

Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire

31/1 | 2020 Volume 31 Numéro 1

Changements du niveau marin relatif à l'Holocène ancien et moyen sur la côte du golfe du Lion

Relative sea-level changes during the early and mid-holocene on the coast of the gulf of Lions

Tiphaine Salel, Clément Flaux, Hélène Bruneton, Jean-Philippe Degeai, Benoît Devillers et David Lefèvre



Édition électronique

QUATERNAIRE

URL : https://journals.openedition.org/quaternaire/13152 DOI : 10.4000/quaternaire.13152 ISSN : 1965-0795

Éditeur Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 mars 2020 Pagination : 33-44 ISSN : 1142-2904

Ce document vous est fourni par Université Lumière Lyon 2



Référence électronique

Tiphaine Salel, Clément Flaux, Hélène Bruneton, Jean-Philippe Degeai, Benoît Devillers et David Lefèvre, « Changements du niveau marin relatif à l'Holocène ancien et moyen sur la côte du golfe du Lion », *Quaternaire* [En ligne], 31/1 | 2020, mis en ligne le 01 janvier 2021, consulté le 12 février 2025. URL : http://journals.openedition.org/quaternaire/13152 ; DOI : https://doi.org/10.4000/quaternaire.13152

Le texte et les autres éléments (illustrations, fichiers annexes importés), sont « Tous droits réservés », sauf mention contraire.

CHANGEMENTS DU NIVEAU MARIN RELATIF À L'HOLOCÈNE ANCIEN ET MOYEN SUR LA CÔTE DU GOLFE DU LION

Tiphaine SALEL^{1,2}, Clément FLAUX³, Hélène BRUNETON⁴, Jean-Philippe DEGEAI^{1,2}, Benoît DEVILLERS^{1,2} & David LEFÈVRE^{1,2}

RÉSUMÉ

Une courbe d'élévation du niveau marin relatif sur la côte du golfe du Lion est proposée dans l'intervalle 9500-6000 a cal BP, une période pour le moment peu documentée dans la région. Les indicateurs paléoenvironnementaux sélectionnés proviennent du littoral de Narbonne. Le contexte de ria colmatée favorise une ingression marine précoce dans les paléotalwegs à l'Holocène ancien, le développement concomitant des marais tourbeux dans la plaine alluviale en amont, une transgression plus tardive sur les marges de la ria à l'Holocène moyen. L'ensemble des données du Narbonnais compilées avec celles disponibles sur les côtes du golfe du Lion et de Catalogne suggère une mobilité verticale locale faible ou nulle pour la période considérée.

Mots-clés : tourbes littorales, dépôts lagunaires, ria colmatée, delta de l'Aude, Narbonne, Méditerranée nord-occidentale

ABSTRACT

RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES DURING THE EARLY AND MID-HOLOCENE ON THE COAST OF THE GULF OF LIONS A relative sea-level rise curve on the Gulf of Lions coast is proposed within the range 9500-6000 cal a BP, a period that is currently not well documented in the region. The selected palaeoenvironmental indicators come from the Narbonne area. The filled ria context favours early marine ingression into palaeo-talwegs during the Early Holocene, the concomitant development of peat marshes in the upstream alluvial plain, and a later transgression on the margins of the ria during the Mid-Holocene. The compilation of data from the Narbonne coast and those available in Gulf of Lions and Catalonia coasts suggests low or no local vertical mobility for the period under discussion.

Keywords: near-shore peats, lagoonal deposits, filled ria, Aude river delta, Narbonne, north-western Mediterranean

ABRIDGED ENGLISH VERSION

On the French coasts of the Mediterranean, the relative sea-level (RSL) has been rising since the end of the Last Glacial Maximum (18 ka cal BP) (Lambeck & Bard, 2000; Vacchi *et al.*, 2016). For the Holocene period (< 11.7 ka cal BP), the phases of this rise have been largely documented by field data (Labeyrie *et al.*, 1976; Aloïsi *et al.*, 1978; L'Homer *et al.*, 1992; Dubar & Anthony, 1995; Laborel *et al.*, 1994; Vella & Provansal, 2000; Morhange *et al.*, 2001; Devillers *et al.*, 2007; Berné *et al.*, 2007; Morhange *et al.*, 2013). In this work, palaeoenvironmental data from the Narbonne coast (Dolez *et al.*, 2015; Carayon & Flaux, 2016; Salel, 2018) were used to evaluate RSL variations during the first half of the Holocene (9500-6000 cal a BP), a period that is currently not well documented in the region (figs. 1 & 2).

The newly produced RSL index and limiting points (tab. 1) were represented on an age-depth diagram. The data were analysed following the recent protocol to produce the RSL data in the Mediterranean (Vacchi et al., 2016). The indicators of former RSL correspond to peat marsh index points. They were associated with indicative ranges between 0 and +0.6 m or between -0.3 and +0.3 m around to the mean sea level (MSL), according to the modern distribution of peat marshes in deltaic and lagoonal margin contexts, respectively (Vella & Provensal, 2000; Carayon & Flaux, 2012). To account for sediment compaction, we subdivided these index points into basal and intercalated categories (Vacchi et al., 2016). All samples that did not show a precisely established relationship with the MSL were converted into sea-level limiting points. The terrestrial limiting points correspond to the emerged alluvial plain and

¹ Université Paul-Valéry Montpellier 3, CNRS, MCC, UMR 5140 ASM, Campus de Saint-Charles, FR-34199 MONTPELLIER cedex 05. *Courriel* : tiphaine.salel@gmail.com, jean-philippe.degeai@cnrs.fr, bdevillers@gmail.com, david.lefevre@cnrs.fr ² Labex ARCHIMEDE, ANR-11-LABX-0032-01, Université Paul-Valéry Montpellier 3, Campus de Saint-Charles, FR-34199 MONTPELLIER

cedex 05.

³ Mosaïques Archéologie, domaine la Barthe, FR-34660 COURNONTERRAL. *Courriel* : flaux.clement@gmail.com

⁴ Université Aix-Marseille, CNRS, UMR 6635 CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, FR-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 04. *Courriel* : bruneton@cerege.fr

temporary freshwater swamp developed above MSL. The marine limiting points correspond to the infralittoral samples deposited in the Holocene rias.

The oldest point is dated around 9500 cal a BP (figs. 3 & 4, tab. 1). It corresponds to a transgressive facies with brackish to marine fauna. It corresponds to a marine limiting point of the curve at -19.7 m NGF (French Geodetic Datum). Around 9300 cal a BP, the mean sea-level is between a marine limiting point at -18.8 m NGF and a terrestrial limiting point at -15.0 m NGF. Between 8800 and 7000 cal a BP, freshwater or slightly brackish peats place mean sea-level index points between -13.4 and -12.1 m NGF around 8800 cal a BP; between -11.9 and -10.7 m NGF around 8500 cal a BP; between -5.9 and -4.7 m NGF around 7500 cal a BP; between -5.1 and -4.1 m NGF around 7000 cal a BP. Around 6700 cal a BP, the mean sea-level is between a marine limiting point at -3.8 m NGF and a terrestrial limiting point at -2.3 m NGF. All these indicators can potentially be affected by a sediment compaction effect, with the exception of the basal samples corresponding to the oldest transgression markers directly above the basal alluvial formation and incompressible substrate (infralittoral facies of the central axis around 9500 cal a BP, peat marsh deposits of Port-la-Nautique around 7500 cal a BP) (tab. 1). In the Capestang marsh, the oldest infralittoral indicators (deposits with in situ marine shells) dated around 7700 and 7300 cal a BP (tab. 1) are consistent with the mean sea-level indicated by the basal peats of Port-la-Nautique, taking into account margins of error.

The local curve (fig. 4) is consistent with the scenario of a continuous RSL rise, marked by a sudden slowdown around 7500 cal a BP (Vacchi et al., 2018). This deceleration is related to the end of deglaciation during which the contribution of isostatic readjustment and possibly neotectonic become more important than eustatic factors (Khan et al., 2015; Vacchi et al., 2016). The results of the Narbonne area were compared to the available RSL curves from the Gulf of Lions coast (fig. 5). They are consistent with those from Provence (Laborel et al., 1994; Sartoretto et al., 1996; Morhange et al., 1998, 2001, 2013) and Languedoc (Aloïsi et al., 1978; Raynal et al., 2010; Sabatier et al., 2010). The RSL index point at 7500 cal a BP on the Languedoc coast (-6.4 m NGF \pm 1) (fig. 5) is in agreement with the result on basal peats from Port-la-Nautique, but slightly below the marine limiting point of Capestang. However, it is a wide range lagoonal indicator (-2 m below the mean level) (Vacchi et al., 2016) and may have been underestimated. Nearly one meter gap is observed between the Rhône delta curve (Vella & Provansal, 2000; Vella et al., 2005) (fig. 5) and RSL indicators from Port-la-Nautique (around 7500 cal a BP), Capestang (around 7700-7300 cal a BP) and Narbonne (around 6700 cal a BP). These authors had already noticed a similar gap with the Provence curve and assumed a tectonic subsidence of the Rhône delta plain during the Holocene. In addition, the results of the Narbonne area were compared to the available RSL data from Catalonia (fig. 6). They are consistent between 9500 and 6000 cal a BP. At least four metres gap is observed with the Ebro delta RSL data after 6000 cal a BP. This difference seems to be link to the importance of sediment compaction in the Ebro delta, related to the increase in sediment loading following the RSL stabilization (Vacchi *et al.*, 2018).

These regional comparisons suggest that subsidence phenomena (tectonic mobility and sediment compaction) are low on the rias system margins (sectors of Port-la-Nautique, Capestang marsh, plain adjacent to Narbonne). The deposits are more susceptible to compaction towards the centre, where the thickness of the Holocene sequence increases. So far, no evidence of this possible subsidence has been found in Narbonne Holocene ria (west of the Clape massif). On the eastern deltaic branch of the Aude (east of the Clape massif, cores BVA03 and BVA04 on the fig. 2), modern continental facies (freshwater marshes and emerged plains) are nearly one metre below the current mean sea level (Salel, 2018). Assuming a process of differential subsidence affecting this eastern area over the past three centuries, the rapid compaction of modern sediments shortly after deposition could be an important component of vertical movement, as has been demonstrated in other microtidal deltas (Donaldson et al., 1970; Meckel et al., 2007; Stramondo et al., 2008; Becker & Sultan, 2009).

Therefore, the Narbonne coast has interesting potential to improve our understanding of RSL variations during the Holocene. In addition, the rich archaeological context gives hope for the recognition of precise RSL indicators for more recent periods, similar to those already identified in the ancient fishpond of Port-la-Nautique (Carayon & Flaux, 2016).

1 - INTRODUCTION

Depuis la fin du Dernier Maximum Glaciaire (18 ka cal BP), près de 50 millions de km³ de glaces continentales ont fondu, entraînant une remontée du niveau marin relatif d'environ 135 m dans les régions éloignées des grandes calottes glaciaires (Bard et al., 1996, 2010 ; Peltier & Fairbanks, 2006, Lambeck & Purcell, 2005 ; Deschamps et al., 2012). Sur les côtes françaises de la Méditerranée, les étapes de cette remontée ont été largement documentées par les données de terrain (Labeyrie et al., 1976; Aloïsi et al., 1978; L'Homer et al., 1992; Dubar & Anthony, 1995; Laborel et al., 1994; Vella & Provansal, 2000 ; Morhange et al., 2001 ; Devillers et al., 2007 ; Berné et al., 2007 ; Morhange et al., 2013). Dans un article de synthèse, Vacchi et al. (2016) présentent une courbe élaborée à partir d'une sélection d'indicateurs précis et bien datés collectés sur les côtes de Provence et du Languedoc, à l'est de Sète. L'Holocène (< 11,7 ka cal BP) est marqué par une remontée rapide puis par une nette décélération après 7,5 ka cal BP. Ce ralentissement est mis en relation avec la fin de la déglaciation de la calotte nord-américaine, au cours de laquelle les rôles du réajustement isostatique et éventuellement de la néotectonique deviennent prépondérants sur les facteurs eustatiques (Khan et al., 2015). Le contexte de remontée du niveau marin relatif en deux temps est un

des principaux facteurs de l'évolution régionale des rias colmatées (Dubar, 2003 ; Raynal et al., 2010 ; Bertoncello et al., 2014 ; Devillers et al., 2019). Durant la phase de remontée rapide, le profil en long des fleuves se réajuste pour rester en équilibre avec le niveau marin. La rupture de pente limite la puissance des écoulements et les apports sédimentaires aux embouchures, et la mer transgresse à l'intérieur des basses vallées. Le ralentissement de la remontée marine induit généralement un changement d'équilibre entre les apports sédimentaires et la vitesse de création de l'espace de sédimentation (Galloway & Hobday, 1983). Ce changement d'équilibre est à l'origine de la progradation des deltas, dynamique déclenchée plus ou moins tôt d'une vallée à l'autre en fonction des caractéristiques morphologiques, hydrologiques et sédimentaires locales (Stanley & Warne, 1994).

Dans le présent travail, les données paléoenvironnementales obtenues sur la côte de Narbonne sont utilisées pour évaluer les variations du niveau marin relatif durant la première moitié de l'Holocène (9500-6000 a cal BP), une période pour le moment peu connue autour du golfe du Lion. Les premiers travaux géomorphologiques consacrés à l'évolution du littoral narbonnais (Verdeil, 1967, 1970, 1990 ; Ambert 1993, 1995, 2000, 2011 ; Rescanières, 2001, 2003) décrivent un comblement sédimentaire caractéristique des paléovallées ennoyées lors de la remontée marine postglaciaire (Dalrymple et al., 1992, 1994 ; Boyd et al., 2006). La base de la séquence de remplissage est délimitée par une surface d'érosion contemporaine d'un bas niveau marin attribué au Dernier Maximum Glaciaire. Elle est surmontée par des dépôts infralittoraux recouvrant localement une ancienne nappe alluviale caillouteuse de l'Aude. Ces dépôts infralittoraux passent verticalement et latéralement aux dépôts des plaines fluvio-palustres qui coiffent la séquence sédimentaire. Les connaissances sur les circonstances de la transgression et les rythmes de la progradation du delta de l'Aude ont pu être précisés récemment à travers l'analyse sédimentologique et micropaléontologique systématique de carottes datées au radiocarbone (Dolez et al., 2015 ; Carayon & Flaux, 2016 ; Salel, 2018). La reconnaissance précise des anciennes conditions de dépôt et la datation des faciès indicateurs du niveau lagunaire permettent de préciser la courbe locale d'élévation du niveau de base.

2 - CADRE PHYSIQUE

2.1 - CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET NÉOTECTONIQUE

Sur la côte de Narbonne, les structures géologiques en roches dures correspondent aux calcaires de la nappe de charriage des Corbières mise en place lors de la compression pyrénéenne à l'Éocène (massifs de Fontfroide et de la Clape et buttes isolées le long de la côte). Elles contrastent avec le comblement marneux des fossés tectoniques ouverts de part et d'autre de la Clape lors de l'effondrement du golfe du Lion à l'Oligocène (figs. 1 & 2) (Lespinasse *et al.*, 1982 ; Guennoc *et al.*, 2000). Ces matériaux plus sensibles



Fig. 1 : Contexte néotectonique de la côte du golfe du Lion à l'ouest du Rhône.

Fig. 1: Neotectonic context of the Gulf of Lion's western coast.

à l'érosion ont été facilement surcreusés par les processus fluviatiles et éoliens durant le Quaternaire. Au large du massif de la Clape, plusieurs paléo-talwegs scellés par le remplissage postérieur au Dernier Maximum Glaciaire apparaissent aux embouchures actuelles de l'Aude et de l'Orb et face aux lagunes de Narbonne (fig. 2) (Lespinasse et al., 1982). Le prolongement amont de cet ancien réseau fluviatile est bien identifié entre Narbonne et la Clape (Verdeil, 1970). Par contre la géométrie de la base du remplissage postglaciaire est moins bien connue au nord et à l'est de la Clape (Grau & Rescanières, 2000). Un creusement initialement éolien ou hydro-éolien, par coalescence de petites dépressions fermées excavées au cours d'une période froide du Pléistocène, est évoqué (Ambert, 2013; David & Carozza, 2017). La topographie différenciée de la fin du Dernier Maximum Glaciaire explique la morphologie découpée de la basse vallée de l'Aude (fig. 2) qui forme un système de rias aux contours irréguliers durant le maximum de transgression holocène. Elle détermine l'épaisseur du remplissage sédimentaire postglaciaire, qui atteint une vingtaine de mètres au moins dans l'axe incisé des paléo-vallées.

D'un point de vue tectonique, le Quaternaire marque un changement de régime (compression NO-SE à N-S) par rapport à l'Oligocène (distension NO-SE) (Bles *et al.*, 1996). Les déformations affectant les terrains pléistocènes sont identifiées entre Carcassonne et Narbonne (faille de Fabrezan) et au nord de Narbonne (faille de Bize) (Ellenberger & Gotis, 1967 ; Ambert, 1977 ; Larue, 2001, 2007) (fig. 1). L'activité sismique subactuelle est très faible dans la région, toutefois l'événement de 1950 pourrait être lié au rejeu du réseau des failles actives durant le Quaternaire (Bles *et al.*, 1996).



Fig. 2 : Contexte géologique de la côte de Narbonne et localisation des sondages cités dans ce travail.

Fig. 2: Geological context of the Narbonne coast and location of mentioned cores.

2.2 - DYNAMIQUES LITTORALES

La dynamique côtière du golfe du Lion est marquée par un régime microtidal (environ 40 cm de marnage aux stations de Gruissan et Port-la-Nouvelle). Celui-ci a peu d'impact sur la morphogenèse littorale qui est essentiellement liée aux régimes des vents et des houles. La région de Narbonne compte environ 300 jours de vent par an. Les vents de terre (secteur W/NW) sont dominant (~ 60 %) et dépassent fréquemment les 50 km/h. Ils influencent la morphologie des cordons littoraux, constitués de larges plages et de dunes toujours basses (Brunel, 2010). Sur le front de mer, le régime des houles est caractérisé par des vagues le plus souvent inférieures à 1,5 m (~ 80 %) (Guizien, 2009). Les tempêtes liées aux vents de mer (secteur SE) entraînent des hausses temporaires du niveau marin pouvant atteindre 6 m, donc bien supérieures à celles générées par les marées. Ces tempêtes sont responsables de la submersion

des cordons littoraux et de la réactivation des graus temporaires (Anselme *et al.*, 2008 ; Larue *et al.*, 2009). Le régime des vents et des houles génère à la côte différents sens de dérive littorale à l'origine de cellules de transport sédimentaire opposées (Durand, 1999 ; Sabatier *et al.*, 2004). Le secteur étudié correspond à une zone de convergence des dérives centrée sur Portla-Nouvelle (fig. 2).

Dans le complexe lagunaire de Narbonne, le niveau d'eau varie à différentes fréquences (quelques jours, mensuelle, saisonnière). L'amplitude maximale mesurée se situe entre +0,9 et -0,4 m NGF (mesures 1993-1997) (IFREMER, 2004). Ces variations rapides sont contrôlées par des facteurs météorologiques parmi lesquels les vents, la pression atmosphérique et les précipitations. Le niveau d'eau lagunaire moyen se situe autour de +0,15 m NGF (IFREMER, 2004). Il est proche du niveau marin moyen récemment mesuré sur la côte de Narbonne (+0,2 m NGF $\pm 0,05$ aux stations de Gruissan et Port-la-Nouvelle). Ce niveau légèrement positif est cohérent avec l'élévation du niveau de la mer (entre 1 et 5 mm/an) constatée sur les sites méditerranéens verticalement stables à l'échelle du dernier siècle (Brunel, 2010). Ainsi malgré l'amplitude des oscillations d'origine météorologique, le niveau moyen des lagunes narbonnaises est comparable à celui de la mer.

3 - MÉTHODES

La sélection d'indicateurs présentée est issue de l'étude de la carotte de l'étang de Capestang (Ambert, 1995, 2007), des carottes de l'anse lagunaire de Port-la-Nautique (CAP01) (Carayon & Flaux, 2012, 2016) et de la plaine deltaïque de l'Aude (SC01, SC02, STE, BVA01, BVA02bis) (Salel, 2018) (tab. 1). L'altitude des sondages en surface a été mesurée avec un GPS différentiel ou au moyen d'un niveau optique référé au zéro NGF. Les datations ont été réalisées sur coquilles (bivalves connectés en position de vie) et matériel terrestre (débris végétaux, tourbes, sédiments organiques). Les âges ¹⁴C ont été respectivement calibrés à l'aide des courbes MARINE13 et INTCAL13 (Reimer et al., 2013) avec un intervalle de confiance de 2σ . Une déviation ΔR de 110 ans a été utilisée pour calibrer les âges sur coquilles (Salel, 2018).

3.1 - SÉLECTION DES INDICATEURS

3.1.1 - Dépôts de marais tourbeux

Les dépôts de marais tourbeux reflètent toujours une altitude de la nappe phréatique, dans certains cas contrôlée par la remontée marine. En contexte deltaïque confiné (delta en fond de baie), les tourbes intercalées entre dépôts terrestres et lagunaires constituent des indicateurs du niveau marin moyen contemporain de l'accumulation (Shennan *et al.*, 2015). Dans le delta de l'Aude, l'altitude des tourbes d'eau douce à légèrement saumâtre formées au-dessus des dépôts de plaine

relation au niveau de base		sondage	N	E	échant	illon daté	code	années BP		années cal BP		courbe	ΔR	e1	e2	e3	e4	alt. m NGI		réf.
marais temporaire d'eau douce	> 0	BVA02BIS	43,189778°	3,034404°	datation relative entre 6290 et 6830 ans cal. BP		Poz-65910 et Poz-57850			6651	± 270	Intcal13		0,10	0,15	0,05	0,05	-2,45	± 0,2	(A)
plaine émergée	> 0	SC02	43,172679°	3,046025°	débris végétaux		Poz-67553	8270	± 50	9261	±169	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,17	-15,30	± 0,3	(A)
tourbe d'eau douce à saumâtre	0 à +0,6	STE	43,165846°	3,048897°	tourbe		Poz-46563	7970	± 50	8823	±174	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,14	-12,45	± 0,3	(A)
tourbe d'eau douce à saumâtre	0 à +0,6	SC02	43,172679°	3,046025°	tourbe		Poz-45415	7710	± 50	8499	±86	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,13	-11,02	± 0,3	(A)
tourbe d'eau douce à saumâtre (basale)	-0,3 à +0,3	CAP01	43,143881°	3,003117°	débris végétaux		Poz-44265	6660	± 40	<mark>7528</mark>	± 67	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,06	<mark>-5,4</mark>	± 0,2	<mark>(B)</mark>
tourbe d'eau douce à saumâtre (basale)	-0,3 à +0,3	CAP01	43,143881°	3,003117°	débris végétaux		Poz-44269	6640	± 50	<mark>7511</mark>	± 74	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,06	<mark>-5,2</mark>	± 0,2	<mark>(B)</mark>
tourbe d'eau douce à saumâtre	-0,3 à +0,3	CAP01	43,143881°	3,003117°	coquille		Poz-44268	6600	± 40	<mark>7008</mark>	± 125	Marine13	110	0,20	0,15	0,05	0,05	-4,55	± 0,2	(B)
infralittoral (basal)	≤ 0	SC01	43,1207°	3,010655°	coquille	Loripes sp.	Poz-40018	9010	± 50	9570	± 115	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,20	-19,35	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	SC01	43,1207°	3,010655°	coquille	Cerastoderma sp.	Poz-40010	8790	± 50	9345	± 121	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,19	-18,50	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	SC02	43,172679°	3,046025°	sédiment total		Poz-45417	7560	± 50	8329	± 118	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,12	-9,50	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	STE	43,165846°	3,048897°	débris végétaux		Poz-67549	7150	± 40	7951	± 79	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,11	-9,40	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	SC02	43,172679°	3,046025°	sédiment total		Poz-45419	7330	± 50	8158	±144	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,10	-8,12	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	BVA02BIS	43,189778°	3,034404°	sédiment total		Poz-57848	6380	± 40	7336	± 84	Intcal13		0,10	0,15	0,02	0,10	-6,82	± 0,2	(A)
infralittoral	≤ 0	SC02	43,172679°	3,046025°	sédiment total		Poz-45420	6970	± 40	<mark>7811</mark>	± 116	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,09	-6,67	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	STE	43,165846°	3,048897°	débris végétaux		Poz-67547	6110	± 40	7024	± 133	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,07	-5,60	± 0,3	(A)
infralittoral	<mark>≤0</mark>	BVA02BIS	43,189778°	3,034404°	sédiment total		Poz-57850	5890	± 40	<mark>6702</mark>	± 128	Intcal13		0,10	0,15	0,02	0,07	-3,58	± 0,2	(A)
infralittoral	<mark>≤0</mark>	STE	43,165846°	3,048897°	coquille	Cerastoderma sp.	Poz-46561	4950	± 40	<mark>5138</mark>	± 138	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,04	-2,64	± 0,3	(A)
infralittoral	<mark>≤0</mark>	BVA01	43,136415°	3,026093°	sédiment total		Poz-57986	3645	±35	<mark>3978</mark>	± 107	Intcal13		0,10	0,15	0,02	0,03	-2,38	± 0,2	(A)
infralittoral	<mark>≤0</mark>	SC02	43,172679°	3,046025°	coquille	Cerastoderma sp.	Poz-45421	3025	±35	<mark>2675</mark>	± 97	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,04	-2,22	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	STE	43,165846°	3,048897°	coquille	Loripes sp.	Poz-46913	3660	±35	3447	± 94	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,04	-2,14	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	SC02	43,172679°	3,046025°	coquille	Cerastoderma sp.	Poz-45423	2930	±35	<mark>2573</mark>	± 128	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,04	-1,95	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	SC02	43,172679°	3,046025°	débris végétaux	Arbutus unedo	Poz-45424	2075	± 30	<mark>2040</mark>	<mark>± 90</mark>	Intcal13		0,20	0,15	0,01	0,04	-1,50	± 0,3	(A)
infralittoral	<mark>≤0</mark>	STE	43,165846°	3,048897°	coquille	Cerastoderma sp.	Poz-46557	2460	± 40	<mark>1980</mark>	± 114	Marine13	110	0,20	0,15	0,01	0,03	-1,32	± 0,3	(A)
infralittoral	≤ 0	Capestang			sédiment total			6850	±110	7722	± 210	Intcal13		0,20	0,15	0,02		-4,50	± 0,3	(C)
infralittoral	≤ 0	Capestang			sédiment total			6430	± 60	7354	± 102	Intcal13		0,20	0,15	0,02		-3,98	± 0,3	(C)
infralittoral	≤ 0	Capestang			sédiment total			5240	± 50	6047	±133	Intcal13		0,20	0,15	0,02		-2,90	± 0,3	(C)
infralittoral	≤ 0	Capestang			sédiment total			4010	±100	4504	± 320	Intcal13		0,20	0,15	0,02		-1,80	± 0,3	(C)

Tab. 1 : Indicateurs du niveau de base sélectionnés sur la côte de Narbonne.

Références : (A) Delta de l'Aude (Salel, 2018). (B) ans lagunaire de Port-la-Nautique (Carayon & Flaux, 2016). (C) Étang de Capestang (Ambert, 1995, 2007). Calcul de l'erreur verticale $e_i = (e_1^2 + e_2^2 + e_3^2 + e_1^2 ...)^{1/2}$, avec e_i : précision de l'instrument de mesure, e_2 : estimation de l'étirement/ compaction, e_3 : épaisseur de l'échantillon daté, e_4 : angle des carottages (~1%), d'après Vacchi *et al.* (2016). N et E en degrés décimaux. *Tab. 1: Sea-level indicators selection from the Narbonne coast. References: (A) Aude river delta (Salel, 2018). (B) Port-la-Nautique lagoon (Carayon & Flaux, 2016). (C) Capestang marsh (Ambert, 1995, 2007). Vertical error : e_i = (e_1^2 + e_2^2 + e_3^2 + e_3^2 ...)^{1/2}, with e_i : measuring precision, e_2 : streching/ shortening sampling error, e_3 : sample thickness, e_4 : angle of borehole error (~1%), (Vacchi et al., 2016). N and E in decimal degrees.*

proximale émergée (sondages SC02 et STE) (fig. 3) a été associée à une gamme d'altitude comprise entre 0 et +0,6 m par rapport au niveau moyen de l'époque (tab. 1). Cette estimation repose sur des mesures actuelles menées en contexte microtidal dans le delta du Rhône, où les marécages tourbeux à faune dulçaquicole se forment au niveau moyen de la mer ou légèrement au-dessus (Vella & Provansal 2000). Dans l'anse lagunaire de Port-la-Nautique, l'altitude des tourbes anciennes a été associée à une gamme comprise entre -0,3 et +0,3 m (sondage CAP01) (tab. 1). Les mesures actuelles montrent en effet que, dans ce secteur éloigné de la plaine deltaïque, les apports d'eau douce sont peu importants et les dépôts marécageux culminent entre -0,1 et +0,5 m NGF (Carayon & Flaux, 2012).

3.1.2 - Dépôts de plaines émergées

Les dépôts de plaines émergées datés dans le delta de l'Aude (sondages SC02, BVA02, BVA02bis) ont permis de proposer des limites altimétriques supérieures aux niveaux moyens contemporains (tab. 1). L'âge du dépôt le plus récent repose sur une datation relative (sondages BVA02 et BVA02bis). Il s'agit d'un dépôt de marais temporaire d'eau douce recouvrant des vases lagunaires $(6702 \pm 128 \text{ a cal BP})$ et antérieur ou contemporain au comblement du chenal proche $(6363 \pm 72 \text{ a cal BP})$ (fig. 3) (Salel, 2018).

3.1.3 - Dépôts de lagunes et baies marines

L'interprétation des faciès infralittoraux en termes de position verticale du niveau marin dépend du contexte géomorphologique considéré. Vacchi *et al.* (2016) ont par exemple relié les faciès lagunaires à des intervalles paléobathymétriques précis allant de -2 ou -1 à 0 m. Cette interprétation est spécifique aux lagunes de type dépression parallèle à la côte, qui sont restées relativement peu profondes au cours de l'Holocène. Dans le cas de la basse vallée de l'Aude, les bassins lagunaires sont potentiellement profonds dans l'axe des anciens talwegs ennoyés. Les dépôts infralittoraux datés associés aux paléobathymétries apparentes les plus réduites ont été sélectionnés (sondage de Capestang, BVA02BIS, SC02, STE, BVA01, SC01) (tab. 1). Ces dépôts correspondent à des paléogéographies « confinées » (fond de baie éloigné



Fig. 3 : Indicateurs du niveau de base sur la côte narbonnaise, issus des sondages du delta de l'Aude, de l'anse lagunaire de Port-la-Nautique et de l'étang de Capestang.

Fig. 3: Sea-level indicators from the Narbonne coast, selected in the cores from the Aude delta, lagoon of Port-la-Nautique and Capestang marsh.

par rapport à la pleine mer ou proximité d'une embouchure) (fig. 3). Ils fournissent simplement un encadrement inférieur au niveau marin contemporain (tab. 1).

3.2 - INCERTITUDES

3.2.1 - Marges d'erreur

L'erreur verticale correspond à l'incertitude altimétrique dépendant de la précision de l'instrument de mesure altitudinale (DGPS et niveau optique) et de l'épaisseur de l'échantillon daté, mais aussi de la technique de prélèvement (tab. 1) : erreurs liées à l'angle des sondages carottés (environ 1 %) et à l'étirement ou à la compaction des sédiments (\pm 0,15 m) (Vacchi *et al.*, 2016). L'erreur horizontale est liée à la marge d'incertitude chronologique (2 σ) des datations radiocarbones calibrées.

3.2.2 - Effet de compaction

Le tassement des sédiments, postérieur à leur dépôt, perturbe l'interprétation altimétrique des indicateurs. Pour cette raison, les échantillons les plus fiables reposant directement sur un substrat incompressible (nappe de base à galets, marnes tertiaires compactes) ont été différenciés des échantillons intercalés entre des couches sédimentaires peu compactes ou situés au sein des tourbes (tab. 1).

4 - RÉSULTATS

Les indicateurs paléoenvironnementaux ont été représentés sur un diagramme âge-profondeur (tab. 1, fig. 4). Ils permettent de reconstituer certaines étapes de l'évolution du niveau moyen dans la ria colmatée de Narbonne, essentiellement pour la première moitié de l'Holocène. Le dépôt le plus ancien, daté autour de 9500 a cal BP, correspond à un faciès transgressif à faune saumâtre et marine formé au contact de la nappe alluviale caillouteuse de fond (tab. 1). Il donne un encadrement inférieur de la courbe à -19,7 m NGF. Autour de 9300 a cal BP, le niveau moyen est compris entre un encadrement inférieur à -18,8 m NGF et un encadrement supérieur à -15,0 m NGF. Entre 8800 et 7000 a cal BP, les dépôts tourbeux situent le niveau moyen entre -13,4 et -12,1 m NGF vers 8800 a cal BP; entre -11,9 et -10,7 m NGF vers 8500 a cal BP ; entre -5,9 et -4,7 m NGF vers 7500 a cal BP ; entre -5,1 et -4,1 m NGF vers 7000 a cal BP. Autour de 6700 a cal BP, le niveau moyen est compris entre un encadrement inférieur à -3,8 m NGF et un encadrement supérieur à -2,3 m NGF. Tous ces indicateurs ont pu être affectés par un effet de tassement sédimentaire, à l'exception des premiers marqueurs de transgression surmontant directement les nappes de galets basales et le substrat marneux considérés comme incompressibles (faciès infralittoral de l'axe central vers 9500 a cal BP, tourbes littorales de Port-la-Nautique vers 7500 a cal BP). Dans le secteur de l'étang de Capestang, les premiers indicateurs infralittoraux (dépôts contenant des coquilles



Fig. 4 : Indicateurs du niveau de base sur la côte de Narbonne depuis 9500 ans.

Fig. 4: Sea-level indicators on the Narbonne coast since 9500 years.

marines *in situ*) sont datés autour de 7700 a cal BP et de 7300 a cal BP. En tenant compte des marges d'erreurs, leurs altitudes respectives (tab. 1) sont cohérentes avec le niveau moyen indiqué par les tourbes basales de Portla-Nautique.

5 - DISCUSSION

5.1 - COMPARAISON AVEC LES COURBES DISPONIBLES AUTOUR DU GOLFE DU LION

Les indicateurs paléoenvironnementaux du niveau marin sur la côte de Narbonne concernent surtout la première moitié de l'Holocène (9500-6000 a cal BP). Ils sont complétés, pour la période antique (autour de 1930 a cal BP), par des indicateurs archéologiques du niveau d'eau moyen dans le vivier romain de Port-la-Nautique (entre -0,6 et -0,3 m NGF) (Carayon & Flaux, 2012, 2016). Ce niveau antique devait être proche de celui de la lagune qui le contrôlait par l'intermédiaire de canalisations. La courbe tracée à partir de ces résultats (fig. 4) est cohérente avec le scénario d'une remontée continue du niveau marin relatif, marquée par un net ralentissement autour de 7500 a cal BP (Lambeck & Bard, 2000 ; Vacchi *et al.*, 2016).

Ces résultats ont été comparés aux courbes de variations relatives du niveau marin mesurées sur les littoraux du golfe du Lion (fig. 5). Ils sont cohérents avec ceux obtenus en Provence (Laborel *et al.*, 1994 ; Sartoretto *et al.*, 1996 ; Morhange *et al.*, 1998, 2001, 2013) et en Languedoc oriental (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Raynal *et al.*,





Fig. 5 : Comparaison des indicateurs du niveau de base du Narbonnais et du golfe du Lion à l'Holocène.

(A, B et C) Données par secteur d'après Vacchi *et al.* (2016) pour la Provence, le delta du Rhône et le Languedoc oriental. (D) Données pour l'ensemble des côtes françaises de la Méditerranée issues de la synthèse de Vacchi *et al.* (2016) et intégration des données du Narbonnais issues de ce travail. *Fig. 5: Comparison of Holocene sea-level indicators from Narbonne and Gulf of Lion. (A, B and C) Data from Provence, Rhône delta and Eastern Languedoc according to Vacchi et al. (2016). (D) Gulf of Lion curve according to Vacchi et al. (2016) and integration of Narbonne data from this work.*

2010 ; Sabatier et al., 2010). Le paléo-niveau (-6,4 m NGF \pm 1) donné autour de 7500 a cal BP en Languedoc (Palavas) (fig. 5) est en accord avec le résultat sur tourbes basales de l'anse de Port-la-Nautique, mais légèrement inférieur au minimum infralittoral de Capestang. Il s'agit toutefois d'un indicateur lagunaire associé à une gamme assez large (jusqu'à -2 m sous le niveau moyen) (Vacchi et al., 2016) qui a éventuellement pu être sous-estimée. Un décalage de près d'un mètre est par contre constaté entre la courbe du delta du Rhône (Vella & Provansal, 2000 ; Vella et al., 2005) (fig. 5) et les indicateurs provenant des secteurs de Port-la-Nautique (vers 7500 a cal BP), de Capestang (vers 7700-7300 a cal BP) et de Narbonne (vers 6700 a cal BP). Ces auteurs avaient déjà remarqué un décalage similaire avec la courbe de Provence et supposé une subsidence de la plaine deltaïque du Rhône durant l'Holocène.

Les données du Narbonnais sont cohérentes avec celles des côtes de la Catalogne entre 9500 et 6000 a cal BP (fig. 6). Un décalage de plus de quatre mètres est observé entre les indicateurs intercalés du delta de l'Ebre et les encadrements inférieurs de la courbe de Narbonne après 6000 a cal BP. Ce décalage serait lié à l'importance de la compaction sédimentaire dans le delta de l'Ebre, en relation avec l'augmentation de la charge sédimentaire qui fait suite à la stabilisation du niveau marin au milieu de l'Holocène (Vacchi *et al.*, 2018).

Ces comparaisons régionales suggèrent que les phénomènes de subsidence (mobilité tectonique et compaction des sédiments) sont faibles en bordure du système de rias colmatées (secteurs de l'anse lagunaire de Port-la-Nautique, étang de Capestang, plaine de Malard en contrebas de Narbonne). La courbe proposée dans le présent travail peut donc être considérée comme une référence, pour l'Holocène ancien et moyen, dans le nord-ouest de la Méditerranée. Vers le centre des rias où l'épaisseur de la sédimentation holocène augmente, il n'est pas improbable que les terrains soient davantage sujets à la compaction. Pour le moment, aucun témoin de cet éventuel affaissement n'a été identifié dans la ria colmatée à l'ouest du massif de la Clape. Par contre sur la branche deltaïque à l'est de la Clape (sondages BVA03 et BVA04, fig. 2), des faciès continentaux modernes (marais d'eau douce et plaine émergée) sont situés à près d'un mètre sous le niveau marin actuel (Salel et al., 2019). Dans l'hypothèse d'un processus de subsidence



Modèle d'ajustement glacio-isostatique ICE-5G VM2 (Peltier, 2004)

Fig. 6 : Comparaison des indicateurs du niveau de base du Narbonnais et de Catalogne à l'Holocène.

(A et B) Données par secteur d'après Vacchi *et al.* (2018) pour la côte du Cap Creux à Cubelles et le delta de l'Ebre. (C) Données pour l'ensemble des côtes Catalanes issues de la synthèse de Vacchi *et al.* (2018) et intégration des données du Narbonnais issues de ce travail. *Fig. 6: Comparison of Holocene sea-level indicators from Narbonne and Catalonia. (A and B) Data from Cap Creux to Cubelles according to Vacchi et*

al. (2018). (C) Catalonia curve according to Vacchi et al. (2018) and integration of Narbonne data from this work.

différentielle affectant en particulier ce secteur oriental au cours des derniers siècles, le tassement rapide des sédiments peu de temps après leur dépôt pourrait constituer une composante importante du mouvement vertical, comme cela a été mis en évidence dans les deltas du Nil (Becker & Sultan, 2009), du Mississippi (Meckel *et al.*, 2007), du Guadalupe (Donaldson *et al.*, 1970), du Tibre (Stramondo *et al.*, 2008) et du Po (Fontana *et al.*, 2017).

5.2 - PRÉCAUTION RELATIVE À L'INTERPRÉ-TATION DES DÉPÔTS « LAGUNAIRES » EN TERMES DE POSITION VERTICALE DU NIVEAU MARIN

Le rapport du sondage de Capestang (Ambert, 1995) indique l'existence d'un plan d'eau à malacofaune paralique colonisatrice (*Hydrobia acuta, Cerastoderma glaucum*) et continentale (*Radix sp.*) à l'extrémité amont de la ria de Vendres avant 8000 a cal BP. L'altitude du fond à cette époque (proche de -5 m NGF) paraît supérieure d'environ un mètre par rapport à la courbe d'élévation du niveau marin présentée ici. Trois hypothèses peuvent être envisagées. La première est celle d'un étang saumâtre déconnecté de la mer. Elle est très vraisemblable car plusieurs exemples de plans d'eau continentaux salés sont connus dans la région au début de l'Holocène : c'est le cas de l'étang de Montady (Abbé, 2009) et de la paléo-lagune de Thau (Court-Picon et al., 2010). La paléotopographie en cuvettes continentales fermées (Ambert, 2013 ; David & Carozza, 2017) et l'imperméabilité du substrat marneux sont des paramètres favorables à la formation de ce type d'étang directement au sud de Capestang. La salinité pourrait être liée aux caractéristiques chimiques de l'alimentation hydrique et à la concentration des saumures par évaporation, comme cela a été proposé à Montady (Abbé, 2009). La deuxième hypothèse pouvant expliquer l'altitude élevée de ce plan d'eau saumâtre est celle d'un problème de datation, possible car les sédiments prélevés en milieu aquatique sont susceptibles de fournir des âges radiocarbones anormalement vieux (matière organique ancienne remaniée et/ou effet réservoir important). Cependant les datations calibrées proposées sont cohérentes avec les arguments chronologiques fournis par la palynologie, d'après les connaissances actuelles sur l'évolution de la végétation à l'Holocène (Jalut et al., 1997, 2009). Troisième et dernière hypothèse, celle d'une surrection du secteur de Capestang dans la première moitié de l'Holocène. Des mouvements verticaux positifs ont affecté la nappe des Corbières orientales durant le Pléistocène, mais les vallées de la Cesse et de l'Aude à l'est de la faille de Bize sont réputées en subsidence (Ambert, 1977 ; Larue, 2001, 2007). Il n'existe pour l'instant aucune preuve de déformations néotectoniques affectant des terrains plus récents dans ce secteur. Pour ces raisons, seuls les indicateurs biologiques fiables, dont le développement nécessite impérativement une connexion directe et continue avec la mer, ont été pris en compte pour la dépression de Capestang (tab. 1).

6 - CONCLUSION

Les données paléoenvironnementales obtenues sur la côte de Narbonne (Ambert, 1995 ; Dolez et al., 2015 ; Carayon & Flaux, 2016 ; Salel, 2018) sont utilisées pour évaluer les variations du niveau marin relatif durant la première moitié de l'Holocène (9500-6000 a cal BP). Parmi les indicateurs identifiés, l'encadrement inférieur de la courbe à -19,7 m NGF vers 9500 a cal BP (dépôts lagunaires) et l'encadrement moyen autour de $5,3 \pm 0,6$ m NGF vers 7500 a cal BP (tourbes de marais littoraux) constituent des points d'altitude fiable car peu susceptibles de tassement (tab. 1). Les résultats présentés (fig. 4) sont cohérents avec le scénario d'une remontée continue du niveau marin relatif, marquée par un net ralentissement autour de 7500 a cal BP (Lambeck & Bard, 2000 ; Vacchi et al., 2016). Ils sont comparables à ceux obtenus sur les côtes de Provence (Laborel et al., 1994 ; Sartoretto et al., 1996 ; Morhange et al., 1998, 2001, 2013), du Languedoc oriental (Aloïsi et al., 1978 ; Raynal et al., 2010 ; Sabatier et al., 2010), mais indiquent un décalage de près d'un mètre avec la courbe du delta du Rhône (fig. 5) (Vella & Provansal, 2000 ; Vella et al., 2005). Cette comparaison régionale suggère que les phénomènes de subsidence (mobilité tectonique et compaction sédimentaire) sont faibles, au moins sur les bordures du système de rias colmatées (secteurs de l'anse lagunaire de Port-la-Nautique, étang de Capestang, plaine en contrebas de Narbonne). La courbe proposée dans ce travail peut donc être considérée comme une référence, pour l'Holocène ancien et moyen, dans le nord-ouest de la Méditerranée. La côte narbonnaise présente ainsi un potentiel intéressant pour affiner notre compréhension des variations relatives du niveau marin à l'Holocène. À cela s'ajoute un riche contexte archéologique laissant espérer la reconnaissance d'indicateurs précis et facilement datables d'anciens niveaux lagunaires pour les périodes les plus récentes, à l'instar de ceux déjà identifié dans le vivier antique de Port-la-Nautique (Carayon & Flaux, 2016).

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'un contrat doctoral de l'école doctorale 60 de l'Université Paul Valéry Montpellier 3. Elle a bénéficié du soutien financier du programme scientifique Évolution des paysages fluvio-lagunaires du Narbonnais du LabEx ARCHIMEDE (Investissement d'Avenir, ANR-11-LABX-0032-01) et du programme collectif de recherche sur *Les ports antiques de Narbonne* (partenariat entre la région Languedoc-Roussillon, le CNRS et le Ministère de la Culture), tous deux coordonnés par Corinne Sanchez. Les carottages ont été réalisés grâce aux équipes du Centre de carottage et de forage national (CNRS INSU) et du laboratoire Archéologie des sociétés méditerranéennes (CNRS UMR5140). Que toutes ces personnes et institutions soient remerciées. Un grand merci aux relecteurs, Maria-Angela Bassetti et Matteo Vacchi, pour leurs commentaires et suggestions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBÉ J.-L., BLANCHEMANCHE P., BERGER J.-F., DELLONG E., LE ROY L. & RUF T., 2009 – Autour de l'étang de Montady. Espace, environnement et mise en valeur du milieu humide en Languedoc, des oppida à nos jours. Projet collectif de recherche, rapport intermédiaire 2009 du triennal 2008-2010, Montpellier, SRA Languedoc-Roussillon, 141 p.
- ALOÏSI J.C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1978 - The Holocene transgression in the Gulf of Lions, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. Géographie physique et Quaternaire, 32 (2), 145-162.
- AMBERT P., 1977 Déformation tectonique d'une terrasse quaternaire de la Cesse à Bize (Aude). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 113, 147-151.
- AMBERT P., 1993 Preuves géologiques de l'insularité du massif de la Clape pendant la transgression flandrienne. Compte Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, Paris, 316 (2), 237-244.
- AMBERT P., 1995 Les forages de la basse vallée de l'Aude et du littoral. In Guilaine J., Ambert P., Barthès P. & Vaquer J. (eds.), Temps et Espace dans le bassin de l'Aude du Néolithique à l'âge du Fer. Rapport Action thématique programmé Grand projets d'archéologie métropolitaine, CNRS, Toulouse, 281-416.
- AMBERT P., 2000 Narbonne antique et ses ports, géomorphologie et archéologie, certitudes et hypothèses. *Revue Archéologique de Narbonnaise*, 33 (1), 295-307.
- AMBERT P., 2007 Les composantes géomorphologiques de Pont de Roque-Haute dans son contexte littoral. In J. Guilaine, C. Manen & J.D. Vigne (eds.), Pont de Roque-Haute. Nouveaux regards sur la néolithisation de la France méditerranéenne. Archives d'Écologie Préhistorique, Toulouse, 53-68.
- AMBERT P., 2011 Potentiel et contraintes du cadre géologique de Narbonne pour l'aménagement de Narbonne Antique. In Sanchez C. & Jézégou M.-P. (eds.), Zones portuaires et espaces littoraux de Narbonne et sa région dans l'Antiquité. Éd. De l'Association pour le Développement de l'Archéologie en Languedoc-Roussillon, collection Monographies d'Archéologie Méditerranéenne, Lattes, 28, 13-20.
- AMBERT P., 2013 Formes et formations périglaciaires du Pléistocène supérieur dans le Midi méditerranéen français : l'exemple de l'Étang de Berre. Quaternaire, 24 (3), 293-301.
- ANSELME B., DURAND P. & GOELDNER-GIANELA L., 2008 - Le risque de submersion dans le système lagunaire de La Palme (Languedoc, France) : nature de l'aléa et perception du risque. Actes du colloque international pluridisciplinaire « Le littoral : subir, dire, agir », Lille 2008, 13 p.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. & ROUGERIE F., 1996 - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382 (6588), 241-244.
- BARD E., HAMELIN B. & DELANGHE-SABATIER D., 2010 - Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science*, **327** (5970), 1235-1237.
- BECKER R. & SULTAN M., 2009 Land subsidence in the Nile Delta: inferences from radar interferometry. *The Holocene*, 19 (6), 949-954.
- BERNÉ S., JOUET G., BASSETTI M.-A., DENNIELOU B. & TAVIANI M., 2007 Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 245, 65-88.

- BERTONCELLO F., DEVILLERS B., BONNET S., GUILLON S., BOUBY L. & DELHON C., 2014 - Mobilité des paysages littoraux et peuplement dans la basse vallée de l'Argens (Var, France) au cours de l'Holocène. *Quaternaire*, 25 (1), 23-44.
- BLES J.-L., DOMINIQUE P., GODEFROY P., MARTIN C. & STIELTJES L., 1996 - Contribution à l'étude des dangers d'installations industrielles à risque spécial de la région Languedoc-Roussillon : évaluation déterministe de l'aléa sismique. *Rapport du BRGM*, R38487, 70 p.
- **BOYD R., DALRYMPLE R. & ZAITLIN B. A., 2006** Estuarine and incised-valley facies models. *In* Walker R.G. & Posamentier H. (eds.), *Facies Model Revisited*, SPEM (Society for Sedimentary Geology) special publication, Tulsa, Oklahoma, 171-235.
- **BRUNEL C., 2010** Évolution séculaire de lavant-cote de la méditerranée française. Impact de bélévation du niveau de la mer et des tempêtes. Thèse de Doctorat, Université Marseille I, Aix-en-Provence, 470 p.
- CARAYON N. & FLAUX C., 2012 Lac-de-Capelles (Port-la-Nautique, Narbonne, Aude). Rapport sur les fouilles programmées 2012, Montpellier, SRA Languedoc-Roussillon, 590 p.
- CARAYON N. & FLAUX C., 2016 Le vivier augustéen du Lac-de-Capelles. In Sanchez C., Jézégou M.-P. (eds.), Les ports dans l'espace méditerranéen antique. Narbonne et les systèmes portuaires fluviolagunaires. Actes du colloque international tenu à Montpellier du 22 au 24 mai 2014. Revue Archéologique de Narbonnaise, supplément 44, 87-97.
- COURT-PICON M., VELLA C., CHABAL L. & BRUNETON H., 2010 - Paléo-environnements littoraux depuis 8000 ans sur la bordure occidentale du golfe du Lion : Le lido de l'étang de Thau (carottage SETIF, Sète, Hérault). *Quaternaire*, 21 (1), 43-60.
- **DALRYMPLE R., ZAITLIN B. A. & BOYD R., 1992** Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, **62** (6), 1130-1146.
- DALRYMPLE R., BOYD R. & ZAITLIN B. A., 1994 Incisedvalley systems: origin and sedimentary sequences. Special session on the "Recognition and facies of incise valley fills". American Association of Petroleum Geologist, SEPM Society for Sedimentary Geology, 391 p.
- DAVID M. & CAROZZA J.-M., 2017 Les dépressions fermées du Languedoc central et du Roussillon : inventaire, caractérisation géomorphométrique et essai de typologie. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 19 (4), 407-424.
- DESCHAMPS P., DURAND N., BARD E., HAMELIN B., CAMOIN G., THOMAS A.L., HENDERSON G.M., OKUNO J. & YOKOYAMA Y., 2012 - Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, **483** (7391), 559-564.
- DEVILLERS B., EXCOFFON P., MORHANGE C., BONNET S. & BERTONCELLO F., 2007 - Relative sea-level changes and coastal evolution at Forum Julii (Fréjus, Provence). *Comptes Rendus Geosciences*, 339, 329-336.
- DEVILLERS B., BONY G., DEGEAI J.-P., GASCO J., LACHENAL T., BRUNETON H., YUNG F., OUESLATI H. & THIERRY A., 2019 - Holocene coastal environmental changes and its relation to sea level variations and archaeological sites in the Hérault river, southern France. *Quaternary Science Review*, 222, 1-17.
- DOLEZ L., SALEL T., BRUNETON H., COLPO G., DEVILLERS B., LEFEVRE D., MULLER S. & SANCHEZ C., 2015 - Holocene palaeoenvironments of the Bages-Sigean lagoon (France). *Geobios*, 48 (4), 297-308.
- **DONALDSONA., MARTIN R. H. & KANES W. H., 1970** Holocene Guadalupe delta of Texas gulf coast. *In* Morgan J.P. & Shaver R.H. (eds.), *Deltaic sedimentation, modern and ancient*, SEPM Society for Sedimentary Geology, 107-137.
- DUBAR M., 2003 The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 9 (4), 263-270.
- **DUBAR M. & ANTHONY E.J., 1995** Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, **43**, 329-343.
- **DURAND P., 1999.** *L'évolution des plages de l'Ouest du Golfe du Lion au xx^e siècle.* Thèse de Doctorat, Université Lyon II, Lyon, 461 p.
- ELLENBERGER F. & GOTTIS M., 1967 Sur les jeux de failles pliocènes et quaternaires dans l'arrière-pays narbonnais. *Revue de Géographie physique et de géologie dynamique*, 9 (2), 135-159.
- FONTANA A., VINCI G., TASCA G., MOZZI P., VACCHI M., BIVI G., SALVADOR S., ROSSATO S., ANTONIOLI F., ASIOLI A., BRESOLIN M., DI MARIO F. & HAJDAS I., 2017 - Lagoonal settlements and relative sea level during Bronze Age in Nothern Adriatics: Geoarchaeological evidence and palaeogeographic constraints. *Quaternary International*, 439, 17-36.

- GALLOWAY W.E. & HOBDAY D.K., 1983 Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, Berlin, 423 p.
- GRAU M. & RESCANIÈRES S., 2000 Étude géomorphologique de la basse vallée de l'Aude : lithostratigraphie des formations de remplissage. Paléoenvironnement du site de Montlaurès. Mémoire de Maîtrise, Université Paul Valéry Montpellier III, Montpellier, 121 p.
- GUENNOC C., GORINI C. & MAUFFRET A., 2000 Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift Oligo-Aquitanien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, **3**, 67-97.
- GUIZIEN K., 2009 Spatial variability of wave conditions in the gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie et milieu*, **59**, 261-270.
- IFREMER, 2004. Réseau de Suivi Lagunaire du Languedoc-Roussillon : Bilan des résultats 2003. *Rapport IFREMER*, RSL-04/2004, 523 p.
- JALUT G., ESTEBAN AMAT A., RIERA I MORA S., FONTUGNE M., MOOK R., BONNET L. & GAUQUELIN T., 1997 - Holocene climatic changes in the western Mediterranean : installation of the Mediterranean climate. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes*, 325, 327-334.
- JALUT G., DEDOUBAT J.J., FONTUGNE M. & OTTO T., 2009 - Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary International*, 200 (1-2), 4-18.
- KHAN N.S., ASHE E., SHAW T.A., VACCHI M., WALKER J., PELTIER W., KOPP R.E. & HORTON B.P., 2015 - Holocene relative sea-level changes from near-, intermediate-, and far-field locations. *Current Climate Change Reports*, **1** (4), 247-262.
- L'HOMER A., 1992 Sea-level changes and impacts on the Rhône delta coastal lowlands. *In* Tooley M.-J. & Jelgersma S. (eds.), *Impacts of sea-level rise on european coastal lowlands*, 136-152.
- LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A. & THOMMERET J., 1976 - Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33 000 ans BP à nos jours. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série D*, 282, 349-352.
- LABOREL J., MORHANGE C., LAFONT R., LE CAMPION J., LABOREL-DEGUEN F. & SARTORETTO S., 1994 - Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coast of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology*, 120, 203-223.
- LAMBECK K. & BARD E., 2000 Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175 (3-4), 203-222.
- LAMBECK K. & PURCELL A., 2005 Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24 (18), 1969-1988.
- LARUE J.P., 2001 Tectonique et dynamique fluviale quaternaires : l'exemple de la basse vallée de l'Aude (France). *Quaternaire*, **12** (3), 169-178.
- LARUE J.P., 2007 Drainage pattern modifications in the Aude basin (France): tectonic and morphodynamic implication. *Proceedings of* the Geologists' Association, 118 (2), 187-200.
- LARUE J.P., BOUABDALLAH M. & ÉTIENNE R., 2009 -Un littoral sableux en progradation : le lido entre Leucate et Port-la-Nouvelle (Aude, Golfe du Lion, France). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, 3, 151-173.
- LESPINASSE P., ALOÏSI J.-C., BARRUOL J., DURAND-DELGA M., GOT H., MONACO A. & MARCHAL J.-P., 1982 -Carte géologique de la France à 1/50 000, Narbonne. Notice explicative. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 51 p.
- MECKEL T., BRINKS T. & WILLIAMS S., 2007 Sediment compaction rates and subsidence in deltaic plains: numerical constraints and stratigraphic influences. *Basin Research*, 19 (1), 19-31.
- MORHANGE C., PROVANSAL M., VELLA C., ARNAUD P., BOURCIER M. & LABOREL J., 1998 - Montée relative du niveau de la mer et mouvements du sol à l'Holocène en basse Provence (France, Méditerranée). *Annales de G*éographie, **107** (600), 139-159.
- MORHANGE C., LABOREL J. & HESNARD A., 2001 Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166 (3-4), 319-329.
- MORHANGE C., MARRINER N., EXCOFFON P., BONNET P., FLAUX C., ZIBROWIUS H., GOIRAN J.-P. & ELAMOURI M., 2013 - Relative sea-Level changes during Roman times in the northwest mediterranean: the 1st century A.D. fish tank of forum Julii, Fréjus, France. *Geoarchaeology*, 28, 363-372.
- PELTIER W.R., 2004 Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ice-5G (BM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **32**, 111-149.

- PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G., 2006 Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23-24), 3322-3337.
- RAYNAL O., BOUCHETTE F., CERTAIN R., SABATIER P., LOFI J., SERANNE M., DEZILEAU L., BRIQUEU L., FERRER P. & COURP T. 2010 - Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 181 (2), 211-224.
- REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., BRONK RAMSEY C., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTE C., HEATON T.J., HOFFMANN D.L., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER, B., MANNING S.W., NIU M., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SCOTT E.M., SOUTHON J.R., STAFF R.A., TURNEY C.S.M. & VAN DER PLICHT J., 2013 - IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), 1869-1887.
- **RESCANIÈRES S., 2001** Dynamiques sédimentaires et occupations humaines dans la basse plaine de l'Aude à l'Holocène. Mémoire de DEA, Université Marseille I, Aix-en-Provence, 99 p.
- **RESCANIÈRES S., 2003 -** Essai sur le cadre géographique antique du Narbonnais. *In* Dellong E. (ed.), *Carte archéologique de la Gaule. Narbonne et le Narbonnais 11/1*. Académie des Inscriptions et Belles Lettres, Paris, 44-51.
- SABATIER F., STIVE M.J.F. & PONS F., 2005 Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast. In MCKEE SMITH J. Coastal Engineering 2004, Proceeding of the 29th International Conference, National Civil Engineering Laboratory, Lisboa, Portugal, 19-24 september 2004, World Scientific Publishing Company, 2329-2339.
- SABATIER P., DEZILEAU L., BARBIER M., RAYNAL O., LOFI J., BRIQUEU L., CONDOMINES M., BOUCHETTE F., CERTAIN R., VAN GRAFENSTEIN U., JORDA C. & BLANCHEMANCHE P., 2010 – Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). Bulletin de la Société Géologique de France, 181, 27-36.
- SALEL T., 2018 Dynamique des environnements fluvio-lagunaires du Narbonnais à l'Holocène. Thèse de Doctorat, Université Paul Valéry Montpellier 3, Montpellier, 274 p.
- SALEL T., BRUNETON H., DEGEAI J.-P., MULOT M. & LEFÈVRE D., 2019 Nouvelles données sur la dynamique des environnements fluvio-lagunaires de la basse vallée de l'Aude (France) au cours des sept derniers millénaires. *Quaternaire*, **30** (4), 351-368.

- SARTORETTO S., VERLAQUE M. & LABOREL J., 1996 Age of settlement and accumulation rate of submarine "corraligène" (-10 to -60 m) of the northwestern Mediterranean Sea; relation to Holocene rise in sea level. *Marine Geology*, 130 (3-4), 317-331.
- SHENNAN I., LONG A.J. & HORTAN B.P. (eds.), 2015 Handbook of sea-level research, John Wiley & Sons, 581 p.
- STANLEY J.D. & WARNE A.G., 1994 Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265 (5169), 228-231.
- STRAMONDO S., BOZZANO F., MARRA F. WEGMULLER U., CINTI F., MORO M. & SAROLI M., 2008 - Subsidence induced by urbanisation in the city of Rome detected by advanced InSAR technique and geotechnical investigations. *Remote Sensing of Environment*, 112 (6), 3160-3172.
- VACCHI M., MARRINER N., MORHANGE C., SPADA G., FONTANA A. & ROVERE A., 2016 - Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews*, 155, 172-197.
- VACCHI M., GHILARDI M., MELIS R.T., SPADA G., GIAME M., MARRINER N., LORSCHEID T., MORHANGE C., BURJACHS F. & ROVERE A., 2018 - New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 201, 396-408.
- VELLA C. & PROVANSAL M., 2000 Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology*, **170** (1-2), 27-39.
- VELLA C., FLEURY T.J., RACCASI G., PROVANSAL M., SABATIER F. & BOURCIER M., 2005 - Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, 222-223, 235-265.
- VERDEIL P., 1967 Essai de paléohydrographie de l'Aude. Bulletin de la Société d'Études Scientifiques de l'Aude, 67, 61-104.
- VERDEIL P., 1970 Données nouvelles sur le quaternaire de la basse vallée de l'Aude. Bulletin de la société géologique de France, série 7, 12 (3), 413-425.
- VERDEIL P., 1990 Histoire géologique du golfe de Narbonne et de ses rivages. In SOLIER Y. (ed.), Narbonne et la mer de l'Antiquité à nos jours. Musée de Narbonne, Narbonne, 22-27.