

Dynamiques environnementales dans la partie occidentale du delta du Rhône du Néolithique à l'époque romaine

Tony REY¹

Résumé:

Cet article est une synthèse des résultats géomorphologiques et paléoenvironnementaux obtenus sur la partie occidentale du delta rhodanien (Rey, 2006) dont les conclusions permettent des reconstitutions paléo-hydrologiques et paléo-géographiques du Néolithique ancien à l'époque romaine. Au cours de ce long intervalle qui caractérise la phase « bloquée de la Petite Camargue », l'extension spatiale de la plaine deltaïque reste circonscrite entre le talus des Costières et le paléo-cordon des Sables. Une vaste lagune occupe la plaine. Son rythme s'accorde aux transgressions et régressions lagunaires corrélatives au colmatage sédimentaire, aux variations du niveau marin et du trait de côte. Fait majeur dans cette partie du delta vers 3000 BC, une avulsion débute par la formation d'une crevasse fluviale. Mais l'avulsion fut soit partielle, soit à avorter à cause d'un rivage trop éloigné sans passe marine ou lagunaire à proximité ou encore un gradient hydraulique trop faible. En dépit de cela, le fonctionnement intermittent de la crevasse fluviale a garanti une activité fluviale au moins jusqu'à l'antiquité tardive. L'étude de la crevasse fluviale et de ses phases de réactivation révèle un fonctionnement fluvial atypique qui en plus constitue un marqueur géomorphologique et hydro-sédimentaire fort, dont certains signaux sont synchrones de dynamiques propres internes aux deltas (autocyclicité) et externes (forçage climatique et activités humaines) identifiés à l'échelle du bassin versant rhodanien.

Mots clés : Rhône, delta, Petite Camargue, crevasse fluviale, paléodune, paléorivage, Néolithique

¹ Université de Montpellier 3 - UMR GRED-GESTER -Route de Mende, 34199 Montpellier Cedex 5, France Correspondance - tony.rey@univ-montp3.fr

Abstract: Environmental dynamics in the western delta of the Rhone from the Neolithic to Roman times

This paper points out the results of geomorphologic and palaeoenvironmental researchs obtained on the western part of the Rhone Delta (Rey, 2006) whose the conclusions permit palaeohydrology and palaeogeographical reconstitutions between Neolithic and Roman period. During the period which characterize the "blocked Petite Camargue" phase, the extension of the deltaic plain is limited between the bank of the Costières and the palaeodune of Sables. Coastal lagoons occupy the floodplain. Its evolution follows the transgression and regression phases of the lagoon because of sedimentary infilling, sea level changes and coastline evolutions. Around 3000 BC, an avulsion starts with the formation of a crevasse-splay but the avulsion has been partial or failed because the coast was closed without proximate marine or lagoon inlet and an hydraulic gradient too low. Despite it, the crevasse-splay complex will stay an active fluvial system until Late Antiquity. The study of the crevasse-splay complex and the different phases of fluvial activity reveals an atypical fluvial process and environment which constitutes some high geomorphological and hydro-sedimentary signals. The signals are synchronous with internal autocyclic controls of deltas and also external allocyclic controls (climatic forcing and human activity) identified in the Rhône basin.

Key words - Rhone, delta, Petite Camargue, crevasse splay, palaeo-ridge, palaeo-coast, Neolithic

ملخص : ديناميات البيئة في الدلتا الغربية من نهر الرون من العصر الحجري الحديث إلى العصر الروماني

تحوصل هذه المقالة النتائج المورفولوجية والبيئية التي تم التوصل إليها في الجزء الغربي من دلتا نهر الرون (راي، 2006) والتي تسمح باعادة بناء وتسلسل الرصدات الهيدرولوجية والجغرافية القديمة الممتدة من العصر الحجري الحديث إلى العصر الروماني. وخلال هذه الردهة الطويلة التي تميز مرحلة "انحسار وانسداد لابوتيت كامارغ"، ظل امتداد سهل الدلتا محصورا بين منحدر الكوستيار وشوكي الرمال القديم. وتغمره عاذا بحيرة كبيرة. وينسجم نسق الانحسار والإمتداد في البحيرة مع الإنسداد الرسوبي، والتغيرات في مستوى سطح البحر والساحل. كما يبرز عامل رئيسي في هذا الجزء من الدلتا حوالي عام 3000 ق م، يتّثل في فصل جزئي لمجرى النهر إثر صدع. أو إنتلام نهري مرده إما إحباط بسبب ابتعاد الشاطئ مع انعدام النفاذ إلى البحر وإما انخفاض وضعف معامل

التدرج الهيدروليكي. ورغم ذلك، ضمن الإنثلام نشاطا نهريا ولو متقطعا على الأقل حتى أواخر العصور القديمة. وقد كشفت دراسة الفرجة النهرية ومراحل إعادة تنشيطها عن سير نهري شاذ كعلامة مورفولوجية ومائية ورسوبية قوية دالة ومميزة للإشارات الحيوية الخاصة الملازمة لداخل الدلتا (autocyclicity) من جهة والخارجية المتزامنة (إجبارات المناخ والأنشطة البشرية) التي تم تحديدها على نطاق الحوض السفحي لنهر الرون (NDLR).

كلمات البحث : دلتا الرون، كامارغ، الفرجة النهرية، شوكي الرمال القديم، الخط الساحلي القديم، العصر الحجري الحديث

Introduction

La configuration actuelle du delta du Rhône résulte d'une longue construction au cours de l'Holocène. Cette histoire s'est écrite sous l'effet conjugué de la transgression marine postglaciaire, des apports fluviaux des cours d'eau rhodaniens et de leur avulsion et des dynamiques littorales (Vella *et al.*, 2005 ; Rey *et al.*, 2009). Depuis 6000 ans BP la progradation de la plaine deltaïque rhodanienne est compatible avec une relative élévation du niveau marin plus ou moins discontinue, aucun mouvement négatif n'est perçue depuis 4000 ans BP (Laborel *et al.*, 1994). Outre les variations eustatiques, les distributaires participent largement à la construction de la plaine deltaïque rhodanienne avec plusieurs phases d'impulsions sédimentaires (détritisme important) corrélées à des forçages climatiques et/ ou climato-anthropiques reconnus dans et/ou sur l'ensemble bassin versant rhodanien (Bruneton *et al.*, 2001 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Berger *et al.*, 2002 ; Mastronuzzi et Sanso, 2002 ; Berger *et al.*, 2003 ; Provansal *et al.*, 2003 ; Van der Leeuw *et al.*, 2005).

Les études géomorphologiques ont révélé une dichotomie est-ouest dans le fonctionnement du delta. Il semble que celui-ci soit resté longtemps axé sur les parties centrale et orientale du deltas caractérisées par de nombreux paléochenaux et d'imposants lobes deltaïques évidence (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Provansal *et al.*, 2003 ; Raccasi, 2003 ; Maillet, 2005 ; Vella *et al.*, 2005). *A contrario*, la plaine occidentale du delta (nommée Petite Camargue) constitue jusqu'à l'époque romaine un espace exigü, « dépourvu » d'important cours d'eau rhodanien, et alors préférentiellement assujetti aux dynamiques marines et lagunaires (Rey, 2006 ; Rey *et al.*, 2009).

Dans cet espace limité au nord par le talus des Costières (composé de galets) et au sud par le cordon littoral fossile des Sables, apparaît en surface une empreinte alluviale imputable à un ancien chenal rhodanien nommé le Rhône des Tourradons (L'Homer *et al.*, 1981 ; L'Homer, 1987). L'existence de ce chenal semble confortée par des indices archéologiques comme la proximité du port de commerce protohistorique d'Espeyran situé sur les hauteurs des Costières (Barruol et Py, 1978 ; Py et Roure, 2002) et le gisement archéologique de l'époque romaine découvert dans les marais de la Fosse (Jéolas, 1979).

Mais plusieurs arguments contradictoires conduisent à interpréter différemment ces formes fluviales:

- Le chenal étroit n'est plus visible sur le terrain alors qu'ailleurs les paléochenaux rhodaniens demeurent tout à fait visibles (Rhône de Saint-Ferréol, Ulmet, Peccaïs...).
- Il n'y a pas d'embouchure marquée ni par des cordons littoraux ni par un appareil d'embouchure quelconque comme pour les autres grands chenaux du delta.
- D'autres auteurs (Russel, 1942 ; Kruit, 1955) ont interprété les empreintes de divagations comme appartenant à une crevasse fluviale et non à un chenal alluvial.

Quant à la chronologie du fonctionnement du chenal des Tourradons identifié comme tel, elle reste plus qu'incertaine car elle ne repose que sur la courbe des variations du niveau marin établie par L'Homer *et al.* (1981), celle-ci doit aujourd'hui être abandonnée et remplacée par la courbe d'élévation du niveau marin proposée par C. Vella *et al.* (2005).

Afin d'affirmer ou de discréditer l'existence du paléochenal rhodanien des Tourradons et de dater sa période de fonctionnement et / ou d'abandon, plusieurs approches ont été combinées : la géomorphologie, la sédimentologie, la palynologie, la malacologie et la géochronologie. La recherche pluridisciplinaire contribue aussi à l'élaboration d'un nouveau cadre paléogéographique et met en évidence l'importance de cet axe fluvial stratégique à la croisée des comptoirs protohistoriques d'Espeyran et du Cailar, du rivage et des lagunes.

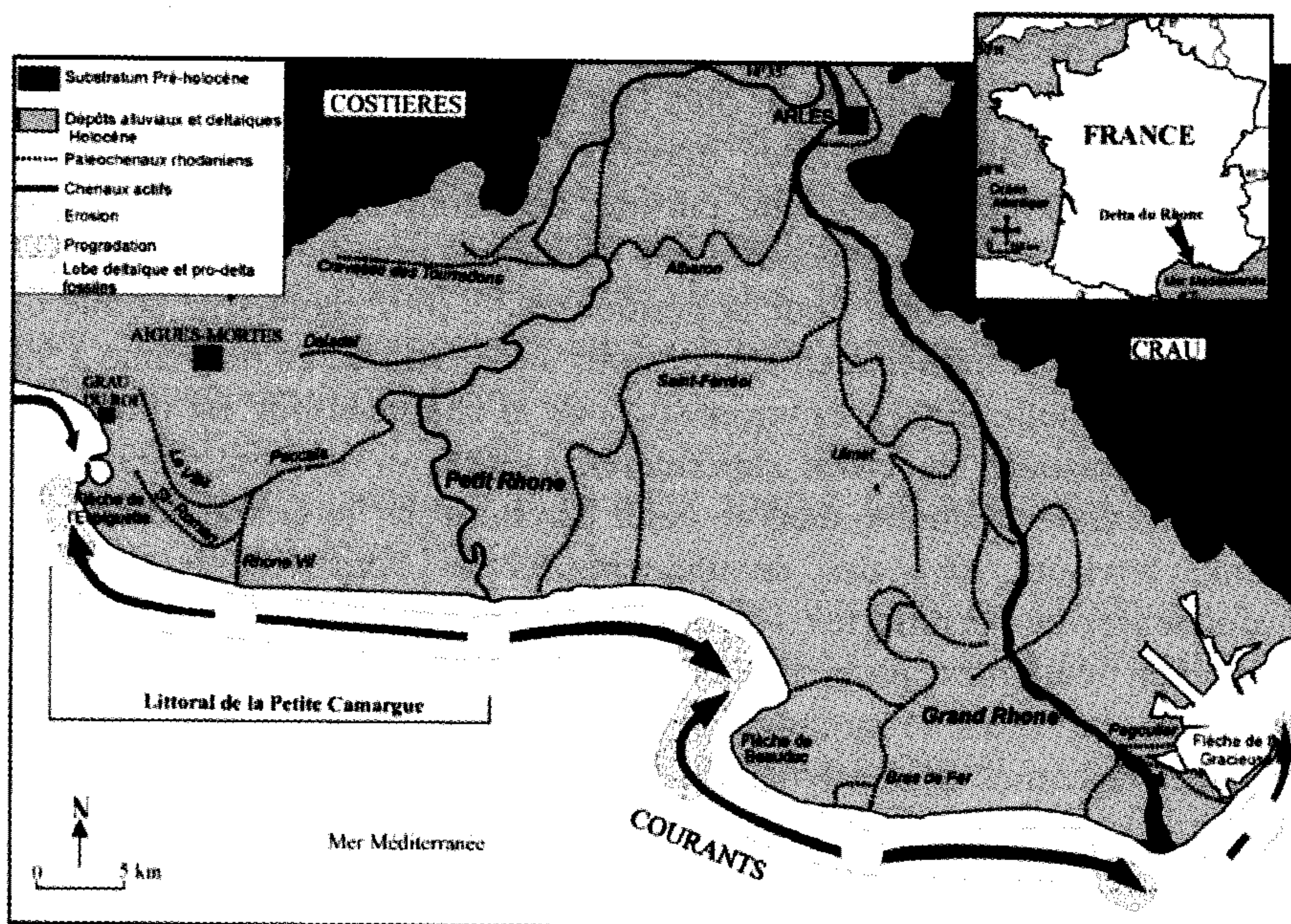
1. Secteur d'étude

Sixième fleuve européen par son abondance brute et premier fleuve de France, le Rhône draine un bassin versant de 98000 km² (Pardé, 1925). Long de 812 km, ce fleuve complexe possède un régime hydrologique

irrégulier alimenté par les eaux océaniques, alpines et méditerranéennes. Il en résulte un régime et des débits marqués, caractérisés par une forte variabilité intra-annuelle et inter-annuelle. À Arles, le débit annuel moyen (période de mesure : 1920-2001) est respectivement estimé à 1474 m³/s (Antonelli, 2002), le niveau le plus bas atteint par le cours d'eau fut de 580 m³/s en juillet 2003, les maxima sont observés en mars et en automne : 5500 m³/s pour une période de retour inférieure à 2 ans et 12000 à 13000 m³/s en décembre 2003 pour une crue de retour estimée à 500 ans (Maillet, 2005). Pour la période 1980-2002, la charge solide du Rhône (sables et matières en suspension) a été estimée en moyenne à 9,6 Mt/an (Antonelli, 2002). Environ 80 % de la charge solide est mobilisée lors des épisodes de crues supérieures à 3000 m³/s (Pont, 1992). Le Rhône termine sa course dans le delta parcouru par le Grand Rhône qui draine environ 90% des écoulements et le Petit Rhône (branche occidentale) qui écoule les 10% restants. Les cours d'eau actuels sont largement endigués pour limiter les inondations de la plaine mais certaines surverses et ruptures de digues révèlent momentanément la violence des crues et leur dynamique.

Le delta du Rhône est situé dans la partie nord du bassin oriental de la Méditerranée (**Fig. 1**). C'est un système dominé par l'action des vagues où la plupart de la charge alluviale est initialement déposée à l'embouchure puis redistribuée le long du delta par les courants côtiers (Galloway et Hobday, 1996). Sous l'effet des deux distributaires majeurs (Grand- Rhône et Petit Rhône), il fait parti des deltas lobés influencés par les vagues (Bhattacharya et Walker, 1992 ; Bhattacharya et Giosan, 2003). Le delta du Rhône est soumis à un régime microtidal. Les vents dominants sont de secteurs NO, Nord et NE et génèrent des courants côtiers vers l'ouest ou l'est. Les vagues de longue période proviennent de l'est et sud-est et produisent un courant de dérive littorale vers l'ouest. Les interactions entre les dynamiques marines et la migration latérale des embouchures des distributaires conduisent à une rapide évolution du littoral. Les vents ne font pas que contrôler les courants côtiers mais ils transportent aussi d'importantes quantités de sables, lesquelles participent à l'extension de la plaine et à la construction des cordons dunaires le long du littoral du delta du Rhône. Les dépôts holocènes constituant la plaine deltaïque subissent à certains endroits une sévère érosion marine (**Fig. 1**). La plupart du littoral rhodanien est en érosion à l'exception des plages de La Gracieuse, de Piémanson et de Beauduc (Sabatier et Suanez, 2003) et des plages de l'Espiguette en Petite Camargue (Rey *et al.*, 2009).

Fig. 1. Configuration de la plaine deltaïque rhodanienne actuelle et dynamiques sédimentaires le long du littoral du delta du Rhône



(D'après Sabatier, 2001 ; Rey, 2010)

La plaine deltaïque représente une surface de 1740 km². Longue de 50 km et large de 70 km, elle est aujourd'hui drainée par deux chenaux : le Grand Rhône et le Petit Rhône. Les dépôts fluviatiles holocènes proviennent des différents chenaux rhodaniens qui ont participé à sa formation (**Fig. 2**). Le nombre, le type et la distribution géographique des chenaux influent sur les modalités de sédimentation et sur le développement de la plaine deltaïque (Orton et Reading, 1993). Ainsi, les dépôts de la plaine deltaïque sont aussi variés que les milieux qui la composent. On y retrouve des dépôts issus de la dynamique fluviale (chenaux actifs et bras morts fluviaux, levées de berge, crevasses...) et littorale (étangs, lagunes, flèches littorales et cordons littoraux, *washover fan*...).

Le secteur d'étude correspond à la partie occidentale du delta rhodanien (la Petite Camargue). Cet espace se divise en deux secteurs : un premier secteur dominé par une ambiance fluvio-palustre et circonscrit entre le talus des Costières et le cordon littoral fossile des Sables dans lequel nos recherches ont porté sur le Rhône des Tourradons, puis un second secteur

Cet espace qui a subi des colmatages fluviaux garde les traces des défluviations. La configuration des dépôts de surface, l'empreinte fluviale ainsi que l'absence d'exutoire et d'appareil d'embouchure nous invitent à envisager deux origines possibles : il pourrait s'agir d'une crevasse avortée ou d'un chenal de crevasse.

2. Matériels et méthodes

Afin de confirmer et comprendre les modalités de mise en place de cette formation fluviale, son comportement hydro-sédimentaire et son évolution, neuf sondages ont été réalisés selon un transect nord-sud depuis le bord du talus des Costières. Par souci de clarté, seule une partie des sondages est exposée. La stratigraphie des formations sédimentaires est reconstituée à l'aide de sondages réalisés au carottier à piston stationnaire. Les segments mesurent un mètre de long et dix centimètres de diamètre. Le carottage concerne les sédiments tourbeux, argileux, limoneux et sableux et s'interrompt le plus souvent sur des dépôts sableux d'origine marine hormis au contrebas du talus de la costière où le sondage cessa après avoir atteint des graviers et des galets inscrits dans une matrice limoneuse.

Les demi-carottes sédimentaires ont été photographiées puis une description lithostratigraphique a été menée. L'échantillonnage a été réalisé dans les niveaux homogènes ou à macro-laminations et suivant des pas plus ou moins resserrés en fonction de l'intérêt porté au faciès obtenu, puis stocké dans des sacs en plastique et mis en chambre froide pour ensuite faire l'objet d'analyses granulométrique faites avec un granulomètre laser et malacologique (J. André, Université Montpellier 3) tandis que seule la partie sommitale du sondage dominée par des faciès de basse énergie a été soumise à une étude palynologique (S. Muller, Université Montpellier 2).

La chronologie des environnements de dépôts est appréhendée par huit datations par le radiocarbone sur les macro-restes végétaux fossilisés dans le sédiment (Rey, 2006) et quatre anciennes datations au radiocarbone (Bazile, 1974 et 1976 ; L'Homer, 1987). Les échantillons ont été datés par les Centres de datation par le radiocarbone de Saclay France (code laboratoire Saclay), de Gliwice Pologne (code laboratoire GdA), de Lyon (code laboratoire Ly,) et Monaco (code laboratoire MC). Tous les âges ^{14}C présentés dans cet article sont donnés en âges conventionnels, calibrés à 2 sigma par le logiciel Calib. 4 (Stuiver *et al.*, 1998, **Tab. 1**).

Tab. 1. Datations réalisées en Petite Camargue (Rey, 2006).

Échantillons	Profondeur (mètre NGF)	N° de Lab.	Age BP	Cal. 2 sigma	Nature de l'échantillon
RT1.200	-0,6	GdA-331	1770 ± 35	260 / 420 AD.	Charbons
RT1.435	-3,35	GdA-365	4240 ± 40	2920 / 2680 BC	Bois
RT1.750	-6,5	GdA-15610	6195 ± 115	5460 / 4810 BC	Bois
RT2.345	-5	GdA-664	4610 ± 50	5500 / 5050 BC	Bois
MSCA.1.355	-3,3	Saclay-1376	5780 ± 50	4770 / 4500 BC.	Charbons
MSCA.2.460	-4,6	GdA-665	4990 ± 50	5900 / 5600 BC	Bois
MSCA.2.540	-5,4	GdA-666	5730 ± 50	6650 / 6400 BC	Bois
MSCA. 3.437	-3	GdA-547	5460 ± 70	4460 / 4060 BC	Tourbes
Les Dix Portes	Surface	MC 1115	7300 ± 120	6040 / 5600 BC	Coq. marines
Marais Scamandre	Surface	MC 1161	4190 ± 70	2491 / 2121 BC	Cardium
Le Repiquet	Surface	MC 1162	4160 ± 50	2422 / 2138 BC	Nassa nitida
Marais de la Fosse	Surface	Ly 1265	3820 ± 140	2189 / 1473 BC	Cardium

Tab. 2. Description des unités litho-stratigraphiques issues de l'étude des sondages réalisés sur le site des Tourradons.

Unités sédimentaires	Lithofaciès	Données malacologiques	Environnement de dépôts	Chronologie
Unité 1.a -8 - 4 mètre	sables limoneux massifs accompagnés de coquilles entières et brisées ainsi que de bois flottés	faunes de milieux émergés steppiques – une valve de <i>Cerastoderma virgata</i> , marins de l'étage infra-littoral - <i>Bittium Reticulatum</i> et <i>Venus verrucosa</i> et principalement des faunes lagunaires saumâtres - <i>Abra alba</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Hydrobia acuta</i> et <i>Solen marginatus</i> ou <i>Ensis sp.</i>	lagune eurytherme et euryhaline proche du rivage	5460 - 4810 BC
Unité 1.b	vases sableuses organiques	seule une coquille de <i>Abra sp. a</i>	milieu lagunaire semi-fermé, éloigné et/ou déconnecté du rivage et du cordon littoral.	4770 - 4500 BC
Unité 1.c -4,8 à -3,6	limons argileux gris clair à la structure compacte et plastique, reposant sur le toit des cailloutis pléistocènes	coquilles de <i>Abra alba</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Loripes lacteus</i> , n bonne état de conservation, peu abondante	milieu lagunaire eurytherme et euryhalin fermé.	
Unité 2.a -4 à -3,3	dépôts détritiques relativement grossiers : sables moyens (grain moyen : 225 µm) homogènes	peu abondante, quelques espèces aquatiques d'un milieu saumâtre - <i>Abra sp.</i> , <i>Cerastoderma</i> et <i>Hydrobia acuta</i> - ainsi que 2 espèces aquatiques de milieu doux à saumâtre, <i>Bythinia tentaculata</i> et <i>Theodoxus fluviatilis</i>	crevasse fluviale (adoucissement du milieu)	2920 - 2680 BC
Unité 2.b -3,3 à -2,7	lames limono-sableuses (grain moyen compris entre 55 et 112 µm) subhorizontales et	macrofaune aquatique est caractéristique des milieux doux et saumâtres : <i>Abra ovata</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> ,	colmatage alluvial de la crevasse fluviale	

Unités sédimen- taires	Lithofaciès	Données malacologiques	Environnem ent de dépôts	Chrono- logie
	de débris végétaux	<i>Crepidula Moulinninsi</i> , <i>Hydrobia acuta</i> , <i>Theodoxus fluviatilis</i> .		
Unités 2.cd -3 à -2,5	sables fins (grain moyen : 185 µm) azoïques à limons sableux		Crevasse fluviale réactivée	5480- 5320 BC
Unité 2.e	limon argileux (grain moyen varie de 30 à 65 µm) caractérisé par un litage peu net et des traces de racines	faune abondante d'un milieu (étang ?) dulçaquicole et palustre composée de coquilles de : <i>Bythinia tentaculata</i> , <i>Hydrobia acuta</i> , <i>Hydrobia</i> <i>ventrosa</i> , <i>Planorbis</i> <i>carinatus</i> , <i>Theodoxus</i> <i>fluviatilis</i> .	Bassin d'inondation ou étang (voir analyse palynologiqu e §4)	
Unités 2.fgh -1,2 -0,7	sables limoneux (grain moyen : 125µm), azoïques et contiennent de nombreux fragments de bois roulés		crevasse fluviale réactivée ou dépôt de crue à hydrodynami sme élevé	
Unité 3.a	limons grossiers entrecoupés de quelques lits centimétriques de sables très fins ; grain moyen : 41 à 90 µm ; traces de racines et de terriers qui détruisent les litages plans ; petites concrétions d'oxyde de fer.		plaine d'inondation proximale	260 - 420 AD
Unité 3.b	Limon argileux pauvres en matières organiques ; grain moyen : 5 à 40 µm	quelques coquilles caractéristiques des milieux dulçaquicoles et palustres : <i>Bythinia</i> <i>tentaculata</i> , <i>Hydrobia</i> <i>ventrosa</i> , <i>Planorbis</i> <i>carinatus</i> , <i>Theodoxus</i> <i>fluviatilis</i> et des Limnées.	Plaine d'inondation distale au nord et dépôts dans un bassin d'inondation ou un étang au sud	

Le détail de l'organisation géométrique des dépôts est consultable dans T. Rey, 2006.

Pour les interprétations et pour faciliter les comparaisons avec les sources historiques, les âges en années calendaires (notés ap. n.è.) sont privilégiés. Les coquilles lagunaires et marines sont calculées en utilisant le modèle de calibration de Hughen *et al.* (2004) avec comme estimation de l'âge ^{14}C du réservoir des eaux de la Mer Méditerranée et en l'absence de référentiel local, une valeur de 400 ans (Oberlin *et al.*, 2001).

Plusieurs sites archéologiques contribuent à caler chronologiquement les milieux fluviaux et littoraux : il s'agit d'un établissement archéologique découvert dans les marais de la Fosse et daté entre le I^{er} s. av. et le I^{er} s. ap. n.è. (Jéolas, 1979), de sites identifiés sur les berges des chenaux fossiles rhodaniens (Landuré et Pasqualini, 2004 ; Leveau, 2004) et installés sur les paléodunes (Raynaud, 2005). Enfin, certaines cartes anciennes (Tassin, 1634 ; Cassini, 1770) aident à une meilleure compréhension des modes d'évolution de la plaine deltaïque au cours de la période moderne.

3. Lithostratigraphie des dépôts du site des Tourradons

L'analyse des différentes séquences présente une succession d'environnements de dépôts regroupée en 3 principales unités stratigraphiques (**Tab. 2**).

De la base au sommet et du nord au sud, les faciès révèlent (**Fig. 3**) :

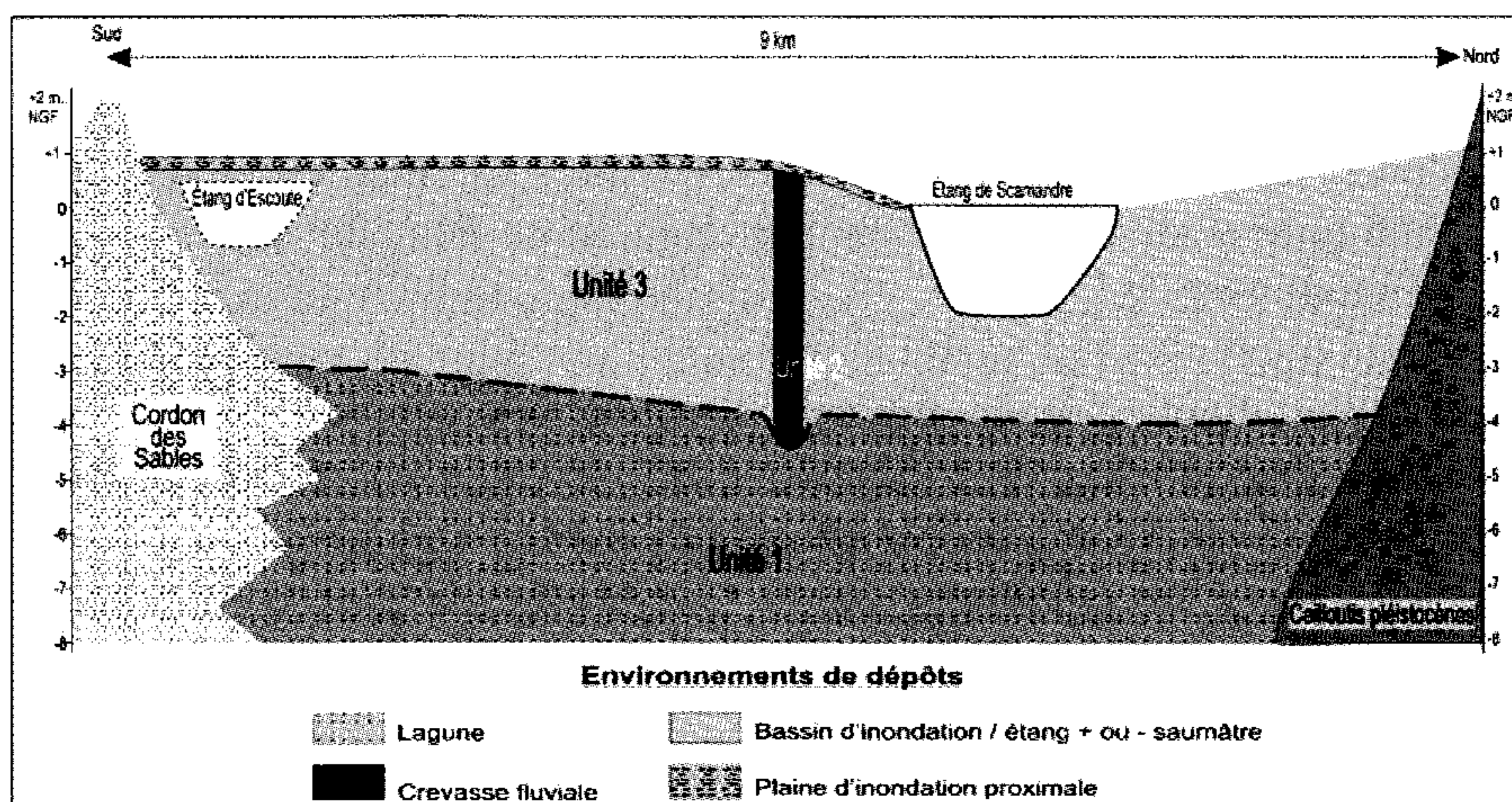
- un environnement lagunaire eurytherme et euryhalin progressivement confiné vers le nord (Unité 1)
- une crevasse fluviale abandonnée puis temporairement réactivée (Unité 2),
- un bassin d'inondation distal ou un étang évoluant vers une plaine d'inondation proximale (Unité 3)

4. Evolution des environnements de dépôts

Le site des Tourradons a permis de suivre l'évolution des paléoenvironnements entre les Costières et le cordon des Sables depuis le Néolithique jusqu'à l'Antiquité tardive. Dans tous les sondages réalisés depuis le talus des Costières jusqu'au cordon fossile des Sables, il ressort une nette dominance des faciès lagunaires, lesquels sont identifiés sur une longue période s'étalant de 6650-6400 av. n.è. jusqu'au début du IV^e millénaire av. n.è. Les faciès observés révèlent un degré d'ouverture et de fermeture du milieu lagunaire corrélative à la position du trait de côte.

Au Sud, la lagune est bien abritée du cordon littoral sauf en cas de tempêtes violentes où elle reçoit des apports sableux et coquillers (Unité 1.a) sous la forme de dépôt de submersion (*washover*). Par contre, plus au nord (Unités 1.b et 1.c), la lagune est plus abritée de ces dynamiques du fait de l'éloignement du littoral.

Fig. 3. Organisation géométrique simplifiée des environnements de dépôts entre le talus des Costières au nord et le cordon littoral fossile des Sables au sud (Site des Tourradons)



Sur la formation lagunaire repose un dépôt de sables grossiers de 70 cm d'épaisseur (Unité 2.a) qui correspond à la charge de fond d'une crevasse fluviale (des Tourradons). Un nouveau faciès, plus fin, repose sur ces sables fluviatiles. Cette nette transition signe une modification hydro-sédimentaire consécutive à la déconnexion partielle de la crevasse fluviale d'un chenal principal. La diminution de la compétence des courants se traduit par une réduction de la granularité (Unité 2.b), néanmoins les rythmes de sédimentation demeurent temporairement rapides.

Un peu plus de 3,5 mètres de sédiments alluviaux reposent alors sur la charge de fond transitant dans la crevasse. Ils se composent successivement de :

- dépôts de plus en plus fins qui s'apparentent à des faciès de bassin d'inondation ou d'étang (Unité 2.e). Les rythmes de colmatage palustre sont lents (dépôts d'alluvions fines à très fines dans un bassin d'inondation / étang) même si quelques passées plus grossières attestent

de crues puissantes peu fréquentes. Les apports détritiques restent limités, les conditions de très basse énergie prédominent. Ce milieu semble alors à l'écart des dynamiques fluviales directes.

- dépôts épais (50 cm) qui sont attribués à deux phases hydro-sédimentaires actives. Ces dépôts sont associés à la réactivation sporadique de la crevasse fluviale des Tourradons. Ils ravinent le sommet des dépôts palustres. Une phase d'activité ou réactivation se produit entre 2920 BC et 420 AD. La seconde phase hydro-sédimentaire active se terminerait vers 260 - 420 AD, les dépôts consécutifs à cette phase déritique sévère se suivent latéralement vers le nord (unités sédimentaires 2.g, 2.f et 2.h).
- dépôts palustres, fins à très fins (unité 3.a), mis en place après l'Antiquité tardive, et marqués par une vitesse de sédimentation lente, proche de 1mm/an.

De part et d'autre de la crevasse fluviale, les dépôts alluviaux sont effectués dans un bassin d'inondation ou un étang en colmatage (unité 3.b) situé en arrière du cordon littoral des Sables. Les apports détritiques apparaissent peu importants et les conditions de très basse énergie prévalent.

Les données polliniques permettent de visualiser une partie du paysage de la plaine deltaïque circonscrite autour du site des Tourradons. Le fond de la crevasse fluviale se caractérise par des algues planctoniques d'eau douce (*Botryococcus*, *Mougeotia* et *Pediastrum*). Consécutivement à son colmatage progressif et plus ou moins rapidement en fonction des apports sédimentaires (enregistrement de rythmites) et des phases de réactivation, la crevasse fluviale s'apparente à un plan d'eau libre qui évolue vers un plan d'eau bordé d'aulnes et d'hélophytes. Enfin le dernier mètre du colmatage sédimentaire de la crevasse fluviale signale un milieu aquatique peu profond (<1m) occupé par des roseaux. La fin du colmatage révèle ainsi une expansion de l'étendue aquatique marécageuse qui affecte les associations végétales dulçaquicoles, oligohalines, saumâtres et euryhalines. Ces associations végétales ont été observées en Camargue dans des proportions relativement proches (Cambon *et al.*, 1997) mais aussi dans un dépôt de marécages d'eau douce et saumâtre identifié dans le colmatage du paléochenal d'Ulmet (Arnaud-Fassetta, 1998).

La crevasse fluviale reste donc en eau tout au long de son processus d'atterrissement ; à la fin de son colmatage, l'environnement aquatique initial s'apparente désormais aux zones humides méditerranéennes caractérisées par des mares temporaires (Müller *et al.*, 2008). L'alimentation en eau s'effectuerait par le biais d'une connexion à un chenal principal, les crues du Rhône, les cours d'eau de la Costière et éventuellement par les résurgences observées dans l'actuel étang de Scamandre proche de la paléocrevasse. La multiplicité des phases de réactivation et les rythmites observées dans le colmatage contribuèrent à accélérer momentanément les rythmes de sédimentation (Rey, 2010).

5. Reconstitution morpho-hydro-sédimentaire

À partir d'un transect nord-sud, on tente d'identifier les milieux de la plaine deltaïque formés entre les Costières et le cordon des Sables et leur évolution avant la mise en place de la crevasse des Tourradons. La construction de la plaine deltaïque est influencée par les variations du niveau marin, la formation des cordons littoraux, certaines phases de fort détritisme reconnues dans la vallée du Rhône et la progradation du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre. Enfin, l'évolution de la crevasse des Tourradons est replacée au sein de la progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue.

5.1. La plaine deltaïque de Petite Camargue antérieure à la mise en place de la crevasse des Tourradons

Malgré la remontée du niveau marin qui positionne le rivage entre -6 et -4,5 mètres sous le niveau actuel (Vella *et al.*, 2005), les paléodunes datées entre 6040 et 4900 av. n.è., possédaient une taille suffisamment élevée pour éviter l'ennoiement de la plaine deltaïque de Petite Camargue par la transgression marine (**Fig. 4**). Ce paléorivage a constitué une barrière dunaire en arrière de laquelle s'est mise en place une lagune recevant les dépôts de crue du Rhône ainsi que ceux des tempêtes marines. La lagune est déjà en place vers 6650-6400 av. n.è.

Autour de 4460-4060 av. n.è., le plan d'eau lagunaire disparaît en contrebas du talus des Costières. Le ralentissement ou la stagnation du niveau marin (côté entre -3,2 et -3 mètres NGF au cours du quatrième millénaire av. n.è. selon Vella *et al.*, (2005) et l'adoucissement du milieu favorisent la formation d'une tourbe (**Fig. 5**).

À quatre kilomètres au sud des Costières, le plan d'eau lagunaire daté entre 4770-4500 av. n.è. reste présent. La lagune demeure également présente à environ dix kilomètres plus à l'ouest où les dépôts lagunaires sont datés autour de 4700-3370 av. J.-C. (Blanchemanche *et al.*, 2003).

L'ouverture de la lagune ne semble pas directement reliée à la transgression marine qui semble n'avoir jamais ennoyée le site des Tourradons. Par contre, la remontée du niveau de la mer a très bien pu générer une transgression lagunaire en arrière des cordons littoraux. La lagune ennoierait alors tous les sites jusqu'au Néolithique moyen. En direction de l'étang de l'Or, la lagune est en cours de régression depuis 4700 av. n.è. (Blanchemanche *et al.*, 2003).

Fig. 4. Paléotopographie entre 6650 et 4900 av. n.è. (Rey, 2006).

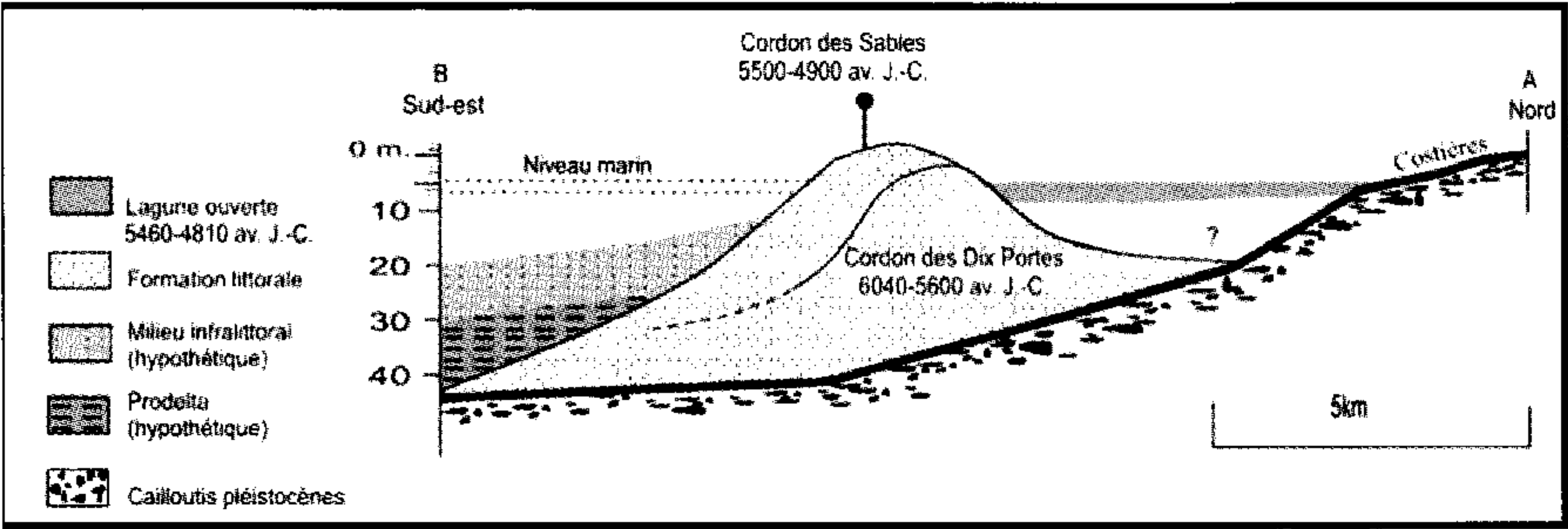
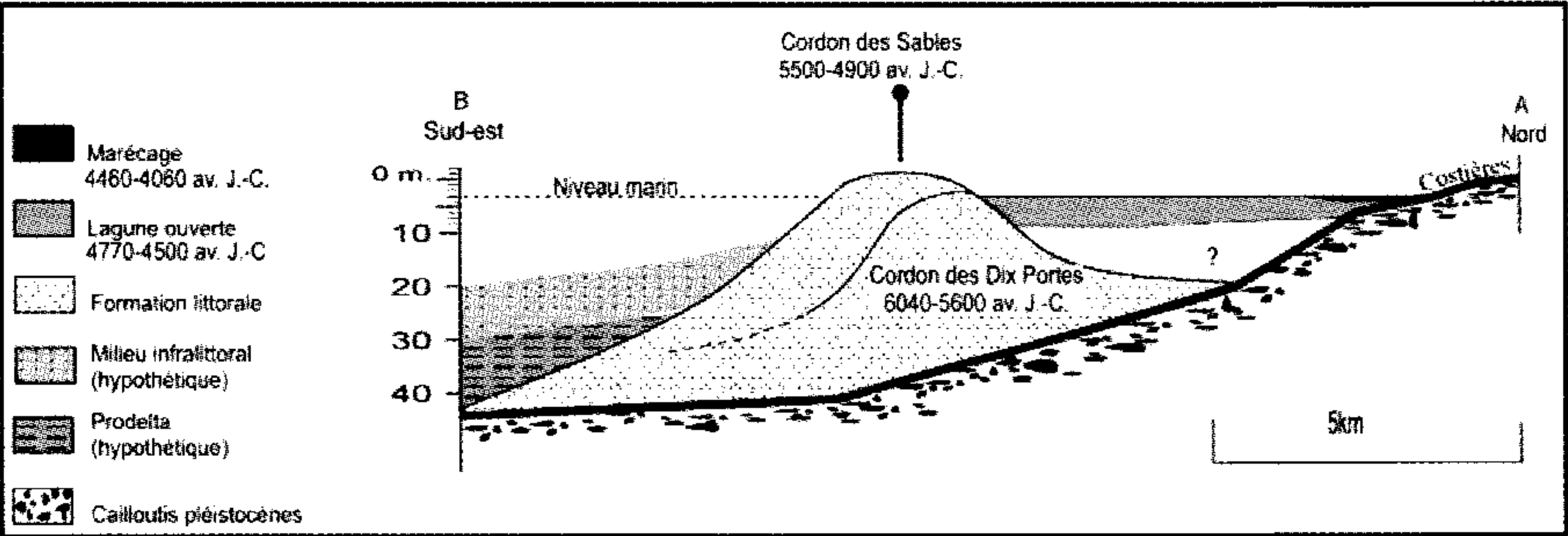


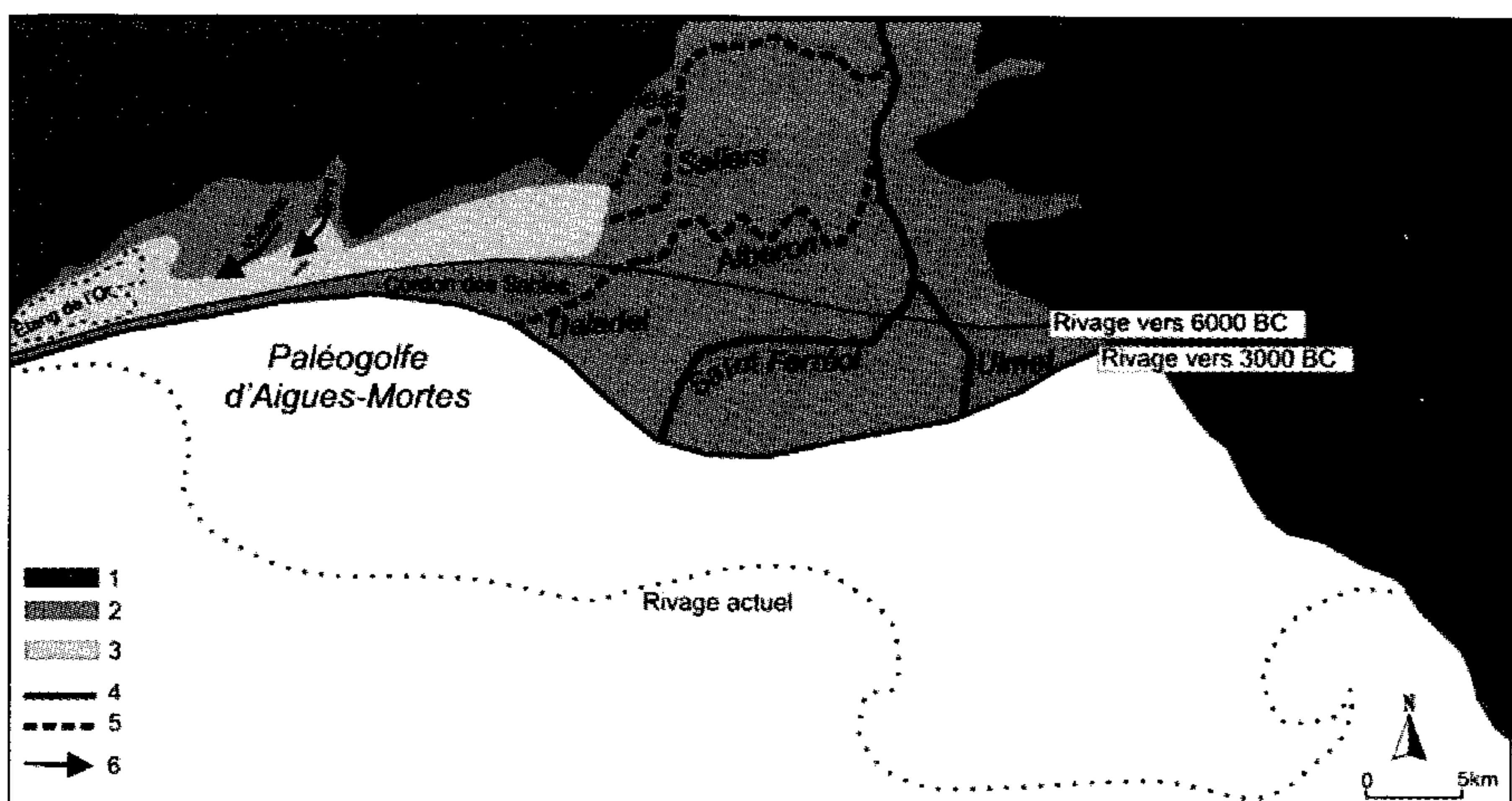
Fig. 5. Paléotopographie autour de 4770 - 4060 av. n.è. (Rey, 2005)



La plaine deltaïque de Petite Camargue se caractérise par un milieu aquatique lagunaire dès le septième millénaire avant notre ère jusqu'à l'Antiquité. Mais l'extension spatiale de la lagune n'est pas continue et ce milieu ne subsiste pas sur toute la plaine. L'élévation du niveau marin ne se répercuterait pas directement sur les espaces en arrière des cordons

littoraux. Par contre, elle favoriserait les transgressions et les ingressions lagunaires ainsi que la mobilité du rivage. La régression des eaux lagunaires est aussi influencée par les apports rhodaniens et l'extension du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre. L'absence de système fluvial progradant entre les Costières et le cordon des Sables aurait permis à la lagune de maintenir son extension spatiale dans ce secteur. Tel apparaissait l'environnement littoral avant que ne se mette en place la crevasse fluviale des Tourradons (Fig. 6).

Fig. 6. Configuration du delta du Rhône vers 3000 BC peu avant la mise en place de la crevasse fluviale.



1. Substrat pré-holocène ; 2. Alluvions holocènes ; 3. Lagune délimitée pour le Languedoc oriental (limites imprécises) ; 4. Chenaux actifs ; 5. Chenaux potentiellement actifs (à dater) ; 6. Avancée du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre.

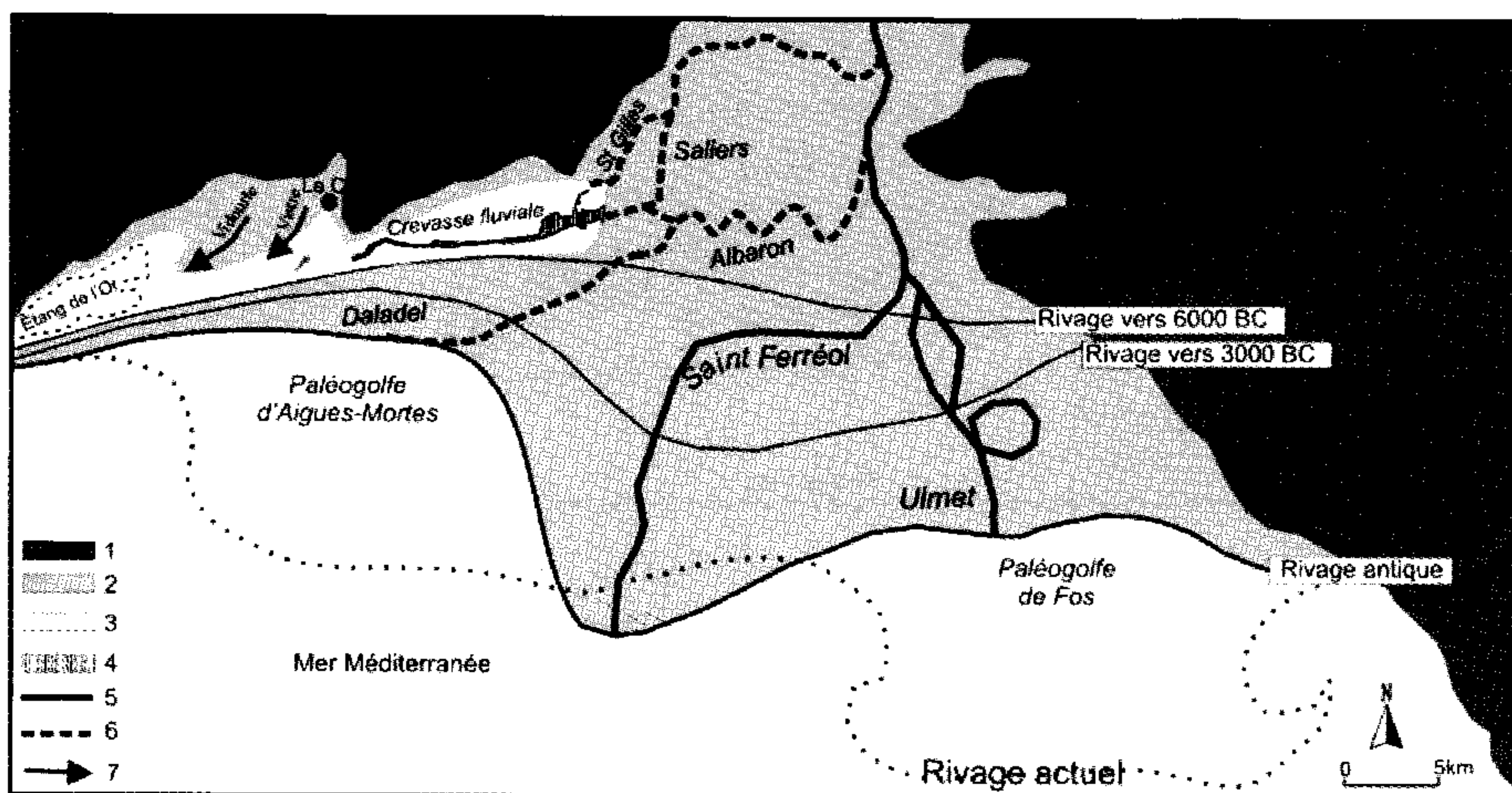
5.2. La formation de la crevasse fluviale des Tourradons

5.2.1. Une formation fluviale originale aux origines encore incertaines

La crevasse fluviale des Tourradons s'inscrit dans la plaine deltaïque de Petite Camargue dominée vers 3000 av. n.è. par un environnement lagunaire. Cette formation fluviale va créer des milieux distincts entre les Costières et le cordon des Sables : au nord de la crevasse fluviale, un plan d'eau légèrement saumâtre s'est soustrait à la dynamique laguno-marine et littorale tandis qu'au sud de la crevasse, une lagune semi-fermée a perduré.

La crevasse fluviale provient d'une rupture de levée de berge d'un cours d'eau rhodanien. Datée autour de 2920-2680 av. n.è., cette date peut caractériser la période de fonctionnement de la crevasse tout comme son abandon. Ces systèmes fluviaux peuvent avoir un fonctionnement continu comme la paléocrevasse de Zuid-Stuivenberg dans le delta du Rhin Meuse (Stouthamer, 2001) qui resta active près de 500 cent ans. Il apparaît difficile de donner la durée d'activité de la crevasse des Tourradons, les données sédimentaires et polliniques confirment néanmoins que ce milieu aquatique restera en eau tout au long de son processus d'atterrissement et soumis ponctuellement à des impulsions hydro-sédimentaires.

Fig. 7. Paléogéographie du delta du Rhône au cours de la protohistoire



1. Substrat pré-holocène ; 2. Alluvions holocènes ; 3. Lagune délimitée pour le Languedoc oriental (limites imprécises) ; 4. Crevasse des Tourradons ; 5. Chenaux actifs ; 6. Chenaux potentiellement actifs (à dater) ; 7. Avancée du prisme alluvial du Vidourle et du Vistre.

Le tracé du rivage antique (I^{er} av. et I^{er} ap. n.è.) qui figure à titre indicatif révèle la faible progradation du littoral dans la partie occidentale du delta.

5.2.2. Un signal morphologique et hydro-sédimentaire sous contrôle allocyclique et propre aux dynamiques internes au delta

Le cours d'eau responsable de cette crevasse fluviale n'est à l'heure actuelle pas identifié, il pourrait s'agir du Rhône de Saint Gilles, de Saliers ou de Daladel (prolongement du Rhône d'Albaron) mais leur période d'activité n'est reconnue qu'à partir de l'époque romaine. Bien

que la question reste en suspens, il apparaît néanmoins que cette branche n'a pas eu une puissance analogue au Rhône de Saint Ferréol ou d'Ulmet, lesquels ont largement participé à l'extension de la plaine deltaïque. Tout au plus, ces chenaux « secondaires » s'écoulaient et divaguaient sur la plaine littorale en débouchant non pas dans la mer Méditerranée mais dans des lagunes comme celle du Vaccarès ou du « système » Scamandre-Charnier-Etang de l'Or.

La formation d'une crevasse fluviale comme celle des Tourradons constitue un signal géomorphologique et hydrologique fort dont le contrôle peut aussi bien relever des dynamiques propres internes au delta (jeu des avulsions) que de forçages externes (climatiques et activités humaines) identifiés sur le bassin versant rhodanien.

Autour de 3000 av. n.è., le delta du Rhône se caractérise par des changements environnementaux importants dont les causes peuvent être interdépendantes :

- récurrence des apports liquides et solides du Rhône (Bruneton *et al.*, 2001).
- progradation du littoral suite à la phase de stabilité du niveau marin (Vella *et al.*, 2005), et à la diminution de l'espace d'accommodation (Homewood *et al.*, 1999).
- avulsions majeures : il s'agit de l'avulsion du Rhône à Arles-Trinquetailles postérieure à 2900–2503 av. n.è. et de l'avulsion de l'ancien cours de Saint-Ferréol, autour de 3030–2775 av. n.è. (Arnaud-Fassetta, 1998).
- une anthropisation de plus en plus pressante au cours de l'Holocène récent ; la persistance d'apports minéraux dans cette partie du delta peut être imputable à une emprise agraire de plus en plus étendue et continue dans la partie amont du delta justifiant une érosion accrue des sols et une forte charge en MES (Arnaud *et al.*, 2005 ; Salvador *et al.*, 2005).

La formation de la crevasse des Tourradons peut alors se relier au renforcement des débits fluviaux sous contrôle allocyclique.. Elle peut aussi être le fruit de l'autocyclicité des deltas (Roberts, 1997), processus qui permet au delta de s'ajuster aux modifications hydro-sédimentaires et à la baisse du gradient hydraulique (progradation littorale). Cet ajustement passe notamment par le biais des avulsions des chenaux rhodaniens qui modifient l'organisation du réseau hydrographique sur la

plaine deltaïque et contribuent à une nouvelle distribution des débits au sein du delta.

Plusieurs paramètres peuvent expliquer le fait que cette crevasse fluviale ait avortée :

- un gradient hydraulique trop faible (propre aux plaines deltaïques) limite la puissance spécifique de la crevasse fluviale qui expulse alors difficilement sa charge sédimentaire (Zagwijn, 1989),
- un contexte géographique particulier qui se caractérise par le talus de la Costière et le cordon des Sables, lesquels vont canaliser le flux fluvial vers l'ouest en direction de l'étang de l'Or et limiter toute divagation fluviale vers le sud en direction du golfe d'Aigues-Mortes baigné par la mer Méditerranée.
- l'éloignement du rivage et l'absence d'exutoire maritime proche (Southamer, 2001),
- un exutoire lagunaire trop éloigné pour garantir à la crevasse fluviale d'expulser correctement sa charge sédimentaire et de permettre à celle-ci d'évoluer dans le sens d'un chenal ordinaire, stade III décrit par Smith *et al.* (1989)². L'extrémité orientale de l'étang de l'Or se situe à environ 20 km de la partie terminale de la crevasse fluviale.
- lors de l'avulsion, les débits se sont subdivisés dans plusieurs chenaux. Progressivement seul un chenal a capté la majeure partie du flux au détriment d'un second qui a conduit à l'avulsion manquée.

Ces multiples paramètres, sans qu'il soit possible de déterminer la part de responsabilité de chacun, ont alors conduit à l'avulsion manquée de la crevasse des Tourradons.

En dépit de cette avulsion manquée, la crevasse fluviale reste épisodiquement réactivée. La dernière réactivation se produit entre le III^e et le V^e s. av. n.è. Cette phase hydro-sédimentaire active se déroule au cours d'une période dite de « crise hydrologique » enregistrée dans le Bas-Rhône. En effet, plusieurs crevasses fluviales ont été identifiées entre

² L'auteur signale que le stade II décrit par Smith *et al.* (1989) constitue le passage d'une crevasse fluviale (stade I) à un chenal de crevasse, chenal secondaire et parfois intermittent. A ce jour le chenal de crevasse n'a pas été recoupé, les investigations se poursuivent plus à l'ouest en direction de l'étang de l'Or.

le IV^e s. av. et le IV^e s. ap. n.è., leur formation coïncident avec l'augmentation des débits du Rhône (Bruneton *et al.*, 2001 ; Arnaud-Fassetta, 1998) mais pour autant on ne peut exclure la part des forçages autocycliques dans la formation de ces systèmes fluviaux « primaires ».

6. Conclusions

- De 6500 avant notre ère à l'époque Romaine, la progradation de la plaine deltaïque de Petite Camargue s'effectue entre le talus des Costières et le cordon des Sables ; cette situation correspond par analogie au delta du Danube (Panin, 1997) au stade bloqué de la partie occidentale du delta du Rhône (Rey, 2006). C'est dans ce contexte géomorphologique et dynamique que la crevasse fluviale des Tourradons prend place au Néolithique.
- La stratigraphie des dépôts confirme l'empreinte laissée par les dépôts fluviaux. L'éventail digité est lié à la formation d'une crevasse fluviale qui s'est mise en place après que les eaux du Rhône aient percé une levée de berge située sur la convexité d'un méandre. La crevasse fluviale des Tourradons possède le plus important colmatage alluvial reconnu dans le delta du Rhône, et en dépit d'autres paléocrevasses reconnues dans le delta (Arnaud-Fassetta, 1998, Vella, 1999), elle reste actuellement la seule identifiée pour cette période. Ce colmatage sédimentaire bien qu'élevé demeure bien inférieur à de nombreuses paléocrevasses du delta du Rhin-Meuse qui affichent un comblement sédimentaire supérieur à 4 mètres (Smith *et al.*, 1989 ; Farrell, 2001 ; Stouthamer, 2001).
- Toutes les crevasses fluviales ne conduisent pas à une avulsion (Smith *et al.*, 1989), et même si cela a été le cas pour la crevasse des Tourradons, l'avulsion a soit avorté, soit été partielle (Stouthamer, 2001). Les causes évoquées sont : éloignement du rivage, absence d'exutoire maritime ou lagunaire, gradient hydraulique trop faible, cadre géographique défavorable. Malgré son ancienneté, l'empreinte de la crevasse reste visible en surface. Les phases de réactivations expliqueraient la pérennité du tracé.
- La formation de la crevasse est contemporaine de modifications majeures dans le delta. A ce titre, elle constitue un signal hydro-sédimentaire et morphologique fort : sa formation puis sa réactivation coïncident respectivement à deux crises climato-anthropiques reconnues

sur le bassin versant rhodanien : celle de la fin du Néolithique et celle de l'Antiquité tardive. La mise en place de la crevasse est aussi l'expression de l'autorégulation des lobes deltaïques capables de se modifier suite à la variabilité du niveau marin, à l'évolution de la plaine deltaïque et de son littoral.

- Dans cette partie du territoire, l'implantation humaine et les échanges commerciaux s'amorcent réellement à la protohistoire où deux comptoirs le Cailar et Espeyran s'établissent, le premier à l'ouest de la costière sur un bombement topographique et le second à l'est en position surélevée sur un replat de la costière. Au cours de cette période, le réseau hydrographique se limiterait aux chenaux de Saint Ferréol et d'Ulmet qui drainent l'axe médian et oriental de la plaine deltaïque, quant à la partie occidentale, elle demeure à l'écart des axes fluviaux majeurs ; en effet, aucun lobe deltaïque ne s'y construira avant l'époque romaine. L'espace reste alors dominé par un milieu aquatique lagunaire sous l'influence de cours d'eau secondaires (Saint Gilles ?, Saliers ?, Albaron-Daladel ?) et des réactivations de la crevasse fluviale. Ces ports avancés se situaient en arrière du littoral (position d'abri ?), à l'interface du milieu continental, fluvial et littoral (lagune et mer).

- Enfin, reste à déterminer l'origine de cet axe fluvial. Les paléochenaux de Saint Gilles, Saliers et Albaron-Daladel devront être sondés pour déterminer leur fonctionnement hydro-sédimentaire, leur période d'activité et d'abandon.

D'autres investigations par sondages doivent aussi être portés sur le prolongement occidental de cette crevasse fluviale afin de recouper un chenal de crevasse, et si tel est le cas, préciser la date de fonctionnement de ce chenal atypique et déterminer les facteurs qui ont conduit à l'avulsion partielle. Quant à la chronologie des paléorivages, elle nécessite également d'être affinée pour la période 3000 BC - époque romaine.

Références bibliographiques

Antonelli C., 2002. *Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval*. Thèse Université Aix-Marseille I, 274 p.

Arnaud F., Revel M., Chapron E., Desmet M. and Tribovillard N., 2005. 7200

- years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget: A High-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15,3, 420-428.
- Arnaud-Fassetta G., 1998. Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Aix-Marseille I, 329 p.
- Barruol G. et Py M., 1978. Recherches récentes sur la ville antique d'Espeyran, à Saint Gilles du Gard. *Revue archéologique de la Narbonnaise* 11, 19-100.
- Bazile F., 1974. Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux récents du golfe d'Aigues-Mortes. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, fascicule 3-4, t. 8, 199-206.
- Bazile F., 1976. Sur la présence d'un niveau littoral Würm récent (Würm III) dans la région d'Aigues-Mortes (Gard). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 282, série D, 1149-1150.
- Berger J.-F., Fiches J. L. and Gazenbeek M., 2002. Origin of fluvial fluctuations of the river Vidourle and their effect on the organization and evolution of the site of Ambrussum (Hérault, France) between the Iron Age and late Antiquity, In : E. Fouache (Ed.), International Conference, *The Mediterranean World Environment and History*, Université Paris-1, Panthéon-Sorbonne, 24-26 avril 2002, Working Group on Geoarchaeology, Elsevier, 77-108.
- Berger J.-F., Favory F., Muxart T., Tourneux F.-P. et Van der Leeuw S., 2003. Identifier, analyser et évaluer les dynamiques d'interactions entre les sociétés et leurs environnements, In : C. Lévêque, S.E. Van der Leeuw (Eds.), *Quelles natures voulons-nous ? Pour une approche socio-écologique du champ de l'environnement*, Elsevier, Paris, 146-184.
- Berger J.-F. et Jung C., 1996. Fonction, évolution et « taphonomie » des parcellaires en moyenne vallée du Rhône. Un exemple d'approche intégrée en archéomorphologie et en géoarchéologie, In : *Archéologie des parcellaires*. Colloque organisé par AGER et Archea, Orléans, mars 1996. Actes des journées du programme Populus, 95-112.
- Bhattacharya J.P. and Walker R.G., 1992. Deltas. In: *Facies Models: Response to Sea-Level Change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), 157-177. Geological Association of Canada, St Johns.
- Bhattacharya J.P. and Giosan, L., 2003. Wave-influenced deltas : geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187-210.
- Blanchemanche P., Berger J.F., Chabal L., Jorda C., Jung C. et Raynaud C., 2003. Le littoral languedocien durant l'Holocène : milieu et peuplement entre Lez et Vidourle (Hérault, Gard), in : F-D. Vivien J., Burnouf B. Villalba et Muxart T. (dir.). *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisées*, Bilan du Programme PEVS/SEDD, Elsevier, Coll. Environnement, 79-92.

- Bravard J.-P. & Magny M. (éd.). 2002: *Les Fleuves ont une histoire. Les paléoenvironnements des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Paris, Errance, coll. Archéologie aujourd'hui, 312 p.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M. and Sistach D., 2001. Geomorphological evidences for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena* 45, 287-312.
- Cambon G., Suc J.-P., Aloisi J.-C., Giresse P., Monaco A., Touzani A., Duzer D. and Ferrier J., 1997. Modern pollen deposition in the Rhône delta area (lagoonal and marine sediments), France. *Grana* 36, 105-113.
- Cassini, 1777-1778. *Carte générale de la France, dite de Cassini*, au 1/86400, 1778, planche n°92, dite de Montpellier.
- Farell F.M., 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology* 139, 93-150.
- Galloway W.E. and Hobday D.K., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems (2nd ed.)*. Springer Verlag. Heidelberg, 489 p.
- Homewood P.W., Mauriaud P. and Lafont F., 1999. *Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers*. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem. 25, 81 p.
- Hughen KA., Baillie M.G.L., Bard E., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Kromer B., McCormac G, Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer P.J., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., Van der Plicht J. and Weyhenmeyer C.E., 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 kyr BP. *Radiocarbon* 46 (3) : 1059–86.
- Jeolas R., 1979. *A propos d'un gisement de poteries gallo-romaines dans les marais de la Fosse*, Commune de Saint-Gilles du Gard, Association d'Histoire, d'Archéologie et de Sauvegarde, Rapport 11 p.
- Kruit C., 1955. Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna. Verhandeling van het Koninklijk Mijnbouwkundig Genootschap. *Geologische serie deel* 15, 357-555.
- L'Homer A., Bazile A., Thommeret J. et Thommeret Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis* 7, 327-487.
- L'Homer A., 1987. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Arles (992). Orléans : BRGM, 72 p.
- L'Homer A., 1993. Notice explicative, Carte géologique. France (1/50000), feuille Grau du Roi (1017). Orléans.

- Laborel J., Morhange C., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F. and Sartoretton S., 1994. Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coast of continental southwestern France Corsica. *Marine Geology* 120, 203-223.
- Landuré C. et Pasqualini M., dirs., 2004. *Delta du Rhône : Camargue antique et médiévale*. Supplément au Bulletin Archéologique de Provence, Aix-en-Provence, 333 p.
- Leveau Ph., 2004. La cité romaine d'Arles et le Rhône : la romanisation d'un espace deltaïque. *American Journal of Archaeology* 108, 349-375.
- Liébault F. and Piégay H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 425-444.
- Long L., 2002. Carte archéologique au large de la Camargue. Bilan scientifique du DRASSM, 53-57.
- Maillet G. M., 2005. *Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : Exemple de l'embouchure du Rhône*, Thèse de Doctorat, Université de Provence – Aix-Marseille I, 297 p.
- Mastronuzzi G. and Sanso P., 2002. Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). *Sedimentary geology* 150, 139-152.
- Müller S., Bruneton H., Märsche I., Rey T., Thiéry A., Waterkeyn A., Brendonck L., Schevin P., Yavercovski N. and Grillas P., 2008. Long term dynamics of a Mediterranean alkaline vernal pool (Rhône delta, Southern France). *Wetlands* 28 (4) : 951-966.
- Oberlin C., Morhange V., Pelc V. et Delque-Kolic E., 2001. Influence de l'âge apparent local de l'eau de mer sur les datations des sites côtiers. In : FLORSCH N., (éd.), *Archéologie et archéométrie littorales et sous-marines, actes du colloque d'archéométrie*, La Rochelle, 93-111.
- Orton G. J. and Reading H. G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 10, 475-512.
- Panin N., 1997. On the geomorphologic and geologic evolution on the River Danube-Black Sea interaction zone. *Geo-Eco-Marina* 2, 31-40.
- Pardé M., 1925. *Le régime du Rhône. Étude hydrogéologique*. Étude et travaux de l'Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Lyon. Thèse Université de Grenoble, 2 vol., 1323 p.
- Pont D., 1992. *Caractérisation de la charge en suspension du Rhône au niveau du palier d'Arles lors d'une crue importante*. Rapport final du groupe de travail « Apports à la Méditerranée », Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse. Laboratoire de biologie animale et d'écologie, Écologie des systèmes fluviaux, 25 p.

- Provansal M., Vella C., Arnaud-Fassetta G., Sabatier F. and Maillet G., 2003. Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 271-282.
- Py M. et Roure R., 2002. Le Cailar (Gard), un nouveau comptoir lagunaire protohistorique au confluent du Rhône et du Vistre. *Documents d'Archéologie Méridionale* 25, 171-214.
- Raccasi G., 2003. *Evolution diachronique et réalisation d'un modèle de reconnaissance de la morphologie des chenaux de delta – Rhône d'Ulm, Tour du Valat – (delta du Rhône)*. Maîtrise Université Aix-Marseille I, 107 p.
- Raynaud Cl., 2005. Communes d'Aigues-Mortes, Saint-Laurent-d'Aigouze et Vauvert, Rapport de prospection – inventaire, Service Régional de l'Archéologie.
- Rey T., Lefevre D. et Vella C., 2005. Données nouvelles sur les lobes deltaïques du paléogolfe d'Aigues-Mortes à l'Holocène (Petite Camargue, France), *Quaternaire* 16, Volume 4, 329-338.
- Rey T., 2006. Dynamiques hydro-sédimentaires en Petite Camargue à l'Holocène. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Université Paul Valéry - Montpellier III, 309 p.
- Rey T., Lefevre D. and Vella C., 2009. Deltaic plain development and environmental changes in the Petite Camargue, Rhone Delta, France, in the past 2000 years. *Quaternary Research* 71, 284-294.
- Rey T., 2010. Modalités du remblaiement sédimentaire des paléochenaux holocènes identifiés dans la partie occidentale du delta du Rhône (Petite Camargue, France). *Quaternaire* 21, (1), 101-111.
- Roberts H.H., 1997. Dynamics changes of Holocene Mississippi river delta plain : the delta cycle. *Journal of Coastal Research*, 13 (3), 605-627.
- Russel R.J., 1942. Geomorphology of the Rhone delta. *Ann. Ass. Amer. Geogr.* 32 (2), 149-254.
- Sabatier, F. and Suanez, S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie : relief; processus, environnement* 4, 283-300.
- Salvador P.-G., Berger J.F., Fontugne M. and Gauthier E., 2005. Etude des renseignements sédimentaires holocènes des paléoméandres du Rhône dans le secteur des basses terres (Ain, Isère, France). Colloque Q4 AFEQ/CNF-INQUA : « Continuité et discontinuité dans les enregistrements quaternaires », Strasbourg. *Quaternaire* 16, 4, 315-328.
- Smith N.D., Cross T.A., Dufficy J.P. and Clough S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36 (1), 1-23.
- Stouthamer E. and Berendsen H.J.A., 2000. Factors controlling the Holocene avulsion history of the Rhine-Meuse delta (The Netherlands). *Journal of Sedimentary Research* 5, 1051-1064.

- Stuiver M, Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.K., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Van der Plicht J. and Spurk M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000–0 cal yr BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083
- Tassin C., 1634. Carte générale de toutes les costes de France.
- Van der Leeuw S.E. and The ARCHAEOMEDES research team, 2005. Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhône Valley during the Roman period. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 9-27.
- Vella C., 1999. *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*. Thèse nouveau régime de Géographie Physique, Aix-Marseille I, 225 p.
- Vella C., Fleury T.-J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F. and Bourcier M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene, *Marine Geology*, 235-265.
- Zagwijn W.H., 1989. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary : a case history of coastal evolution. *Geologie en Mijnbouw* 68, 107-120.