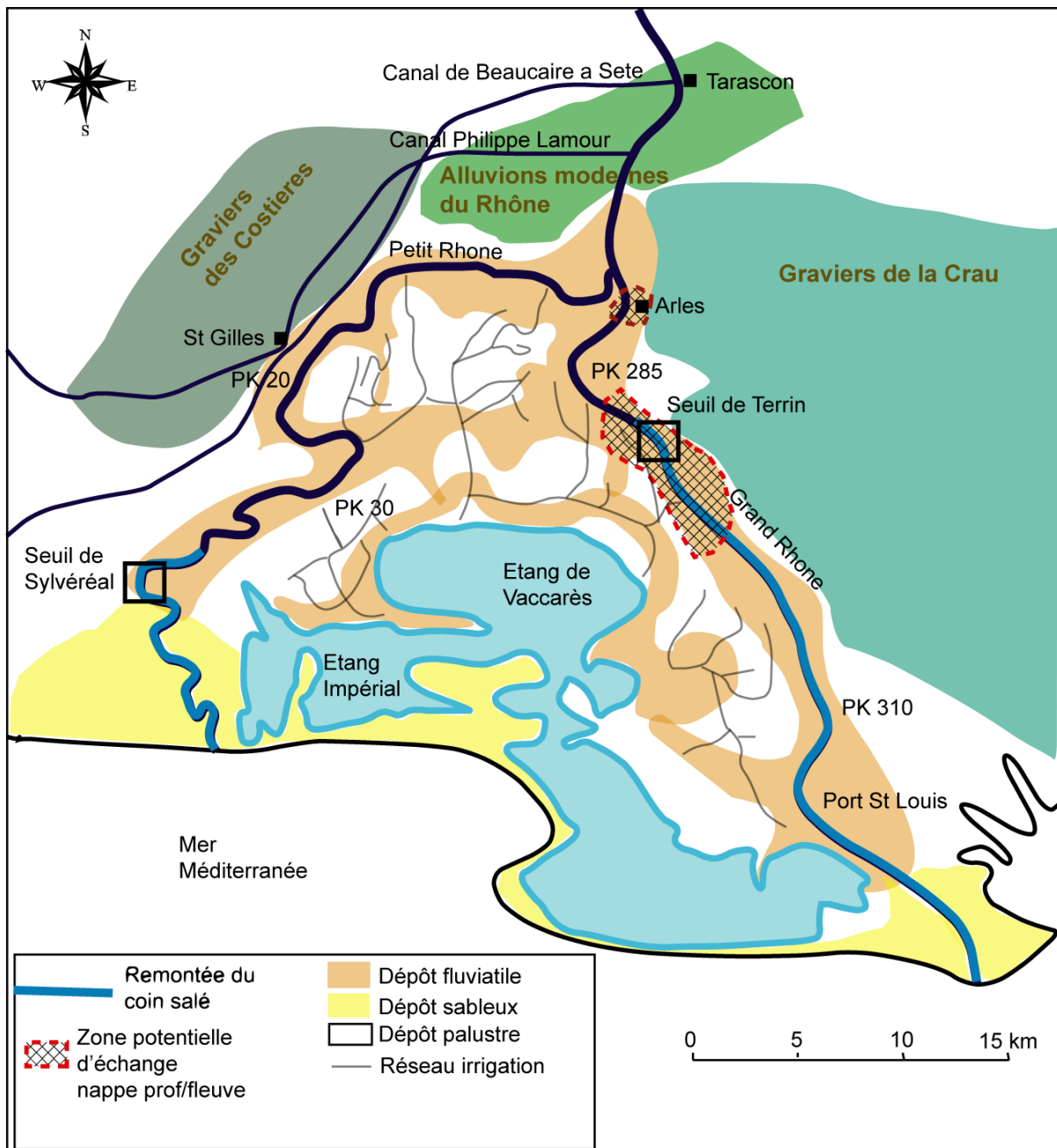


Figure 37 : Position des points de contact potentiels entre la nappe profonde et le coin salé.



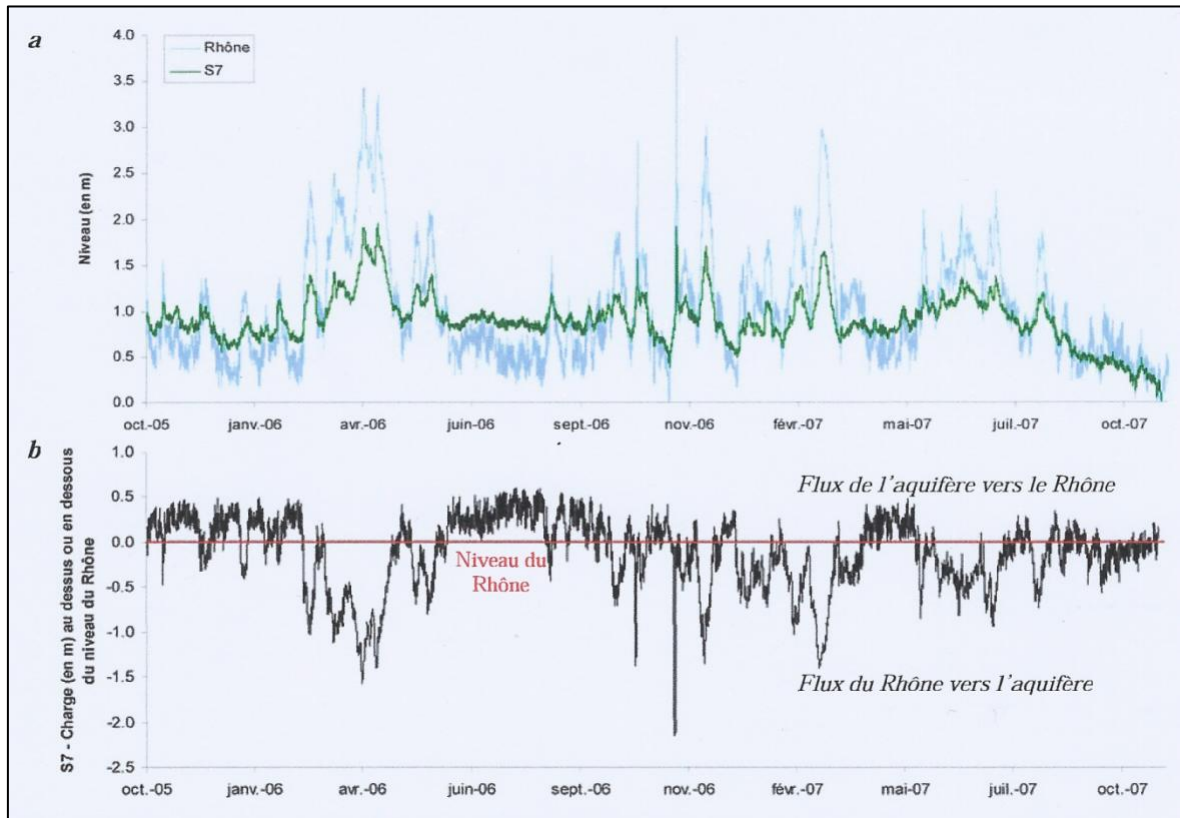
La question des échanges devient primordiale. Rappelons que les flux entre le fleuve et la nappe profonde vont être directement contrôlés par le sens du gradient hydraulique.

Contrairement au Petit Rhône, nous avons pu obtenir des informations précises sur cette problématique ; dans son remarquable travail de recherche, De Montety (2008) présente des données très pertinentes. Elle a en effet réalisé un suivi synchrone des niveaux piézométrique de la nappe et de la ligne d'eau du fleuve dans le secteur de contact entre les cailloutis et le Grand Rhône.

Le piézomètre S7 est placé au niveau du seuil de Terrin. Globalement, le niveau piézométrique de la nappe profonde est supérieur au niveau du Rhône. En particulier, en période d'étiage, la nappe alimente le cours d'eau. Les principales périodes d'inversion de gradient correspondent aux périodes de crues du Rhône, pendant lesquelles le Rhône va venir suralimenter la nappe.

Rappelons que la dynamique de remontée du coin salé au niveau du seuil de Terrin ne se produit qu'à l'été. On peut donc conclure qu'il est fortement improbable qu'il y ait simultanément des phénomènes : remontée du coin salé et alimentation du fleuve vers la nappe. Ce qui implique a priori l'absence de contamination de la nappe profonde par le coin salé. Si un tel phénomène devait se produire, il serait alors rare et de durée très limitée.

Figure 38: Variation des niveaux moyens horaires dans le Rhône et le piézomètre S7 : a- Niveaux moyens horaires au S7 et dans le Rhône ; b- Charge moyenne horaire au S7 comparée au niveau du Rhône (V. De Montety, 2008).



2.5 LA NAPPE PROFONDE ET LE BISEAU SALE

2.5.1 Un phénomène bien décrit.....

D'un point de vue hydrogéologique, les systèmes littoraux constituent des aquifères complexes de par l'interaction des eaux marines avec les eaux douces continentales. La répartition simple de la salinité avec des eaux douces flottant sur des eaux marines actuelles selon le principe de Ghyben-Herzberg nécessite l'existence d'un équilibre eau douce/eau salée stable sur un temps suffisamment long. Or les importantes variations du niveau marin, en particulier pendant le Quaternaire ont pu fortement modifier cet équilibre (Edmunds et Milne, 2001). La détermination de la répartition spatiale et temporelle des eaux douces et salées par une approche hydrodynamique couplée à une approche géochimique et isotopique constitue donc un point clef dans la compréhension de la minéralisation des eaux de ces aquifères (De Montety, 2008).

On peut distinguer deux facteurs principaux ayant pu causer une intrusion marine : un facteur naturel « géologique » et un facteur anthropique.

(i) Le facteur géologique correspond à la remontée du niveau marin depuis l'Holocène. Le niveau marin a fortement varié depuis 10 000 ans (d'une centaine de mètres environ) et n'a atteint une certaine stabilité que depuis ~6000 ans (Labeyrie et al, 1976; L'Homer et al, 1981; Edmunds et al, 2001; Vella et al, 2005). Durant la remontée importante du niveau marin, les aquifères côtiers, mis en place pendant les périodes de bas niveaux marins des glaciations quaternaires, ont été envahis par la mer. Depuis la stabilisation du niveau marin, les eaux marines ont pu être repoussées dans les aquifères où le gradient piézométrique était suffisamment élevé. Pour des aquifères à faibles gradients hydrauliques, l'intrusion marine n'a pas toujours pu être repoussée (Edmunds et Milne, 2001; Custodio, 2002; Post, 2004). La présence d'eau marine dans un aquifère peut donc correspondre à une intrusion ancienne.

(ii) Le facteur anthropique correspond à la surexploitation d'un aquifère. On parle de surexploitation lorsque les prélèvements d'eau excèdent la recharge et conduit à un abaissement du niveau piézométrique. Durant les 30 à 40 dernières années, le développement socio-économique et agricole des zones littorales a entraîné une forte augmentation des prélèvements d'eau, en particulier dans les régions où des ressources en eau alternatives, comme les eaux de surface, sont insuffisantes.

Dans le cas de l'aquifère des cailloutis profonds, les deux explications sont plausibles. On a bien une formation aquifère recouverte par des sédiments marins qui témoignent d'un cycle de ré-élévation du niveau marin ayant pu conduire à la pénétration d'eau salée dans l'aquifère. L'observation de teneurs élevées en sel dans la nappe sur le piézomètre S8 depuis les années 1960 tend à montrer l'existence héritée d'un biseau salé.

Dellery et al. (1964) proposent un état avant aménagement du secteur de Fos, relativement précis. En effet, dans une étude dédiée au potentiel en termes de prélèvement dans la nappe de la Crau, ils font un état des lieux des connaissances sur les relations entre cette nappe et la mer.

Concernant le débouché marin de la nappe des cailloutis de la Crau, ils donnent les indications suivantes :

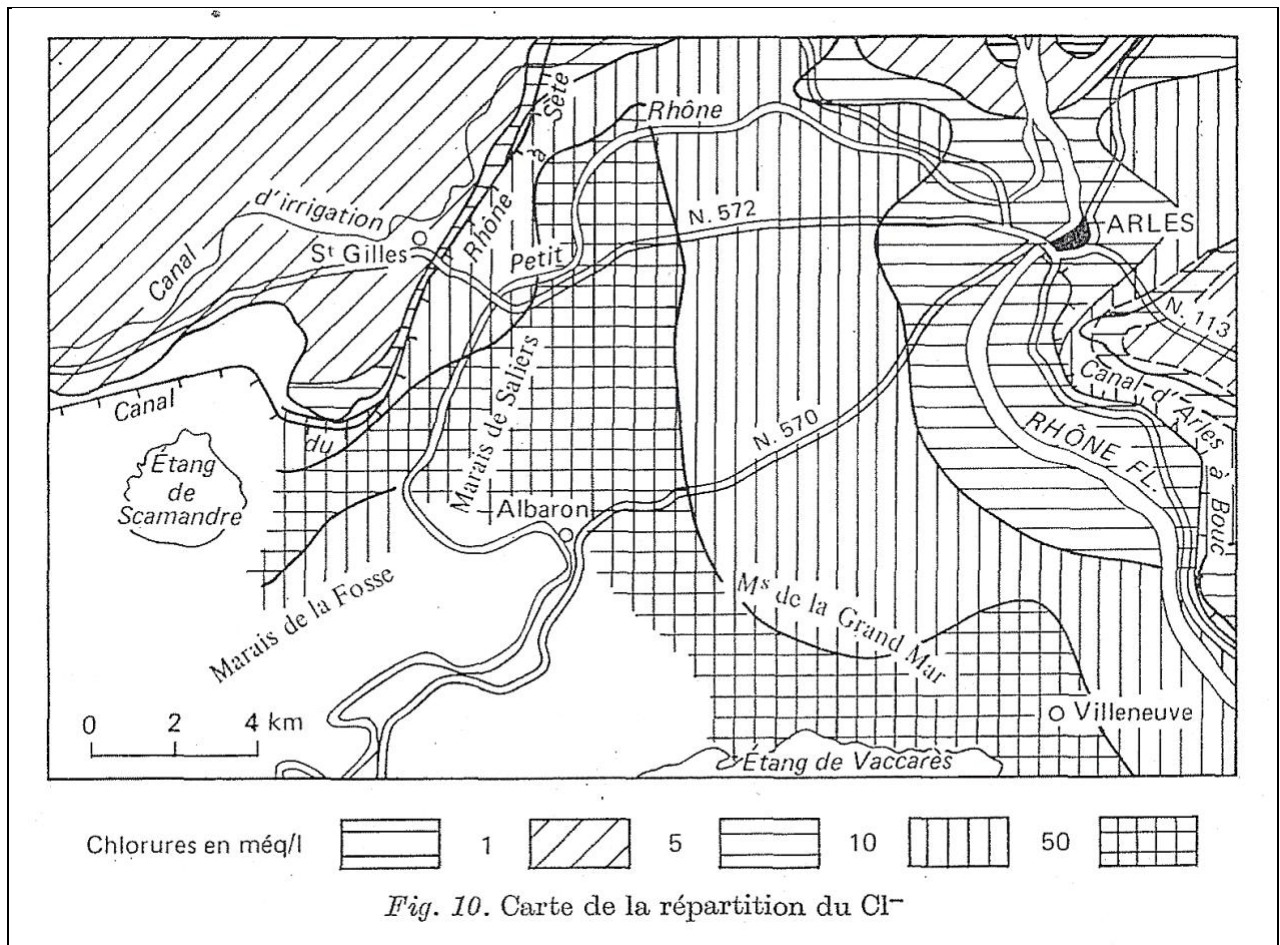
✓ Dans le Golfe de Fos, ces cailloutis sont recouverts de vases marines, très récentes, localement concrétionnées, dont l'épaisseur croît de 4 à 5 m localement à l'Est dans la région de Port-de-Bouc à 33 m au Sud-Ouest vers la pointe de la Gracieuse. Dans le fond du Golfe, les vases font place à un sable fin coquillier.

✓ Au Sud-Ouest de la pointe de St Gervias, un entonnoir a été reconnu par plongée sous-marine au fond duquel apparaissent les cailloutis de la Crau. C'est un point important : le contact de la nappe avec l'eau de mer est antérieur au creusement des darses.

De plus, afin de déterminer la position du contact eau-douce eau salée, une campagne de géophysique électrique a été réalisée (3 profils N-S entre la Roque et Fos-sur-Mer). Les cartes d'interprétation des profils électriques positionnent le biseau salé approximativement sous la raffinerie de Fos-sur-Mer. Griot (1976) propose une carte de l'extension du biseau salé plus à l'Ouest ; elle

confirme cette interprétation (biseau salé d'orientation NO-SE au Nord du Vaccarès, à comparer à la situation actuelle avec une interface orientée E-W).

Figure 39: Carte de répartition des chlorures (Griolet, 1976).

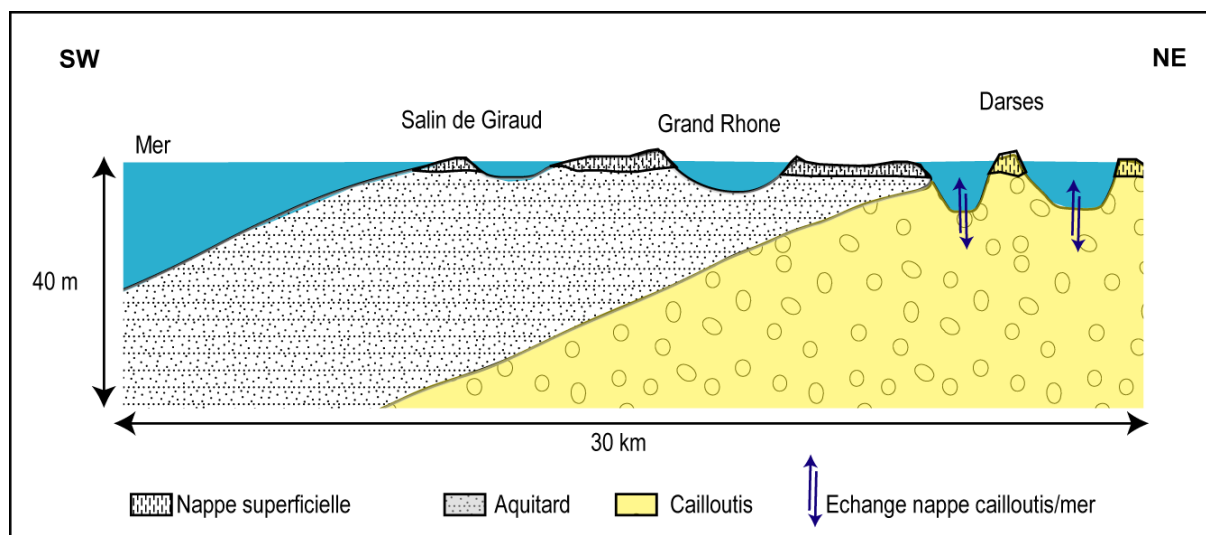


Cependant, il est remarquable de noter une forte pénétration du biseau salé dans l'aquifère depuis le début des années 70 (depuis les Salins de Giraud jusqu'à l'étang de Vaccarès). Cette pénétration peut avoir plusieurs origines :

- Le creusement des darses a conduit à augmenter significativement l'interface directe entre la nappe et l'eau de mer. Selon des informations orales transmises par le Port de Marseille, les darses 1, 2 et 3 présentent des maxima de profondeur de l'ordre de 20, 17 et 10 m. Il est reconnu que les darses 1 et 2 ont atteint le toit des cailloutis.
- Depuis les années 1960, la pression sur la nappe de la Crau a considérablement augmenté. Il est certain que ces pompages ont conduit à diminuer la charge d'eau douce, favorisant ainsi la propagation du biseau salé.

La coupe schématique ci-dessous illustre le contact entre les cailloutis et l'eau marine contenue dans les darses. Cette disposition a permis la relation directe entre l'eau de mer et les eaux de la nappe profonde.

Figure 40: Coupe schématique montrant le contact entre les cailloutis et l'eau de mer.



Un suivi du biseau a été réalisé depuis 1970, date de l'aménagement de la zone industrielles de Fos. Les campagnes annuelles portent sur 54 piézomètres (SAFEGE, 2006). Un focus particulier est réalisé autour du captage AEP de la Pissarotte.

SAFEGE (2006), sur la base des données piézométriques disponibles, observe deux périodes principales en terme d'évolution du biseau salé :

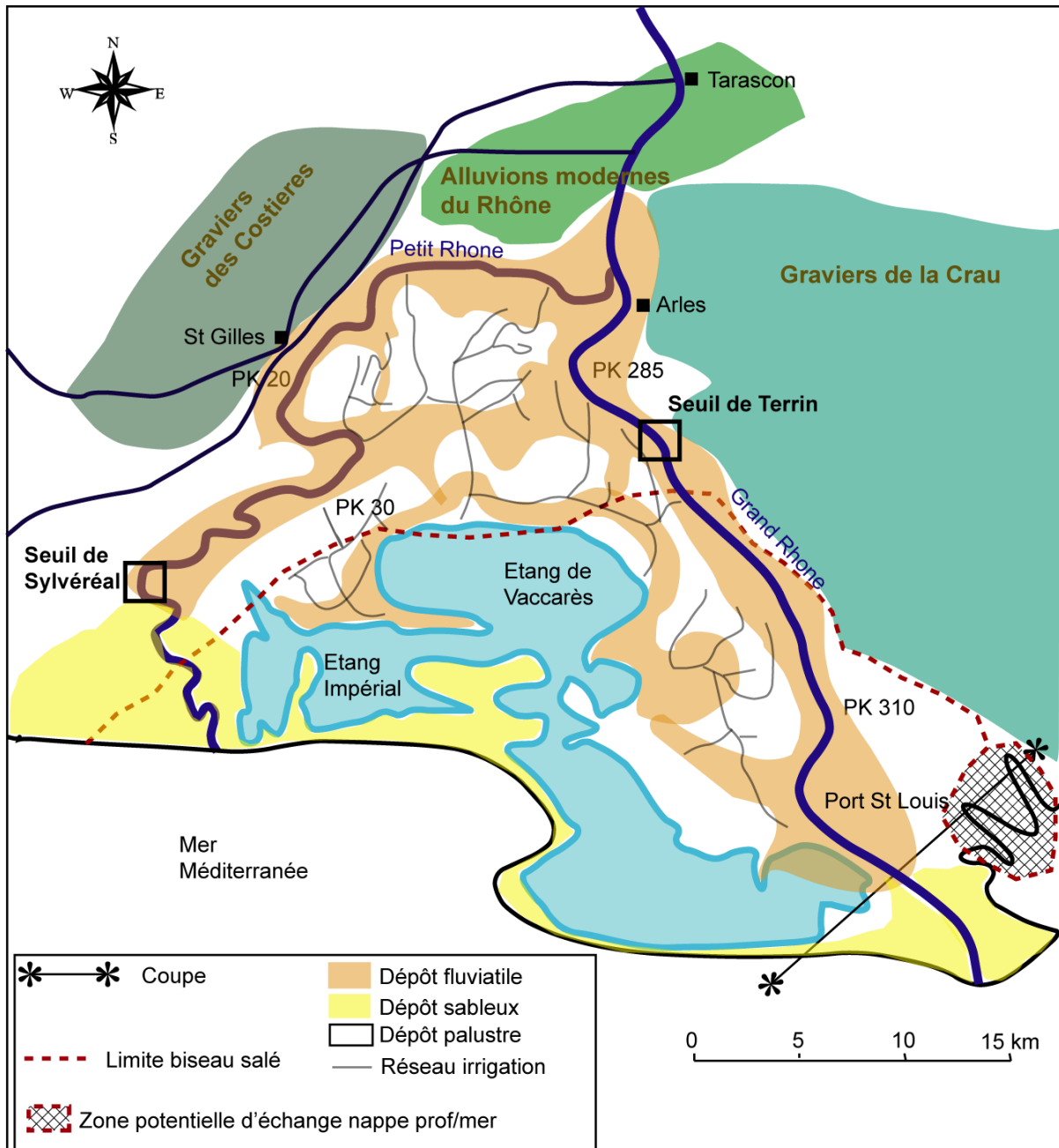
- De 1980 à 1990, on observe une baisse généralisée des niveaux piézométriques (de 20 cm à 2 m), accompagnée d'une diminution du gradient hydraulique. Cette baisse s'expliquerait par un déficit de précipitations en 1989 et une hausse des débits prélevés dans la Crau.
- De 1990 à 2006, stabilité des niveaux piézométriques.

Consécutivement, on n'observe pas de progression majeure du biseau salé depuis les années 80. Néanmoins, bien qu'il n'ait pas été observé de baisse remarquable de la piézométrie, une avancée a été observée en 2000 ; cette progression est significative sur certains ouvrages. De la même façon, on observe un recul en 2006, difficile à expliquer. Ces observations confirment la complexité du phénomène (et probablement sa forte dépendance à des prélèvements, malheureusement pas toujours déclarés).

Les auteurs insistent sur l'importance de la tranchée drainante dans le secteur de Fos qui stabilise les niveaux piézométriques dans ce secteur (et indirectement la propagation du biseau salé).

Notons qu'une modélisation a été réalisée en 2001 pour anticiper les impacts potentiels du surcreusement de la darse n°2 sur la propagation du biseau salé (ANTEA, 2001) ; elle avait alors conclu à des impacts négligeables car très localisés. Les travaux de dragage ont eu lieu en 2007.

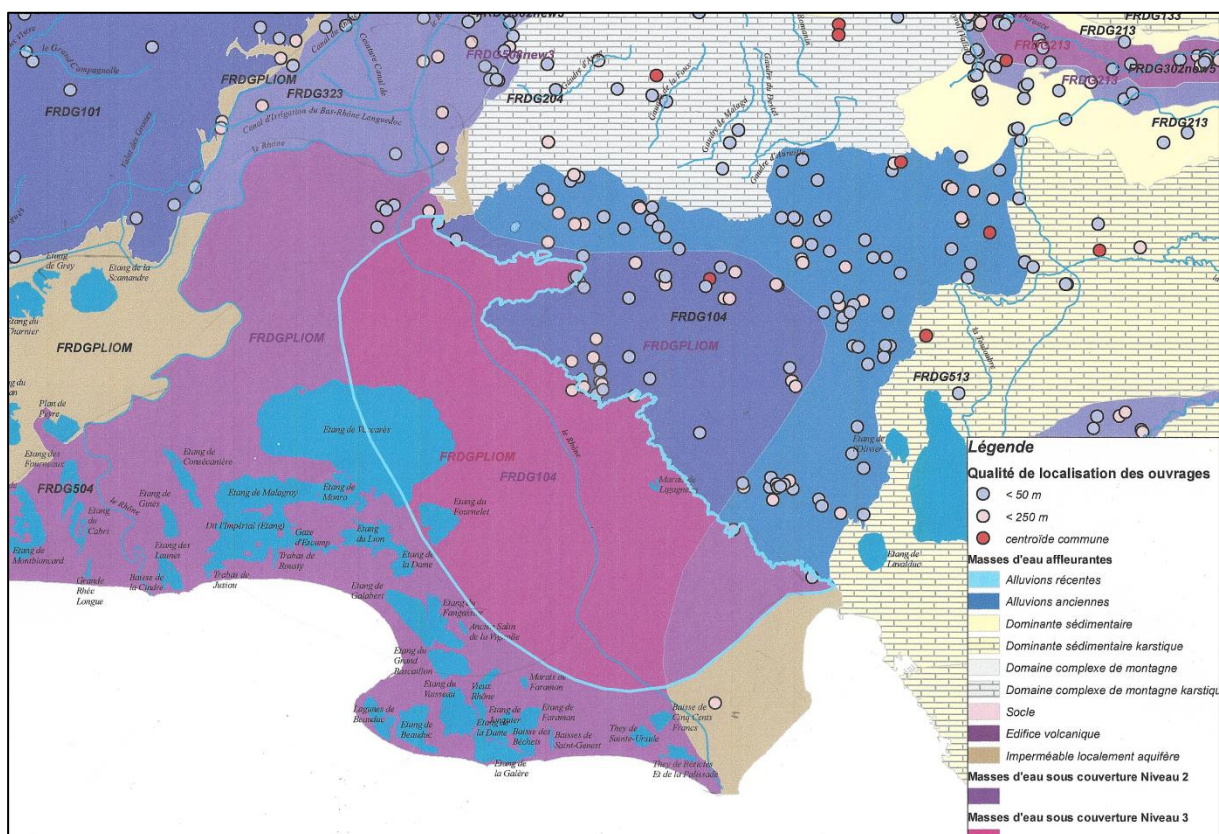
Figure 41: Carte schématique montrant les connaissances actuelles sur le biseau salé de la nappe profonde.



2.5.2 Mais un phénomène complexe à appréhender

La dynamique du biseau salé est contrôlée par un équilibre hydrodynamique complexe. Elle résulte des contraintes liées aux charges hydrauliques en eau douce imposées aux limites de la nappe captive. Si il y a une zone d'échange potentielle avec la mer par les darses au sud, la propagation du biseau salé dépend principalement de l'apport d'eau douce par les aquifères aux limites de la nappe captive : la Crau, les Costières et la plaine en amont d'Arles. La figure ci-dessous montre la carte des prélèvements en Crau et dans les Costières. Nous ne dénotons aucun prélèvement sur l'île de Camargue (aquifère profond).

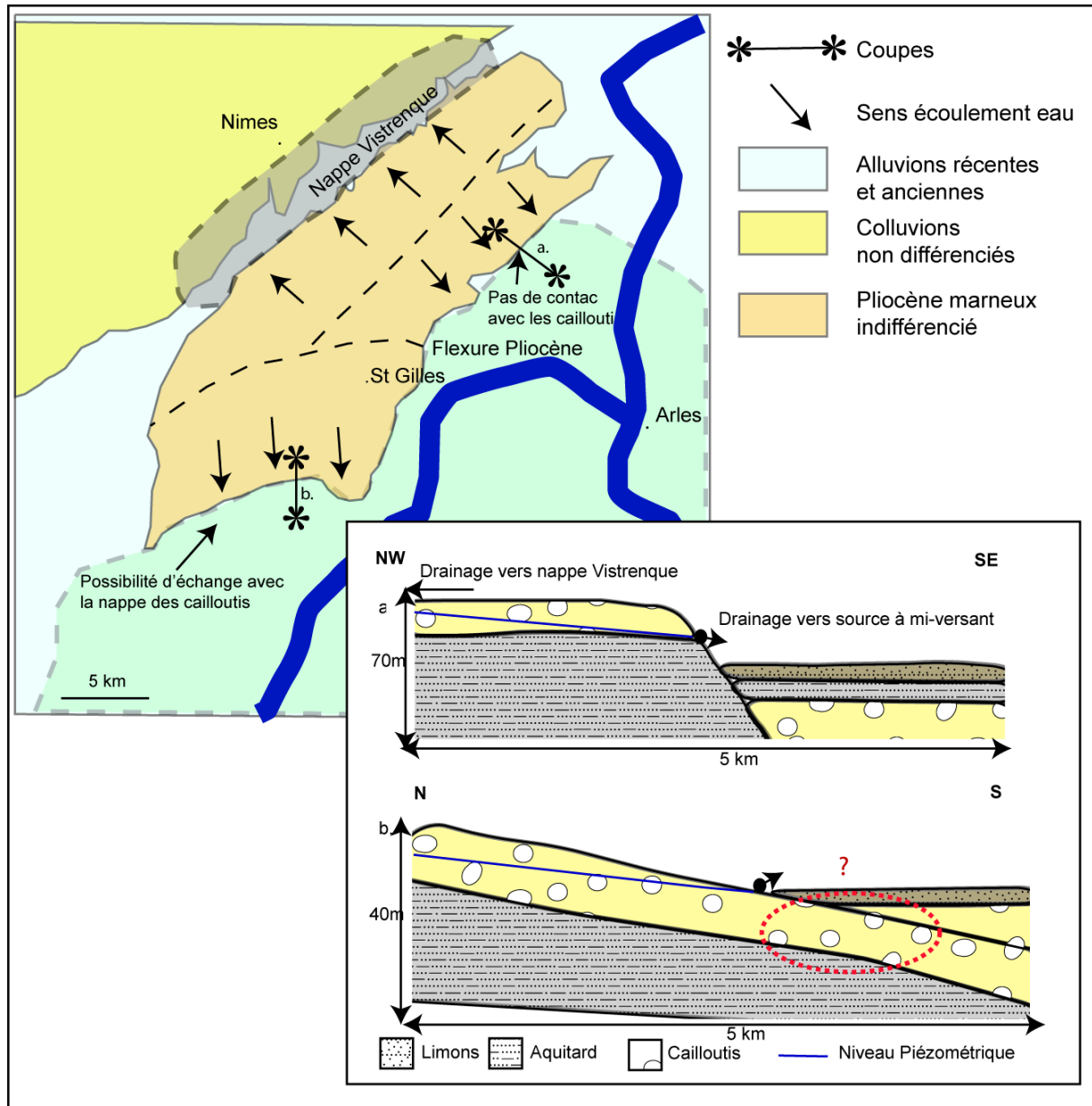
Figure 42: Masses d'eau souterraines et prélèvements (données AERMC, 2013).



Au nord de la flexure, les cailloutis des Costières sont perchés vis à vis de la plaine alluviale de Camargue, et donc des cailloutis sous-jacents de la nappe captive. Ils sont alors drainés par des sources de mi-versant que l'on retrouve dans les cartes disponibles.

Au sud de cette flexure, on n'observe pas d'exutoires perchés dans les versants mais une vaste zone de marécages (marais de Scamandre), qui pourraient indiquer une vaste zone d'exutoires. Les données de forage que nous avons consultées montrent qu'il y a bien contact entre les deux formations et que l'on peut donc supposer une continuité hydraulique avec une alimentation locale de la nappe profonde par les cailloutis des Costières.

Figure 43: Carte simplifiée de l'apport d'eau douce par les Costières et coupes géologiques schématiques explicatives des relations hydrauliques entre les cailloutis des Costières et les cailloutis de la nappe profonde de Camargue.



Cette hypothèse de continuité dans le secteur de Scamandre-Albaron, est aussi proposée par Griollet (1976).

Concernant l'alimentation par la plaine alluviale de Tarascon, Griollet (1976) montre qu'il y a bien alimentation de la nappe captive par la nappe libre alluviale. Une approche par des teneurs en tritium montrent aussi que les vitesses d'écoulement sont très lentes et que de ce fait les eaux marines n'ont pas été entièrement lessivées.

Au vu du fonctionnement hydrodynamique décrit et des données disponibles, le niveau du Rhône peut impacter l'équilibre hydrodynamique global de deux manières :

- ✓ En amont d'Arles, en influençant la charge hydraulique des alluvions modernes du Rhône.
- ✓ Au niveau du seuil de Terrin, par la relation directe entre le fleuve et la nappe captive.

Il est difficile de statuer a priori sur l'intensité de ces impacts. Seule une modélisation hydrodynamique 3D pourrait essayer de répondre précisément à cette problématique.

Ceci étant, si l'on raisonne par ordres de grandeur des surfaces d'interface eau douce/eau salée, on peut hiérarchiser les limites de la façon suivante, du plus important au moins important :

- ✓ Crau.
- ✓ Plaine de Tarascon.
- ✓ Costières.
- ✓ Rhône au niveau du seuil de Terrin.

3. QUEL IMPACT D'UNE BAISSSE DU DEBIT DU FLEUVE SUR LES DYNAMIQUES DE SALINISATION ?

3.1 QUELLES SONT LES DYNAMIQUES ACTUELLES DE SALINISATION DES HYDRO SYSTEMES SOUTERRAINS?

3.1.1 Des évidences...

La synthèse géologique a permis de différencier trois entités hydrogéologiques en Camargue : un aquifère superficiel, un aquitard puis un aquifère profond.

- En ce qui concerne l'aquifère superficiel, il est important de préciser qu'il se divise en plusieurs nappes superficielles, plus précisément en lentilles d'eau douce. Cette eau est contenue dans deux types de dépôts : les cordons sableux littoraux et les bourrelets fluviaux.

- L'aquitard, quant à lui, est le résultat de dépôts marins qui se sont déposés lors de la transgression du quaternaire et qui forment une couche imperméable à grande échelle.

- Enfin, l'aquifère profond est constitué de cailloutis très perméables et correspond à une formation perméable en grand qui abrite une nappe captive. Ce dernier est en contact géologique avec les formations affleurantes en Crau, avec les cailloutis des Costières dans le secteur de Scamandre et aussi avec les alluvions modernes du Rhône (plaine de Tarascon et secteurs de Arles).

Suite à cela, les vecteurs de propagation de l'eau salée ont été identifiés notamment l'apport du coin salé par le biais des cours d'eau, du biseau salé en cas de contact entre les nappes et les eaux maritimes, et enfin par les embruns par infiltration des eaux de pluie.

Une fois les hydro systèmes et les vecteurs de propagation identifiés, nous avons pu croiser les données pour comprendre les dynamiques actuelles de salinisation des hydro systèmes souterrains :

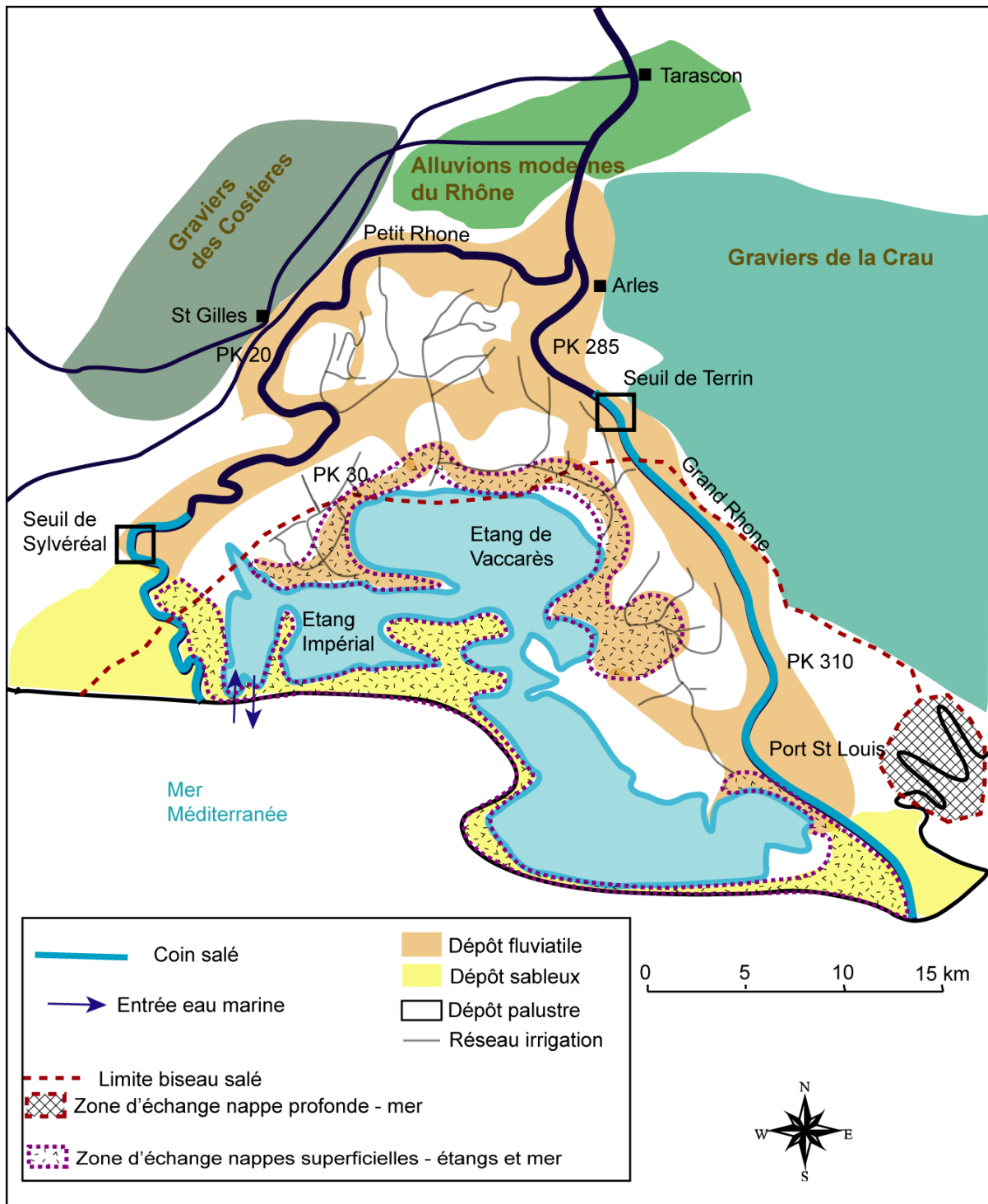
- Les nappes superficielles peuvent être contaminées par de l'eau salée, secondairement, par le biais des étangs qui sont en contact avec la mer, ou par les eaux de mer pour les nappes relatives aux cordons dunaires, selon des dynamiques locales de biseaux salés. En effet, Vallet-Coulomb (2009) a démontré que l'évaporation intense est le principal facteur de salinisation des nappes superficielles. Concernant l'absence de relations fortes entre le Rhône et les nappes superficielles, c'est aussi l'interprétation que fait Griollet (1976) au vu des données piézométriques dont il dispose.

- La nappe profonde est contaminée par de l'eau salée résiduaire et aussi par la pénétration d'un biseau salé de dynamique actuelle. Cette propagation trouve probablement son origine par le biais des darses où la nappe et la mer sont en contact, et par l'augmentation significative des prélèvements dans la nappe de la Crau ces 40 dernières années ; en, 2006, les prélèvements AEP dans la nappe de la Crau sont de 29 Mm³/an, ceux destinés à l'industrie de l'ordre de 17 Mm³/an et ceux pour l'agriculture d'environ 24 Mm³/an. Selon le SYMCRAU, les prélèvements industriels et AEP auraient subi une augmentation spectaculaire avec l'aménagement de la zone de Fos depuis les années 60 (400% d'augmentation de la population sur le secteur) ; et il est probable que les prélèvements agricoles soient en augmentation constante depuis les années 90 avec le développement des systèmes d'irrigation modernes.

La remontée d'un coin salé lors des étiages du Rhône ne peut théoriquement pas avoir d'impact sur la nappe profonde ; des contaminations localisées dans le temps et dans l'espace sont possibles dans les nappes superficielles en contact avec les eaux du fleuve. Ce point est rediscuté plus avant dans le rapport.

Pour illustrer ces conclusions, nous pouvons proposer la figure suivante qui résume les échanges potentiels entre les nappes superficielles et profondes, le biseau salé et le coin salé.

Figure 44 : Schéma de synthèse des phénomènes de salinisation des hydro systèmes souterrains en Camargue.



3.1.2 Des incertitudes, des imprécisions

Il est nécessaire de rappeler que les résultats présentés ici relèvent d'une approche à grande échelle. Les dynamiques sont régionales et les périodes temporelles discutées de l'ordre du mois. Il est évident que localement, on peut observer des dynamiques locales et ponctuelles plus complexes.

C'est notamment le cas pour d'éventuelles contaminations de nappes superficielles lors de la remontée du coin salé dans le Petit et le Grand Rhône. Des phénomènes locaux et temporaires de suralimentation de la nappe par le fleuve sont possibles, en particulier dans le Petit Rhône qui présente un méandrage important. A ce sujet, si cette problématique est jugée prioritaire sur certains secteurs, il serait judicieux d'installer un réseau piézométrique dans les nappes d'accompagnement du Rhône pour mieux comprendre les dynamiques d'échange nappe-cours d'eau.

La dynamique du biseau salé dans la nappe profonde est extrêmement complexe ; elle résulte de facteurs internes à la nappe (distribution des paramètres hydrodynamiques, surfaces en contact avec la mer,...) et de facteurs externes (charges aux limites, elles mêmes influencées par les dynamiques de prélèvements et de recharge des aquifères bordiers). Les avis proposés doivent donc être considérés comme des avis d'experts ; seule une modélisation hydrodynamique 3D pourrait permettre de quantifier l'influence des facteurs explicatifs (dont le débit du Rhône), sur la dynamique de propagation du biseau salé.

Pour finir, ajoutons une incertitude forte sur les relations hydrauliques souterraines entre la nappe profonde des cailloutis en Camargue et les cailloutis des Costières. Une étude hydrogéologique détaillée sur les connexions entre l'aquifère profond des cailloutis en Camargue, et les cailloutis des Costières serait utile.

Il existe également des interrogations sur une possible entrée d'eau salée à l'Ouest du Petit Rhône. Des mesures locales sur des forages au Grau du Roi, ont permis d'observer une salinité élevée au sein de la Petite Camargue, il serait donc intéressant de faire des mesures plus poussées de salinité et de poser des piézomètres afin de connaître l'origine de cette salinité et son évolution spatiale et temporelle.

3.2 QUEL IMPACT LES ETIAGES REMARQUABLES DU RHONE PEUVENT ILS AVOIR SUR CES DYNAMIQUES ?

Au vu des considérations présentées ci-dessus, l'impact d'une baisse importante du débit du fleuve ($Q < Q_{mna5}$) peut être réduit aux considérations suivantes :

- ✚ La baisse de débit durant les étiages sévères du fleuve ne peut pas avoir d'impact direct et important sur la salinisation des nappes superficielles. Le seul impact indirect potentiel serait celui d'un pompage d'eaux salées, pour l'irrigation, dans le Petit ou le Grand Rhône, simultanément à une remontée du coin salé.

- ✚ La baisse du débit durant les étiages du fleuve peut avoir un impact potentiel sur la salinisation de la nappe profonde en favorisant la pénétration du biseau salé. En effet, une diminution de débit se traduit automatiquement par une perte de charge dans la nappe alluviale associée, que ce soit dans le secteur de la plaine de Tarascon, ou dans les zones de contact direct entre les alluvions modernes et les cailloutis dans le secteur d'Arles. Cette perte de charge sur certains limites est stricto sensu un facteur favorable à la propagation du biseau salé observé dans la nappe profonde. Ceci étant, au de l'importance relative des interfaces de contact entre nappe libre et nappe captive (relativement faible pour les alluvions du Rhône au regard de la superficie du contact entre les cailloutis de la nappe captive et les cailloutis de la nappe de la Crau), ce facteur peut être considéré comme secondaire, voire négligeable en première approximation. En effet, au vu de la configuration hydrodynamique, c'est les prélèvements en nappe de la Crau qui influencent le plus la dynamique actuelle de propagation du biseau salé.

4. REFERENCES DOCUMENTAIRES

- Arnaud-Fassetta, G., 1998** - Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse, Université d'Aix-Marseille I, 329 pp.
- Arnaud-Fassetta G., Landuré C., 1997** – Occupation du sol et contraintes fluviales dans le delta du Rhône.
- Arnaud-Fassetta G., Provansal M., 1993** - Méditerranée, Tome 78, La Camargue et le Rhône, hommes et milieux. pp. 31-42.
- Antonelli, C., 2002** - Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval, Thèse. Université de Provence (Aix-Marseille I), 279 pp.
- Ambrosy, M., 2003** - Synthèse hydrogéologique et géochimique du delta de la Grande Camargue. Rapport de DEA, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 66 pp.
- ANTEA, 2001** - Influence du projet de dragage dans la Darse 2 sur la position du biseau salé dans la nappe de Crau; Commune de Port-Saint-Louis du Rhône. Rapport d'étude pour le compte du Port Autonome de Marseille, 27 p.
- AufRAY R., De Montety V., Perennou C., 2007** – Evolution de la Camargue : hydrologie. Observatoire de la Camargue, rapport d'étape, 7 p.
- Baudoin P., Durozoy G., Utard M.; 1967-** Etude par prospection électromagnétique aérienne d'un contact eau douce eau salée dans le delta du Rhône; Rapport BRGM n°67 SGN 154 DS.
- Berard P., Marchal J.P., Sauvel P. 1987** – Autoroute A9. Etude d'environnement. Mise en 2x3 voies. Secteur de Nîmes. Impacts sur les eaux superficielles et souterraines. Rapport du BRGM, 75 p.
- Berard P., Daum J.R., Martin J.C., 1995** - « Martcrau » : Actualisation du modèle de la nappe de la Crau. Rapport BRGM n° R 38199.
- Biscaldi R., 2006** - Aquifères et eaux souterraines en France. Tome 2 : La Crau ; BRGM Editions, Ouvrage Collectif sous la Direction de J.C. Roux, p. 734-737.
- Bossy G., 1965** - Documents sur la nappe alluviale de la Basse Durance et de la Crau. 1953-1962. Institut de Géologie CERGA, Université de Montpellier II, Faculté des Sciences, en association avec l'Université d'Aix Marseille. 53 p.
- Boulot F., Braconnot P., Marvaud P., 1967** - Détermination numérique des mouvements d'un coin salé. La Houille Blanche, n°8, p. 871-878.
- Boyer J., Duvail C. et Le Strat P., 2004** – Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire.
- BRLi & SEPIA, 1999** – Projet d'aqueduc LRC. Etude RMC7. Conséquence du prélèvement du débit supplémentaire sur l'équilibre du coin salé dans le Rhône aval. Note de synthèse pour le compte de la SEP pour l'aqueduc LR-Catalogne, 15 p.
- BRLi, 2004** - Etude hydraulique et hydro biologique des canaux de Camargue. Volume 1 : état des lieux et diagnostic. Pour le compte du Parc Naturel Régional de Camargue. 259 p.
- Chauvelon, P., 1998** - A wetland managed for agriculture as an interface between the Rhône river and the Vaccarès lagoon (Camargue, France): transfers of water and nutrients. Hydrobiologia,373/374: 181-191.
- Chauvelon et al.,** - Gestion Intégrée d'une Zone humide littorale méditerranéenne aménagée : contraintes, limites et perspectives pour l'Ile de CAMargue (GIZCAM). Programme LITEAU 2. Rapport scientifique. 86 p.
- Cluseau R., 1962** – Etude géophysique de la nappe de la Crau dans la région de Fos sur mer.
- Colomb E., Gieu G., Masse J.P., Rouire J., Roux M., Damiani L., Durozoy G., Putallaz J., 1975** - Notice de la carte géologique au 1 : 50 000 de Istres; Document BRGM, 47 p.
- Corbier P., Abou Akar A. et Karnay G., 2007** – Caractérisation des biseaux d'eau salée exploités sur le pourtour du Bassin d'Arcachon et expérimentation sur 3 sites tests.

- Custodio, E., 2002** - Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines and Massone (Editors), Groundwater and human development, pp. 1905-1918.
- Daum JR., 1996** – Méthodes et moyens de contrôle des biseaux salés dans les aquifères littoraux.
- Davey, S., 2005** - Phénomène du coin salé dans le Grand Rhône. Rapport de stage, Compagnie Nationale du Rhône, Avignon, 26 pp.
- De Montety V., 2008** – Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque – cas de la Camargue (Delta du Rhône, France). Thèse de l'Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse. 280 p.
- De Montety V., B. Blavoux, O. Radakovitch, C. Vallet-Coulomb, 2012** - Les isotopes du carbone pour déterminer l'influence de la matière organique sédimentaire sur la minéralisation des aquifères littoraux - Exemple de l'aquifère de Camargue. Actes des Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux », 6 p.
- Dervieux A., Aznar JC.** – La gestion de l'eau en Camargue : une manière de domestiquer la nature. Diagnostic territorial du Parc naturel régional de Camargue.
- Doutriaux, 2008** - Le Rhône en 100 questions. Rapport de la ZABR (Zone Atelier Bassin du Rhône). " L'eau salée remonte t'elle dans le fleuve ?" Ouvrage collectif édité par le GRAIE, 300 p.
- Durozoy C., Margat J., 1966** – Un exemple de bilan d'eau annuel d'une nappe libre : la nappe de la Crau.
- Frissant N., René-Corail C., 2005** – Le phénomène d'intrusion saline à La Réunion : état des connaissances et synthèse des données disponibles.
- Grailat A., Viroulaud PH., 1993** – Réalisation d'un dispositif d'observation de la remontée du biseau salé en cours de pompage du Rhône.
- Griolet, C., 1972** - Etude Hydrogéologique de la costière du Gard et de la partie Nord du delta du Rhône. Thèse, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier.
- Griolet, C., 1976** - Hydrodynamique et hydrochimie du complexe aquifère de haute et moyenne Camargue, Hydrogeology of great sedimentary Bassins Congress. IAH-IAHS Publication, Budapest, Hongrie, pp. 351-369.
- Hentinger R., 1968** – Etude du biseau salé par carottage électrique dans le Var et Bouche du Rhone.
- Heurtaux 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; Rapport BRGM.
- Jean, M., 1975.** La maîtrise des plans d'eau en Camargue - Livre Blanc, DDA des Bouches du Rhône.
- Jean, M. et Tony, C., 197x** - Influence des irrigations et du drainage sur le régime des eaux en Camargue. Rapport, DDA des Bouches du Rhône, Arles, 11 pp.
- Kloppmann W., Bourhane A., Schomburgk S., Asfirane F., 2011** – Salinisation des masses d'eau en France : du constat au diagnostic.
- L'Homer A., Clairefond P., 1975** - Notice de la carte géologique au 1 : 50 000 des Saintes Maries de la Mer. Document BRGM, 42 p.
- L'Homer A., Roux M., Toni C., Bazille F., Damiani L., Durozoy G., 1987** - Notice de la carte géologique au 1 : 50 000 de Arles ; Document BRGM, 73 p.
- Levasseur L., Doutriaux E., 1992** - Le coin salé du Grand Rhône et les travaux du creusement du seuil de Terrain. SHF 22 ème journée de l'Hydraulique. 9 p.
- Machet C., Le Normant C., Dribault P., Boulet T., Genty P., Jouve D., 1999** – Projet d'aqueduc LRC. Etude RMC7. Conséquence du prélèvement du débit supplémentaire sur l'équilibre du coin salé dans le Rhône aval. Rapport d'étude EDF pour le compte de la SEP pour l'aqueduc LR-Catalogne, 99 p.

- Maillet M., Vella C., Provansal M. et Sabatier F., 2006** - Connexions entre le Rhône et son delta : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le début du XVIIIe siècle. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2006, n° 2, p. 111-124
- Marinos, P., 1969** - Etudes hydrogéologiques en Camargue (volume II). Thèse, Université de Grenoble, 139 pp.
- Oomkens E., 1970** - Depositional sequences and sand distribution in the post-glacial Rhone delta complex. In Deltaic sedimentation. Soc. of Ec. Pal. and Min., Special publication n° 15, p. 198-212.
- Paul, M., 2004** - Etude hydrogéologique et géochimique des aquifères de Camargue. Rapport de DEA, Université d'Aix-Marseille III, 30 pp.
- Poul X., Bayer F., Buard C. 1976** - Etude Hydrogéologique de la Costière-Vistrenque (Gard). Rapport BRGM, 120 p.
- Provansal M., Arnaud-Fassetta G., Vella C., 2004** – Géomorphologie du delta du Rhône. Réserve naturelle Nationale de Camargue, 2012 – Suivi scientifique.
- Provansal M., Radakovitch O., Sabatier F., 2012** - Le Rhône aval en 21 questions. Ouvrage collectif édité par le GRAIE, 54 p.
- Petit V., 1980** - Etude et modélisation de la variabilité de l'évapotranspiration réelle. Application au bilan hydrologique de la Plaine de la Crau. Thèse en sciences de l'Eau, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Roure, S., Duvail, C., Aunay, B. et Le Strat, P., 2004** - Géodynamique des systèmes plio-quadernaires des nappes alluviales de la plaine de la Crau. BRGM report RP-53088-FR, 69 pp.
- SAFEGE, 2006** - Synthèse de la surveillance du biseau salé sur la nappe de la Basse Crau et sur le captage de la Pissarotte. Etude pour le compte du Port Autonome de Marseille. 44 p. + annexes.
- Savey P., Pommier M., Marvaud P., 1972** - Observations et mesures effectuées sur les coins salés du Grand et du Petit Rhône. La Houille Blanche, N°2-3, p. 151-162.
- Schoeller H., ?** – Salinité des eaux souterraines. Evapotranspiration et alimentation des nappes. 7 p.
- Vallet-Coulomb C., Radakovitch O., De Montety V., Hermitte D., Sonzogni C., Ollivier P., Paul M., 2009** – L'eau souterraine en Camargue. In "Le golfe du lion : un observatoire de l'environnement en Méditerranée", Edition QUAÉ, p. 151-166.

