

Ressources et activités maritimes des peuples de l'Antiquité

J. Napoli (éditeur)



LES CAHIERS DU LITTORAL - 2 - N° 6

Centre de Recherche en Histoire Atlantique et Littorale
Université du Littoral Côte d'Opale

**RESSOURCES ET ACTIVITÉS MARITIMES DES PEUPLES
DE L'ANTIQUITÉ**

ACTES DU COLLOQUE INTERNATIONAL DE BOULOGNE-SUR-MER
12, 13 ET 14, MAI 2005

ORGANISÉ PAR LE

CENTRE DE RECHERCHE EN HISTOIRE ATLANTIQUE ET LITTORALE

(C.R.A.H.E.L.)

UNITÉ DE RECHERCHE H.L.L.I. EA 4030

ÉDITÉS PAR
JOËLLE NAPOLI

LES CAHIERS DU LITTORAL - 2 - N° 6

LES PORTS ANTIQUES EN MÉDITERRANÉE :
APPROCHE GÉOARCHÉOLOGIQUE
PROBLÉMATIQUES, MÉTHODES, TERMINOLOGIE ET ÉTUDES DE CAS

L'analyse géoarchéologique d'un port antique distingue deux éléments principaux: un contenant et un contenu. Le contenant correspond aux structures archéologiques portuaires (quais, môles, jetées). Le contenu est double : un volume de sédiment accumulé dans le bassin et un volume d'eau su-jacent à la surface duquel "circulent" les navires. Dans un premier temps, l'analyse prend en compte la position du port situé, lors de sa fondation, à une triple interface : maritime, continentale et atmosphérique. Dans cet environnement, le rythme d'évolution des paysages est rapide, car les processus morphodynamiques et les stocks sédimentaires en jeu sont multiples (éolien, marin, fluvial, deltaïque...). Ainsi, il est fréquent de trouver, de nos jours, des ports antiques à l'intérieur des terres (le Portus près d'Ostie) ou en domaine sous-marin (Alexandrie).

Une fois construit, un port constitue un nouveau milieu de sédimentation, protégé artificiellement des dynamiques marines du large. Dès son entrée en fonction, le bassin portuaire commence à piéger les particules en transit sédimentaire côtier. Essentiellement fines et amenées par suspension, ces particules seront "piégées par décantation" puis conservées dans des conditions optimales pendant plusieurs millénaires.

L'étude classique des structures portuaires et de leurs sédiments se heurte au problème de l'omniprésence de la nappe phréatique. Les parois moulées se révèlent être un moyen idéal, mais coûteux, pour réaliser un travail complet. Ce fut le cas lors des fouilles archéologiques du port gréco-romain de Marseille dirigées par A. Hesnard. Ces travaux, novateurs, ont permis l'étude conjointe des structures archéologiques portuaires et de l'organisation stratigraphique des sédiments (Hesnard, 1995, Morhange 1994). Mais dans la plupart des cas, le recours aux parois moulées, l'évacuation des eaux d'infiltration, la faible tenue des terrains sont à l'origine de nombreuses difficultés techniques et de surcoûts importants. Face à ce constat, nous avons élaboré une méthode de travail par carottages permettant une étude précise, moins coûteuse, mais plus ponctuelle des sites portuaires.

La mise en œuvre d'une approche géoarchéologique permet dans la plupart des cas, une meilleure compréhension des paléoenvironnements littoraux, des processus morphodynamiques côtiers, ainsi que des logiques d'organisation de l'espace portuaire et urbain antique.

Nous présentons ici un état préliminaire de notre réflexion sur l'intérêt de la géoarchéologie, des outils et des méthodes qu'elle propose pour approfondir nos connaissances des milieux portuaires antiques. Cette démarche permet de répondre à des questions essentielles qui intéressent à la fois la communauté des archéologues, des historiens et des géographes. Ainsi, l'interdisciplinarité intervient à deux niveaux : à la fois dans l'étude des relations sociétés-milieux, qu'il faut aborder par croisement de compétences (entre sciences humaines et géosciences), mais aussi par le biais d'une étude comparée entre l'analyse d'anciens géosystèmes et les dynamiques environnementales actuelles (Goiran, 2001, Espic 1999).

1 – Présentation, terminologie et problématiques

Les pionniers en géoarchéologie des ports antiques ont été, entre autres, Bousquet *et al.* (1987) et Raban (1985, 1988). Plus récemment, on peut se reporter aux travaux sédimentologiques de Morhange sur les côtes de Provence (1994), à ceux de Schröder et Bay (1996) et de Bruckner (1997) concernant les ports d'Ionie, à l'étude de Reinhardt *et al.* (1998) sur les paléoenvironnements de Caesarea (Israël), à la synthèse

• UMR 5133 Archéorient, MOM, 7, rue Raulin, 69007 Lyon ; jean-philippe.goiran@mom.fr

•• Ministère Algérien de l'Agriculture, 16 000 Alger.

••• École Boule, 75012, Paris.

de Pirazzoli sur les ports de Phénicie (1999), au programme des paléoenvironnements portuaires lancé par le Centre d'Etudes Alexandrines (Goiran, 2001), ou aux travaux de Marriner *et al.* (2005) sur le port de Tyr et de Sidon. Dans tous les sites, il apparaît fondamental d'étudier un port à la fois à travers son contenant et son contenu.

1-1) Contenant et contenu

Lorsqu'un port est fonctionnel, il se définit à la fois par un contenant et un contenu (fig. 1). Le contenant correspond aux structures archéologiques, taillées dans le substrat (par exemple les ports de type cothon attribués aux Phéniciens comme Madhia en Tunisie) ou construites, de type môles enveloppantes comme à Caesarea Maritima (Hollum *et al.* 1999) ou dans le port nord de Tyr. Du fait de la difficulté de procéder à des fouilles terrestres sous le niveau marin et dans un contexte souvent très densément urbanisé, ces structures archéologiques sont rarement fouillées et étudiées.

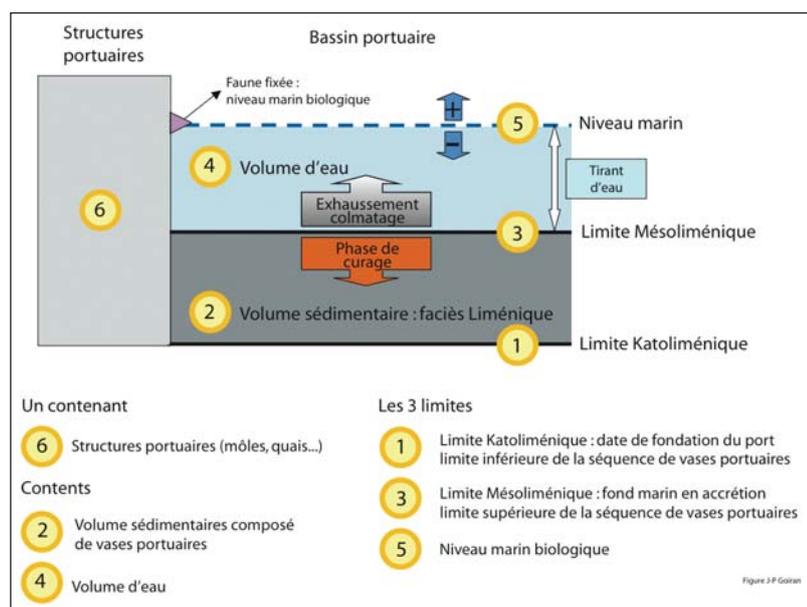


Fig. 1 : Coupe transversale théorique d'un bassin portuaire en activité

Le contenu est double : un volume sédimentaire et un volume d'eau (fig. 1). Un bassin portuaire typique comprend une accumulation de couches stratigraphiques le plus souvent composées de petites particules argilo-limoneuses de décantation, caractéristiques d'un milieu protégé (Morhange 1994, 2001). Ce faciès correspond à l'unité liménique (*limen* : port). Ce faciès sédimentaire vaseux peut constituer à lui seul un objet de recherche géoarchéologique. En effet, ces dépôts fins, qui traduisent un milieu portuaire confiné et protégé, renferment de multiples marqueurs. On trouvera par exemple de nombreux bio-indicateurs (faunes, pollens, graines) qui renseigneront sur les degrés de protection, de confinement et de dégradation du milieu, ainsi qu'un important matériel archéologique rarement conservé en milieu émergé oxydé, comme les cuirs, les bois (épaves, pieux) et les fibres, constituant des archives inespérées, bien calées dans le temps (datation archéologique ou radiocarbone).

Le second contenu est le volume d'eau : au contact de deux milieux, terrestre et marin, le bassin portuaire a enregistré et subi à la fois les variations relatives du niveau de la mer, les rythmes du budget sédimentaire et l'aggradation concomitante des fonds qui aboutissent dans la plupart des cas à un colmatage partiel ou complet des darses, voire à un abandon du port par enfouissement dans le cas de progradation rapide comme pour les ports d'Ionie (Bruckner, 1997) ou du port de l'âge du Bronze d'Enkomi à Chypre (Devilleers, 2005). Deux interfaces dynamiques devront donc être définies : le niveau marin et le fond marin. Cette approche permet d'aboutir à une mesure de la hauteur de la colonne d'eau et à une estimation du tirant d'eau maximal des navires (100 cm au VI^e s. av. J.-C. dans le vieux port de Marseille, Morhange 2001).

Pour que l'analyse d'un milieu portuaire soit la plus complète possible, il est nécessaire de prendre en considération l'ensemble de la séquence de dépôt : avant, pendant et après le fonctionnement du port. Ainsi, la réalisation d'un carottage dans un bassin portuaire antique colmaté révèle systématiquement trois unités sédimentaires bien distinctes (fig. 3).

1-2) Les unités

1-1-1) A la base, l'unité **préliménique**, correspond au moment précédant la construction du port antique. Les sédiments se composent d'éléments souvent grossiers. L'étude de l'unité préliménique permet de faire progresser nos connaissances sur la préhistoire des ports. Deux domaines de recherche peuvent être exploités. D'une part la chronologie de l'occupation du sol : l'utilisation de la géochimie du plomb et les pollens permettront de déceler les traces anciennes d'un peuplement. D'autre part la configuration géographique

du milieu avant la fondation des ports. Même s'il est fréquent de rencontrer un milieu marin immergé parcouru par les courants, d'autres types d'environnement peuvent se succéder : baie marine, lagune, delta, fleuve...

1-1-2) La mise en place de l'unité portuaire dite unité **liménique** se compose quasi-exclusivement de vases de couleur gris très foncé presque noirâtres. Au plan textural l'unité liménique est décrite comme un faciès argilo-limoneux compact et homogène. La formule de "vases-plastiques" est fréquemment utilisée. Cette unité mise en place par décantation est spécifique aux milieux portuaires protégés, calmes et confinés. Les taux de sédimentation sont élevés et les indicateurs paléoenvironnementaux y sont très bien préservés. Un pas d'échantillonnage serré permet une reconstitution en haute résolution de l'évolution du milieu et nous renseigne sur la durée de fonctionnement du bassin. L'unité liménique est parfois entrecoupée de discontinuités qui indiquent d'éventuelles phases de curage destinées à maintenir les bassins fonctionnels (Marriner *et al.*, 2005).

1-1-3) L'unité **métaliménique**, située au dessus de l'unité liménique, correspond au type de milieu après l'abandon du port. La nature de ce milieu apporte des renseignements sur les modalités de l'abandon. Il faudra déterminer si cet abandon a été progressif ou soudain, mais également si cet abandon est d'ordre naturel (envasement, subsidence, surrection...) ou lié à l'action des sociétés (conflit, mauvais entretien des structures).

1-3) Les limites

La distinction entre ces trois unités fait apparaître quatre limites remarquables qui encadrent l'ensemble de la séquence : avant, pendant et après le remplissage (figs. 1 et 2).

1-2-1) La limite **katoliménique** correspond à la fondation du port. Elle marque par un changement brusque de faciès : à un dépôt en vrac de sédiments grossiers succède un dépôt de sédiments fins. Il est intéressant de pouvoir comparer la date de construction du port obtenue dans la stratigraphie à celle mentionnée dans les textes anciens, lorsqu'ils existent.

1-2-2) À l'opposé, correspond la limite **anoliménique** qui souligne la date d'abandon du port. Au plan sédimentaire, des apports grossiers d'origine terrigène remplacent le faciès d'argiles portuaires. Cette limite apparaît parfois de façon très nette. Mais dans certains cas une transition progressive de faciès est observée. Cette limite s'apparente davantage à une sous-unité. L'analyse précise de la stratigraphie permet d'envisager plusieurs hypothèses sur les causes de l'abandon du port.

1-2-3) La troisième limite correspond au niveau marin relatif. Ce repère, mobile au cours des temps historiques, laisse sa trace sur les structures portuaires sous la forme d'une ligne de coquillages (balanes, vermetes, huîtres...). Ces faunes fixées vivent au sommet de l'étage infralittoral ou dans le médiolittoral (Bellan-santini, 1994). Il est ainsi possible de mesurer et de dater au radiocarbone un ancien niveau marin biologique. Ce niveau repère est fondamental pour la compréhension d'un site.

1-2-4) Enfin la dernière limite remarquable est la limite **mesoliménique** (fig. 2). C'est une limite mobile (ou intermédiaire) qui correspond au fond marin dans le bassin à un certain moment de l'histoire du port. La figure 2 permet de suivre l'évolution dans le temps et dans l'espace de cette limite. Lors de la fondation du port la limite mesoliménique se confond à la limite katoliménique. A mesure que les sédiments s'accumulent dans le bassin,

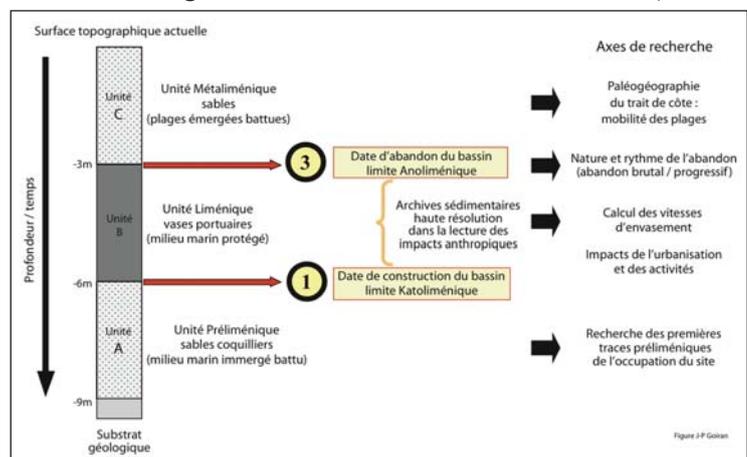


Fig. 2 : Trois faciès classiques observés par carottages dans un bassin portuaire antique colmaté

la limite mésoliménique suit l'exhausse du fond marin. Le calcul de la différence de niveau entre le niveau marin et la limite mésoliménique permet de connaître la hauteur de la colonne d'eau (ou espace d'accommodation). Cette donnée permet de réfléchir sur l'accès de telle catégorie de navire aux quais en fonction du tirant d'eau. A terme, la limite mésoliménique rejoint le niveau marin et le port est alors considéré comme colmaté. Parfois des phases de curage sont observées dans certaines stratigraphie. Elles sont destinées à maintenir en fonction les bassins.

L'ensemble de cette réflexion permet de constituer une base de données dont il est possible d'extraire des renseignements fondamentaux sur l'histoire des ports et en partie sur la navigation antique.

2 - Méthodologie

La méthodologie suivie comporte trois phases (Goiran et Morhange, 2003). (1) Une phase préliminaire qui consiste en une prospection et une cartographie géomorphologique et géophysique du site afin de sélectionner l'implantation des carottages. (2) La deuxième phase concerne les opérations de carottage. Ce travail de terrain nécessite l'utilisation d'un carottier mécanique rotatif ou à piston stationnaire. Les techniques de carottage doivent être adaptées aux faciès sédimentaires rencontrés habituellement dans les ports. Il faut tenter de limiter ou de prendre en considération d'éventuels tassements intervenants durant les opérations. (3) La dernière phase

concerne l'exploitation des archives sédimentaires obtenues et se fait principalement en laboratoire en croisant les données archéologiques, historiques, sédimentologiques, biologiques, granulométriques, géochimiques, minéralogiques. Le pas d'échantillonnage doit être discuté et adapté aux vitesses de sédimentation. Ainsi, une première série de prélèvements sera exclusivement destinée aux datations au radiocarbone. Puis, une fois les vitesses de sédimentation connues, on procédera à un second échantillonnage afin de reconstituer les rythmes d'évolution des paléoenvironnements (fig. 3).

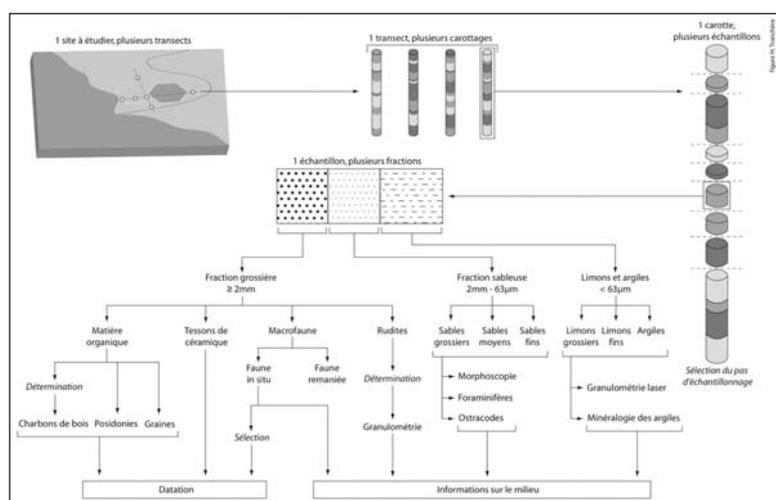


Fig. 3 : Méthodologie développée, du terrain au laboratoire

Nous présentons ici les principaux aspects des méthodes utilisées dans l'analyse des sédiments en laboratoire : la granulométrie, les indicateurs biologiques et les datations au radiocarbone.

2-1 Analyses sédimentologiques et granulométriques

Le protocole de travail débute par un tamisage humide préliminaire permettant de séparer le sédiment en trois fractions : le grossier (>2mm), les sables (2mm à 63µm) et les limons et argiles (<63µm). Pour la fraction limono-argileuse, un microgranulomètre laser, de type Malvern, permet de réaliser des mesures granulométriques en voie humide en considérant chaque particule comme une sphère. Quelques gouttes de défloculant sont rajoutées dans la solution afin d'éviter l'utilisation des ultrasons. Pour la fraction sableuse et grossière, les analyses granulométriques sont réalisées en voie sèche par tamisage mécanique. Les poids obtenus à partir des refus de tamis permettent de tracer des histogrammes et des courbes cumulatives.

Plusieurs indices statistiques ont été utilisés afin de comparer les fractions sableuses des échantillons.

- Le calcul du grain moyen se fonde sur la formule de Weydert (1973). Cet indice apporte une information sur l'hydrodynamisme du milieu. Les résultats sont peu significatifs si la distribution granulométrique est polymodale.

- L'indice de tri de Folk et Ward (1957) permet de prendre en compte les portions extrêmes et moyennes des échantillons.

- L'indice d'asymétrie fait apparaître la répartition relative des particules, en indiquant la prépondérance d'une moitié de la distribution par rapport à l'autre (Folk et Ward, 1957). Ainsi, une asymétrie positive indique un enrichissement en éléments grossiers, et inversement.

2-2 L'intérêt de la macrofaune dans la reconstitution des paléoenvironnements

Ce chapitre se limite à présenter les bases méthodologiques de l'utilisation des organismes à tests carbonatés comme indicateurs d'environnements marins fossiles. Les limites interprétatives de ces biotraceurs seront abordées ainsi que les domaines d'incertitude.

La démarche actualiste consiste à émettre l'hypothèse que l'écologie des faunes étudiées n'a pas changé au cours de l'Holocène. En appliquant ce principe, on peut utiliser la macrofaune marine, comme la microfaune de foraminifères et d'ostracodes, pour la reconstitution des paléoenvironnements.

Les déterminations de la macrofaune marine, essentiellement représentée par les gastéropodes et les pélécytopodes (bivalves), ont été réalisées par M. Bourcier de la Station Marine d'Endoume, Centre d'Océanologie de Marseille, Université de la Méditerranée et K. Espic (chercheuse associée UMR 5133). La méthodologie utilisée repose sur l'analyse comparée des assemblages macrofaunistiques fossiles antiques et des assemblages actuels. Elle se fonde sur les travaux de Pérès (1961), Pérès et Picard (1964) et de Bellan-Santini *et al.* (1994) sur les peuplements biocénotiques des écosystèmes actuels en Méditerranée. Du haut de l'étage infralittoral jusqu'à environ 2,50 m de profondeur, se développe la biocénose des sables fins de hauts niveaux (SFHN). Le sédiment sableux rassemble deux stocks de coquillages : l'un en place, l'autre composé de coquilles mortes issues de divers biotopes et en transit sur le fond. Dans ce contexte, nous avons séparé la biocénose en place du stock remanié. Au-dessous de ces hauts niveaux et jusqu'à 20 m de profondeur, on rencontre la biocénose des sables fins bien calibrés (SFBC). Elle est associée à un sédiment sableux granulométriquement bien classé. Ces fonds marins sont limités vers le bas par la biocénose des herbiers de Posidonies (HP), celle des fonds détritiques côtiers (DC) ou celle des sables grossiers et fins graviers sous l'influence des courants de fond (SGCF). L'herbier de posidonie doit être considéré comme un substrat dur (Bellan-Santini *et al.*, 1994). Les mattes constituent un frein naturel à l'influence des houles à l'approche de la côte. La biocénose des sables grossiers et fins graviers sous l'influence des Courants de Fond peut débiter vers le milieu de l'étage infralittoral et s'étendre jusqu'au circalittoral. Enfin, le bas de l'infralittoral et le sommet du circalittoral correspondent à la biocénose du Détritique Côtier. Le sédiment est essentiellement constitué de graviers organogènes résultant de la destruction des tests calcaires des organismes et accumulés par le jeu des courants.

2-3 L'intérêt de la microfaune dans la reconstitution des paléoenvironnements

2-3-1) Les ostracodes : présentation et utilisation comme indicateur écologique d'un milieu au cours de l'Antiquité

Les ostracodes sont des métazoaires, phylum des arthropodes, classe des crustacés, sous-classe des ostracodes. Le corps de l'ostracode est enfermé dans une carapace bivalve articulée dorsalement au niveau d'une charnière (Bodergat, 1987). La carapace (appelée test) est constituée de carbonnates. La plupart d'entre eux sont benthiques. Certains vivent sur les plantes aquatiques ou des algues, d'autres vivent dans les premiers millimètres du sédiment. Leur croissance s'effectue en 7 à 9 mues. A chaque mue, l'animal reforme une nouvelle carapace en un ou deux jours environ (De Deckker *et al.*, 1988).

Les données écologiques montrent que chaque espèce vit dans un milieu relativement homogène et stable. L'interdépendance de ces organismes et des paramètres écologiques est un atout majeur à utiliser pour la reconstitution des environnements holocènes (Babinot, 1986). Certaines espèces bénéficient, au contraire, d'une large valence écologique qui leur permet de survivre lors de changements environnementaux. Ces espèces peuvent par exemple être euryhalines et eurythermes. Ces espèces au large spectre d'adaptation sont les plus aptes à coloniser de nouveaux milieux (par exemple *Cyprideis torosa*). Leur abondance soudaine traduit ainsi un bouleversement dans la stabilité d'un environnement.

Le mode de vie des différents ostracodes est conditionné par des facteurs primordiaux et des facteurs secondaires (Grekoff, 1970). Les facteurs primordiaux sont la salinité et la température des eaux. Les facteurs secondaires correspondent au substratum, à la végétation, à la profondeur et au régime hydrodynamique.

Les tests, assez fragiles, sont rapidement brisés lors d'un transport sur une distance trop importante après la mort de l'animal. Cela permet de reconnaître les faunes en place.

La densité faunique et la diversité spécifique apportent également des renseignements sur les caractères du milieu (Carbonel, 1991). Une forte diversité spécifique pourra indiquer un milieu plus ouvert. Un monos-

pécifisme, avec un nombre élevé d'individus, pourra signaler un environnement perturbé où seule l'espèce la plus résistante a continué à pulluler en l'absence de concurrence interspécifique.

Plusieurs assemblages sont présents dans les milieux côtiers et portuaires :

- Assemblage lagunaire : Il s'agit d'espèces se développant dans un milieu protégé. Ce milieu se caractérise par le maintien d'une communication avec la mer. Les principaux représentants sont : *Xestoleberis rond*, *Xestoleberis long*, *loxoconcha sp. div.*

- Assemblage saumâtre : par exemple, Kition, seul *Cyprideis torosa* apparaît dans cet assemblage. Le milieu peut se définir comme euryhalin, probablement polyhalin.

- Assemblage phytal côtier : il comprend les faunes épiphytes vivant sur les algues, les herbiers sous-marins ou les sédiments au pied des mattes de Posidonies (*Urocythereis*, *Heterocythereis halbomaculata*, *Aurila convexa*, *Aurila woodwardii*...).

- Assemblage du Phytal marin : il s'agit d'espèces toujours associées aux prairies sous-marines, mais situées plus loin du rivage que l'assemblage précédent et toujours immergées. L'assemblage comprend notamment : *Callistocythere sp.*, *Falsocythere*, *Caudites*, *Semicytherura sp. div.*

- Assemblage Marin : Il se développe plus au large, sous l'influence directe de la haute mer. Cet assemblage rassemble uniquement des faunes benthiques vivant en domaine infralittoral interne (-10m à -40m) dans des eaux plus froides (*Jugosocythereis*, *Triebelina*...).

L'ostracofaune de ces sites portuaires a été déterminée sous la direction de Pierre Carbonel UMR5805 (environnements et paléoenvironnements océaniques) de l'Université des Sciences et Technologies de Bordeaux)

2-3-2) Les foraminifères : présentation et utilisation comme indicateur écologique d'un milieu au cours de l'Antiquité

Les foraminifères sont des protozoaires, phylum des rhizopodes, classe des granuloréticulés, ordre des foraminiféridés. Ce sont des organismes unicellulaires entourés d'une coquille appelée test. Les tests sont cloisonnés en chambres qui se multiplient au fur et à mesure de la croissance de l'animal. Selon les espèces, les tests sont en calcite ou en aragonite. L'océan mondial regroupe aujourd'hui 4000 espèces différentes, dont seulement 40 sont planctoniques. Les espèces planctoniques ou pélagiques se trouvent au large et sont caractéristiques de la haute mer où elles vivent en "suspension" dans l'eau. A l'inverse, les foraminifères benthiques vivent sur les fonds marins, près des côtes. Certains foraminifères sont ubiquistes, alors que d'autres ne vivent que dans des milieux écologiques particuliers : sables, vases, substrats rocheux, algues, herbiers, coraux, lagunes. Ces populations inféodées à un biotope constituent d'excellents outils dans les recherches paléoenvironnementales (Debenay *et al.*, 2001). Cependant, de grandes incertitudes demeurent encore aujourd'hui sur l'écologie précise de certains individus, si bien que la présence de telle ou telle espèce dans des carottes n'apporte pas toujours une information précise sur le type de milieu. Les mêmes incertitudes persistent sur les durées de vie et les vitesses de déplacement des foraminifères dans l'eau, sur les fonds marins et au sein même du sédiment.

Les foraminifères associés aux environnements portuaires antiques de Kition-Bamboula ont été déterminés par Joël Le Campion, du Centre d'Océanologie de Marseille (Université Aix-Marseille II). Dans ce travail, les assemblages de foraminifères présents dans les carottes ont permis de reconstituer l'évolution des paléoenvironnements et de souligner des ruptures environnementales éventuelles dans le fonctionnement du bassin portuaire au cours des temps antiques.

2-4) Méthode de datation utilisée : le radiocarbone

La présence de fragments de céramique dans les carottes est assez rare et les quelques tessons rencontrés restent souvent difficiles à déterminer et donc à dater. Dans cette étude nous avons davantage utilisé la technique de datation au radiocarbone. Cette méthode, appliquée au milieu marin, implique cependant des précautions d'emploi. Afin de bien comprendre l'enjeu, il est nécessaire de rappeler brièvement les principes sur lesquels cette méthode est fondée.

Historique et principe

La découverte de la radioactivité, à la fin du XIX^e siècle, permet d'envisager, à partir du milieu du XX^e siècle, la possibilité de dater des échantillons carbonatés à partir des déclins naturels d'éléments radioactifs que sont les isotopes. Les isotopes d'un élément radioactif présentent tous le même nombre de protons (géné-

ralement égal au nombre d'électrons), mais un nombre de neutrons différent. Ainsi, les noyaux des isotopes ont des charges positives identiques, mais des masses différentes en fonction de leur nombre de neutrons.

Le carbone 14 est un cosmonucléide : sa formation est liée aux bombardements dans la haute atmosphère de noyaux d'azote par des neutrons issus des rayons cosmiques. Le ^{14}C va ensuite s'oxyder en gaz carbonique et se répandre sur l'ensemble de la planète sous forme de $^{14}\text{CO}_2$. Le ^{14}C se retrouve alors stocké dans les organismes vivants lors de leur photosynthèse, de leur respiration et/ou de leur nutrition. Le ^{14}C passe dans les océans par le biais des échanges isotopiques (érosion, apports fluviaux, mélanges d'interface, dissolution du CO_2 atmosphérique dans l'eau de mer...) et se retrouve assimilé par les organismes marins.

Bien que la production de radiocarbone soit continue, comme l'est depuis des millénaires le rayonnement cosmique, il n'y a pas accumulation de ^{14}C parce que cet isotope est radioactif. Cela veut dire que tous les atomes de radiocarbone se désintègrent spontanément au bout d'un certain temps en émettant un électron et en redonnant un atome de ^{14}N . Ainsi la formation et la désintégration du ^{14}C se produisent simultanément.

La méthode de datation au carbone 14 a été mise au point en 1947 par Willard Franck Libby de l'Université de Chicago. Libby s'aperçut que l'isotope radioactif du carbone "marque" l'ensemble des organismes vivants de la planète et leur donne une radioactivité naturelle de 13.6 dpmg (désintégration par minute et par gramme).

Lorsqu'un organisme meurt, ses échanges avec l'atmosphère cessent et sa teneur en ^{14}C va immédiatement commencer à décroître et continuera à le faire régulièrement jusqu'à la disparition totale des isotopes radioactifs qui ne sont plus renouvelés. La quantité de ^{14}C qu'il renferme diminue de moitié tous les 5570 ans : c'est la période de désintégration conventionnelle également appelée la demie vie du ^{14}C . La teneur en radiocarbone sera d'autant plus basse qu'il se sera écoulé plus de temps depuis l'interruption de l'échange avec la source de radiocarbone, depuis la mort de l'organisme vivant, support de la datation.

La période de désintégration est théoriquement de 5730 ans, mais suite à des conventions internationales de la communauté scientifique du radiocarbone, et pour éviter toute confusion, la période utilisée est celle calculée dès 1951 par Libby : 5570 ans. Ainsi, en mesurant la radioactivité d'un échantillon carboné (bois, charbon, ossement ou coquillage), il devient possible d'estimer le temps qui s'est écoulé depuis la mort de l'organisme carboné.

L'année "zéro" de référence ou le 0 B.P.

Comme la valeur de la radioactivité d'un échantillon ancien est comparée à celle qui existe actuellement dans la matière carbonée vivante, les âges ^{14}C sont donnés par rapport au temps présent. Les dates radiocarbone sont exprimées en années B.P. (Before Present) c'est à dire avant 1950, année "zéro" de référence du calendrier ^{14}C . Afin que les dates ne changent pas chaque année, l'année 1950 après Jésus-Christ a été choisie comme année 0 des dates BP : c'est l'origine du calendrier carbone 14.

Mais l'homme a récemment perturbé de deux façons l'équilibre de la nature :

- depuis le début de l'ère industrielle, la combustion de matières carbonées fossiles, telles que le charbon ou le pétrole, a introduit dans l'atmosphère une très grande quantité de CO_2 dépourvu de ^{14}C (au bout de 40 000 ans, le radiocarbone d'un échantillon n'est plus détectable et les gisements géologiques exploités sont beaucoup plus anciens) ; pour cette raison, on a mesuré qu'en 100 ans, la teneur en ^{14}C des organismes vivants avait baissé de 2% ; c'est ce que l'on appelle l'effet SUESS (Délibrias, 1985) ;

- les explosions nucléaires qui se sont produites à l'air libre ont dégagé une telle quantité de ^{14}C artificiel que la teneur normale a presque doublé en 1964 ; mais depuis l'arrêt des explosions atomiques aériennes en 1964-65, les teneurs diminuent progressivement, car l'excès est absorbé par les océans.

Dans ces conditions, la comparaison des échantillons anciens avec les échantillons actuels perd évidemment toute signification pour la datation, car aucun matériau organique récent ne peut être utilisé comme standard de référence. Pour pallier cet inconvénient, il a fallu avoir recours à un échantillon étalon international préparé au National Bureau of Standards de Washington (USA).

Dates corrigées

Au début, on a considéré que la désintégration du carbone en son isotope radioactif était mathématiquement stable. Puis, on s'est aperçu que ce n'était pas le cas et que des paramètres extérieurs perturbaient le rythme de la transformation. La preuve en a été donnée par l'étude des microbulles de gaz carbonique piégées

dans les glaces antarctiques. Le phénomène aléatoire de la désintégration fait que l'on donne les résultats ^{14}C avec une marge d'incertitude.

Les dates doivent également être corrigées par un second paramètre : celui de l'irrégularité de la production de ^{14}C dans la haute atmosphère. En remontant dans le temps, on a constaté un écart croissant entre les âges ^{14}C et les âges en années solaires. Ainsi, les dates ^{14}C s'ajustaient mal au calendrier historique de l'Ancien Empire égyptien.

La raison essentielle de ce décalage entre les dates ^{14}C et l'âge réel est une irrégularité dans la production du radiocarbone dans la haute atmosphère. Le rayonnement cosmique et la production de ^{14}C induite n'ont pas été constants au cours du temps. Cette fluctuation de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère est liée à deux facteurs :

- la variabilité de l'activité du soleil. Lorsqu'elle est faible (taches peu nombreuses à sa surface), les rayons cosmiques atteignent sans difficulté la haute atmosphère ; la production de ^{14}C est alors relativement forte. Inversement, lorsque l'activité du soleil est plus importante (nombreuses taches à sa surface), le vent solaire se renforce et tend à dévier les rayons cosmiques, la production de ^{14}C s'affaiblit.

- la variabilité du champ magnétique terrestre. Plus l'intensité du champ géomagnétique terrestre est forte, plus il fait écran aux particules des rayons cosmiques ; cette tendance entraîne une diminution de la production de ^{14}C dans la haute atmosphère.

Afin d'établir une courbe de correction, il a fallu dater par le ^{14}C des échantillons de matériel carboné d'âge connu par ailleurs. Les laboratoires ont alors utilisé la dendrochronologie, c'est à dire la mesure des cernes de croissance des arbres. Un arbre fait par définition un cerne par an et il est donc possible de connaître son âge en comptant ses cernes. Les laboratoires ont daté au ^{14}C les cernes et parallèlement, la croissance des arbres. Ils ont employé pour cela des arbres vivants très vieux, puis ont eu recours aux paléobotanistes qui leur ont fourni des arbres fossiles. Les teneurs en ^{14}C ont été obtenues sur des paquets de 5 à 10 cernes. En 1993, la revue *Radiocarbon* a publié une courbe de correction (Stuiver et Braziunas, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998) qui remonte jusqu'au début de l'Holocène : jusqu'à l'année calendaire 9439 av. J.-C. qui correspond à une date ^{14}C autour de 10 050 ans BP.

Pour remonter au-delà de ce seuil, une campagne de mesures réalisée sur des carottes prélevées dans des récifs de coraux (Bard *et al.*, 1993) a permis d'étendre la courbe de correction jusqu'à 20 000 ans B.P. en datant le carbone corallien par le radiocarbone et l'Uranium/Thorium.

La comparaison des données obtenues indique que, plus on remonte dans le temps, plus le fossé se creuse entre les âges ^{14}C et calendaires. Ces résultats ont conduit à la révision de la calibration des âges ^{14}C (Bard, 1999).

Dates calibrées : Le problème de l'effet réservoir de la mer

Une autre condition fondamentale de la méthode de datation par ^{14}C est que le radiocarbone ait toujours été uniformément réparti sur l'ensemble du globe. Nos connaissances sur les mouvements des masses d'air et le cycle aérien du carbone montrent que le mélange se fait en une année. Or, en 1963, il a été possible de vérifier cette condition : les explosions atomiques ont fait doubler la teneur naturelle en ^{14}C (25 dpmg). Ce pic de ^{14}C a immédiatement été identique sur l'ensemble des organismes continentaux.

Si le mélange du carbone dans l'air est très rapide, les bicarbonates dissous dans l'eau de mer n'ont pas partout la même teneur en ^{14}C . Les teneurs en ^{14}C atmosphérique mettent environ 400 ans à "passer" en domaine océanique. Si l'on date, par exemple, une coquille marine des années 1930 (avant l'influence des bombes atomiques), sa teneur en ^{14}C sera de 12,9 dpmg environ et non de 13,56 dpmg par rapport à une coquille terrestre: ce qui lui donne un "âge apparent" vieilli d'environ 400 ans. Mais cet "effet réservoir" de 400 ans n'est pas universel, il varie en fonction du site de prélèvement (Stuiver et Braziunas, 1993). Les teneurs en ^{14}C sont en effet modifiées par des paramètres locaux, en raison d'apports de carbonates plus vieux ou plus jeunes (remontée d'eaux profondes, changement des courants marins, variations climatiques, échange air/mer, apports fluviaux). Par conséquent, en l'absence d'un référentiel local, l'interprétation des datations au ^{14}C sur des coquilles marines est imprécise. Par exemple, la datation d'un site archéologique proche de la mer peut être affectée par cet effet. Le travail de mesure de l'âge réservoir des eaux de surface de la mer Méditerranée est novateur, mais reste encore incomplet. Des publications récentes permettent cependant de faire progresser nos connaissances dans certains secteurs de Méditerranée (Siani *et al.*, 2001).

Afin de connaître « l'âge de l'eau » de mer dans les sites portuaires antiques étudiés, une recherche a été entreprise dans les collections de référence dressées par les naturalistes au cours des deux derniers siècles. Le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris nous a, par exemple, fourni un *Muricopsis Trunculus* récolté sur la plage d'Alexandrie en 1928. Ce coquillage, d'un poids de 12 grammes, possédait encore la trace desséchée du mollusque enroulé en spirale dextre. Ces détails morphologiques et biologiques permettent de dire que cet animal a été ramassé en position de vie et qu'il ne peut s'agir d'un stock fossile, remanié et déposé ensuite sur la plage.

Le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris nous a fait don de ce spécimen. Le murex a alors subi un traitement préliminaire : lavage à l'eau MilliQ, passage aux ultrasons, puis séchage dans une étuve à 40°C. L'échantillon a ensuite été envoyé au Laboratoire ¹⁴C de Lyon (C. Oberlin). Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau ci-dessous et comparés avec un travail similaire mené à proximité de Port Saïd (Siani *et al.*, 2001).

Tableau 1 : comparaison de l'âge de l'eau de mer à Alexandrie et à Port Saïd

Provenance de l'échantillon	Alexandrie	Port Saïd
Espèce	<i>Muricopsis trunculus</i>	<i>Maetra corallina</i>
date du prélèvement	1928	1904
Code laboratoire	Ly-10191	GifA 96721
Teneur en ¹⁴ C par rapport au standard international	94.2 % ± 0.5	/
Rapport isotopique ¹³ C/ ¹² C (‰)	-0.81	/
Age ¹⁴ C en années BP	480 ± 40	715 ± 40
D ¹⁴ C (‰)	/	-85.1 ‰ ± 5
Age réservoir R(t) (en années)	370 ± 40	630 ± 40
DR (en années)	30	230
Auteurs	Goiran, 2001	Siani <i>et al.</i> , 2001

L'effet réservoir de l'eau de mer semble donc être près de deux fois plus grands sur la façade orientale du delta que sur sa façade occidentale. Ce vieillissement relatif des eaux est en grande partie lié aux apports nilotiques très chargés en carbonates continentaux fossiles, ces éléments carbonatés vieillissant étant principalement redistribués vers l'est sous l'influence du grand courant géostrophique africano-levantin.

Lorsque pour un site, l'effet réservoir n'est pas connu, les dates sont alors corrigées d'un âge réservoir standard de 400 ans. Dans le tableau le Delta R indique la différence de l'âge réservoir d'un site côtier précis et de l'âge réservoir standard de l'océan.

Il serait nécessaire de renouveler ce type de travail sur l'âge de l'eau de mer à Alexandrie à d'autres spécimens récoltés avant l'ère atomique. Mais les Musées restent réticents à l'idée de telles analyses destructrices.

3 - Etudes de cas

3-1 Le port de Kition-Bamboula, Chypre

Dans le cadre des fouilles archéologiques du port de Kition-Bamboula (fig. 4), dirigées par Marguerite Yon, plusieurs sondages ont été réali-

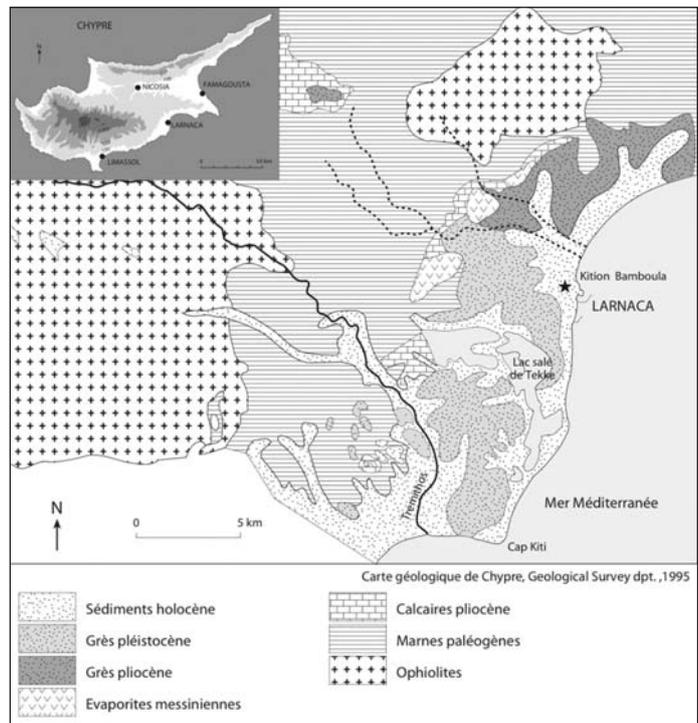


Fig. 4 : Localisation du site archéologique de Kition Bamboula (Larnaca, Chypre)

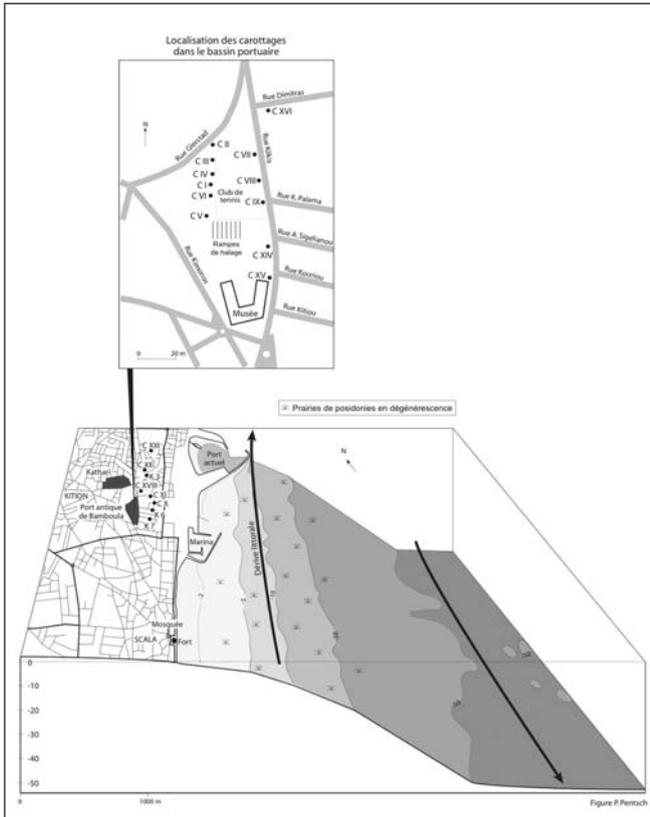


Fig. 5 : Localisation des carottages, Kition Bamboula

sés dans l'enceinte portuaire afin de comprendre l'évolution paléoenvironnementale du site. Cependant, malgré l'utilisation de pompes, la nappe phréatique limitait la lecture des couches stratigraphiques les plus basses (Sourisseau *et al.*, 2003).

Afin d'obtenir une séquence chronologique complète, nous avons eu recours aux carottages. Ils ont été réalisés avec le soutien technique du Cyprus Geological Survey. Au total, 17 carottages ont été réalisés, 11 sur le site de Kition-Bamboula et 6 à une échelle régionale plus large (fig. 5). Tous les carottages ont été calés altimétriquement par rapport au zéro marin biologique obtenu par la limite supérieure des biocénoses de l'étage infralittoral (Pérès et Picard, 1964; Laborel et Laborel-Deguen, 1994).

3-1-1 Analyses des carottages réalisés dans le port de Kition-Bamboula (Chypre)

Tous les carottages réalisés dans le port intérieur montrent la même stratigraphie, composée de 5 unités sédimentaires distinctes. Nous présentons brièvement les analyses obtenues sur la carotte C VI (fig. 6). Pour une description plus détaillée des résultats obtenus en laboratoire, nous renvoyons à l'article de Morhange *et al.*, 2000.

- 3-1-1-1 Unité sédimentaire A

Cette unité basale se compose d'une alternance de passées de posidonies et de vases. Les macrorestes végétaux associent des fibres et des rhizomes issus des herbiers de *Posidonia oceanica* qui se développent dans l'infralittoral de Méditerranée. Ces passées se mettent en place en hiver lors de la défloraison des herbiers (Molinier et Picard, 1952). Les datations au radiocarbone réalisées sur ces phanérogames indiquent pour le niveau inférieur 3015 ± 50 BP soit -950 à -750 av. J.-C. (Ly 7986) et pour le niveau supérieur 2135 ± 60 BP soit +90 à +390 ap. J.-C. (Ici l'âge est calibré en av. ou ap. J.-C.).

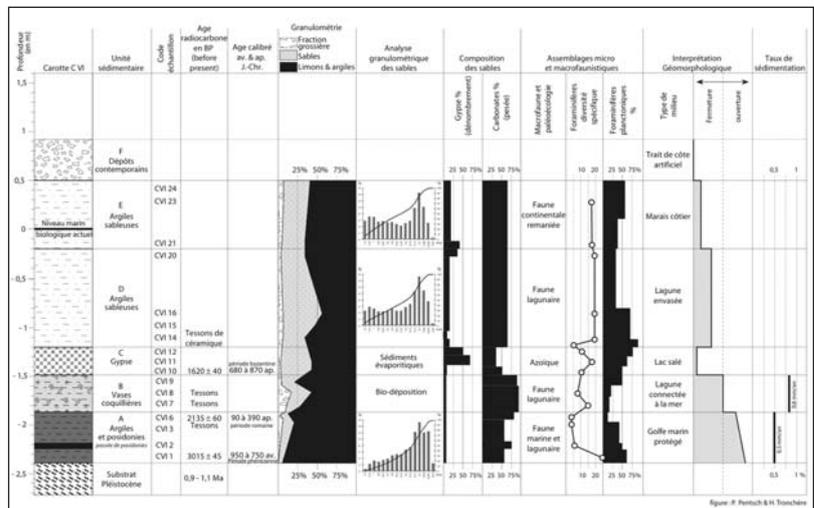


Fig. 6 : Carotte VI, bassin portuaire de Kition Bamboula

La fraction sédimentaire grossière regroupe ces macrorestes végétaux et quelques tessons de céramique non roulés qui attestent la présence des sociétés humaines. La fraction sableuse présente des courbes granulométriques concaves qui indiquent une zone de décantation. L'indice de Skewness (-0,4) montre un enrichissement en sables fins (Folk et Ward, 1957). La fraction limono-argileuse représente plus de 75% du poids total à sec du sédiment.

La macrofaune se compose de trois principaux assemblages (Pérès et Picard, 1964). L'assemblage le plus représenté se développe sur des fonds marins vaso-sableux (*Abra tenuis*, *Venerupis aureus*). Le deuxième correspond à l'Herbier de Posidonies (*Bittium reticulatum*). Le dernier rassemble des espèces euryhalines et eurythermes proches des environnements lagunaires (*Cerastoderma glaucum*, *C. lamarkii*). Ces associations traduisent un milieu marin ouvert évoluant progressivement vers un milieu plus protégé, voire confiné.

- 3-1-1-2 Unité sédimentaire B

Le changement de faciès est brutal. Aux vases organiques noires à passées de posidonies succèdent des sables coquilliers riches en microfaune. Les tessons de céramique sont toujours présents, mais de taille trop réduite pour être déterminés. La fraction limono-argileuse, toujours abondante, indique un mode de sédimentation calme.

L'assemblage macrofaunistique en place, caractérise un milieu lagunaire (*Cyclope* sp., *Diplodonta rotundata*). Le second assemblage regroupe des coquillages juvéniles issus du domaine marin (*B. reticulatum*). Ces espèces marines n'ont pas pu se développer dans un milieu lagunaire. Leur présence signale que les communications avec la mer sont toujours possibles. L'ostracofaune se compose à 98% de *Cyprideis torosa*, ce qui traduit le confinement du milieu.

- 3-1-1-3 Unité sédimentaire C

L'unité C montre une concentration importante de cristaux de gypse. A la base, on obtient une date de 1620 ± 40 BP soit 680 à 870 ap. J.-C. (Ly 745 OxA). L'excellent état de conservation des rosettes de gypse suggère une cristallisation *in situ* sous une faible tranche d'eau. Le stock macrofaunistique est absent, en revanche l'ostracofaune offre le même monospécifisme, observé dans l'unité inférieure, avec 94% de *Cyprideis torosa*. Il s'agit d'une espèce euryhaline et eurytherme, tolérante aux changements écologiques du milieu.

- 3-1-1-4 Unité sédimentaire D

Il s'agit d'un faciès sablo-vaseux riche en tessons de céramique (non déterminables). La granulométrie de la fraction sableuse montre des courbes cumulatives linéaires, typiques des dépôts peu triés. L'indice de Skewness (-0.4) indique un enrichissement en sables fins.

La macrofaune regroupe deux espèces : l'une est caractéristique des eaux saumâtres (*Hydrobia ventrosa*) l'autre, remaniée, provient des herbiers de posidonie (*B. reticulatum*). L'ostracofaune est représentée principalement par *C. torosa* (70%) et *A. woodwardii* (11%). Ces derniers indiquent une communication épisodique avec la mer. La présence de charophytes indique des apports d'eau douce. Le milieu lagunaire semble soumis à deux types d'influences, l'une marine et l'autre continentale.

- 3-1-1-5 Unité sédimentaire E

L'unité se compose de vases sableuses dont l'analyse granulométrique donne un tri médiocre (1.5), des courbes cumulatives linéaires ou concaves et des enrichissements en sables fins typiques des processus de décantation.

La macrofaune marine est absente. Des gastéropodes pulmonés font leur apparition. Cette macrofaune continentale se compose de *Helicellinae*, *Theba pisana*, *Cochlicella acuta*, caractéristique de la strate herbacée littorale de la mer Méditerranée. Les ostracodes d'eau douce représentent 40% des assemblages (4% pour *C. torosa* et 9% pour *A. woodwardii* et *Urocythereis* sp.). Les charophytes sont très abondants.

La partie supérieure de la carotte correspond à des remblais lors des opérations de bonification des marécages côtiers par l'administration britannique au XIXe siècle.

3-1-2 Principaux résultats obtenus à partir des carottages réalisés en dehors de l'enceinte portuaire

Les carottages réalisés en dehors de l'aire portuaire ont permis de restituer la configuration et l'évolution des formes du paysage à une échelle plus régionale (Morhange *et al.*, 1999). Deux principaux éléments du paléopaysage ont ainsi été révélés. Un large et épais cordon de galets se situe immédiatement à l'est du site de Kition-Bamboula. Il repose sur des niveaux de posidonies datés de 2600 ± 60 BP soit de 520 à 230 av. J.-C. (Ly 8607). Au nord du site de Kition-Bamboula et à proximité du site de Kathari, une vaste baie marine s'ouvre vers le nord-est. La présence d'un domaine marin dans cette zone est antérieure à 4300 ± 50 BP, soit à 2600 à 2300 av. J.-C. (Ly 8608), ou contemporaine de cette date. Ce milieu, apparenté à une baie marine, se transformera progressivement en un milieu lagunaire à mesure que le cordon de galets poursuit sa progression vers le nord. Cette zone de Kathari sera finalement protégée des influences marines du large par le cordon de galets. Le terme ultime du comblement sédimentaire correspond à des marécages côtiers d'eau douce.

domaine marin. Les apports d'eau occasionnels devaient s'effectuer par les pluies, les oueds ou la mer lors d'épisodes de tempête. Le paysage de cette époque devait être semblable à celui du lac salé de Hala Sultan Tekke d'aujourd'hui ou de certaines lagunes sursalées du sud de la Sicile (Dongarrà *et al.*, 1985). Deux hypothèses sont envisagées. L'hypothèse sédimentaire privilégie le comblement du chenal d'accès par migration ou engraissement du cordon de galets. L'hypothèse tectonique suggère une surrection du secteur et un assèchement de la lagune. De nombreux travaux indiquent effectivement une série de soulèvements de l'ensemble de cette région (Dalongeville *et al.*, 2000).

- 3-1-3-4 Quatrième étape : de l'époque médiévale à l'époque actuelle

L'époque médiévale se caractérise par une inversion de la tendance évolutive précédente. Le secteur est de nouveau en connexion avec la mer, mais de façon plus épisodique (fig. 7.7). Cette lagune reçoit à la fois des apports d'eau marine et d'eau douce continentale. La remise en eau du système reste difficile à expliquer. La recrudescence de tempêtes peut apporter d'importants volumes d'eau ou même générer une brèche dans le cordon littoral. Mais l'influence continentale s'amplifie et les faunes sont d'eau douce (fig. 7.8). Progressivement, la lagune se colmate et se transforme en marécage côtier jusqu'à la bonification récente (fig. 7.9).

3-2 Le cas d'Alexandrie en Egypte

Le programme de recherche paléoenvironnemental du Centre d'Etudes Alexandrines (UMS1812) a pour objectif de préciser les dynamiques géomorphologiques des littoraux d'une des plus grandes cités portuaires de Méditerranée.

Alexandre le Grand fonde la cité d'Alexandrie en 331 av. J.-C., en face de l'île de Pharos, sur un cordon d'éolianite pleistocène à l'ouest du delta du Nil (Wali *et al.*, 1994). Au cours de l'époque hellénistique, les ingénieurs construisent l'Heptastade entre Alexandrie et l'île de Pharos. L'Heptastade est une chaussée, d'environ 1,2 km de longueur, permettant de relier artificiellement l'île à la ville, qui en était séparée jusqu'alors par un bras de mer. "*La digue (l'Heptastade) forme un pont qui s'étend du rivage jusqu'à la partie ouest de l'île (de Pharos) [...]. Cet ouvrage constituait tout à la fois un pont conduisant à l'île et un aqueduc, à l'époque où Pharos était habitée*" (Strabon, XVII, 1, in Yoyotte *et al.*, 1998, p. 79).

L'Heptastade a ensuite été progressivement recouvert par les sables (Goiran *et al.*, 1999) puis par la ville (Empereur, 1998). En 1999, une équipe de géophysiciens a obtenu une série de profils signalant la présence d'une structure archéologique susceptible d'être l'Heptastade (Hesse *et al.*, 1998). Les fouilles archéologiques, pouvant permettre de valider cette interprétation, sont difficiles à réaliser en raison de la densité du bâti et de la proximité de la nappe phréatique.

En l'absence de fouille, deux hypothèses s'opposent sur la nature artificielle ou naturelle du soubassement sur lequel a été construit l'Heptastade. La première, qualifiée de tyrienne, considère que l'Heptastade repose sur des remblais disposés dans la passe afin de la combler. La seconde suggère la présence d'une accumulation naturelle et progressive de sédiments, entre l'île et la cité, sur laquelle viendrait reposer l'Heptastade (Goiran, 2001).

Les objectifs étaient donc doubles : d'une part mieux comprendre le contexte géomorphologique de cette zone et d'autre part reconstituer l'évolution des paysages à l'échelle de la façade maritime d'Alexandrie au cours des six derniers millénaires. Aujourd'hui, nous pouvons distinguer, selon un transect SO-NE, trois unités géomorphologiques (Frihy *et al.*, 1996): la baie occidentale (ou port d'Eunostos), le tombolo (secteur de l'Heptastade) et la baie orientale (le Magnus Portus). La constitution d'une équipe pluridisciplinaire composée d'archéologues, de sédimentologues, de biologistes, de géologues et de géomorphologues a permis de croiser plusieurs types de données allant de l'étude des ostracodes à la minéralogie des argiles et de la malacologie à la granulométrie des sables. La méthodologie adoptée et les techniques utilisées dans les différentes disciplines ont été développées en détail dans plusieurs articles abordant l'étude du tombolo (Goiran *et al.*, 1999; 2002) et des milieux de sédimentations portuaires (Goiran *et al.*, 2003).

L'originalité de la configuration côtière veut que le vent dominant vienne frapper perpendiculairement la rive d'éolianite côtière (Friedman, 1995). Le vent dominant est de secteur nord-ouest (NW-315°) et a une vitesse moyenne annuelle de 8 m.s⁻¹ (stations météorologiques d'Alexandrie). Il semble que l'orientation des vents dominants n'ait guère changé depuis l'Antiquité, comme l'indiquent plusieurs auteurs de la période gréco-romaine dont Strabon (Ier s. av. J.-C.). Ils précisent que les rues de la ville étaient orientées afin que les

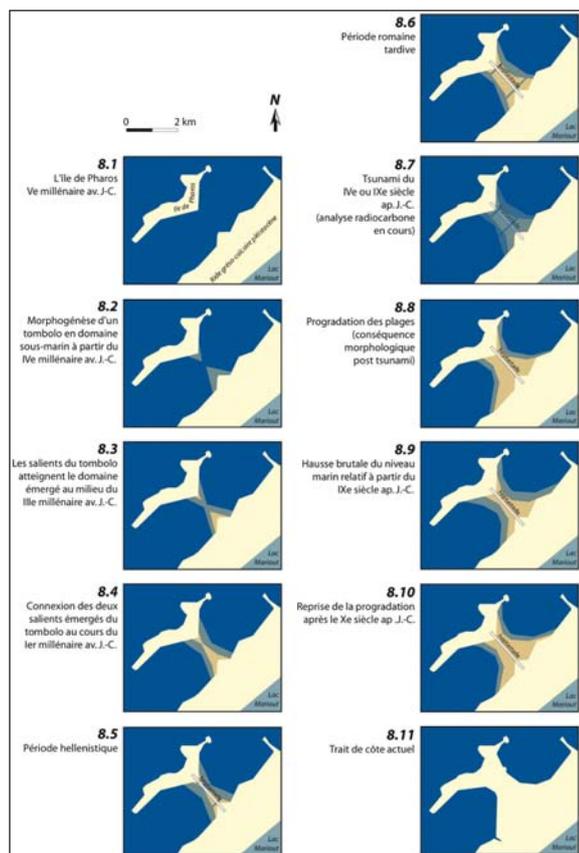


Fig. 8 : Evolution géomorphologique de la façade maritime d'Alexandrie au cours des six derniers millénaires

Cladocora caespitosa qui se développent à proximité (Goiran, 2001). Ce faciès prend fin vers 2400 ans BP (époque hellénistique). Pour la première fois dans ce secteur côtier, apparaît vers 4200 ans BP, soit le milieu du IIIe millénaire, un macrobenthos lié à l'herbier de Posidonies ainsi que de nouvelles biocénoses rhéophiles. Ces dernières sont le témoignage des paléodynamiques qui soutendent la morphogénèse du tombolo (fig. 2).

Ces stocks sédimentaires disposés en position d'abri derrière Pharos composent le prisme continental du tombolo qualifié aussi de saillant (Schwartz *et al.*, 1989; Nir, 1996; Sanderson *et al.*, 1996; Flinn, 1997). Durant trois millénaires, quatre mètres de sédiments vont s'accumuler entre l'île et le continent. Ils constituent le corps sédimentaire principal du tombolo en domaine infralittoral (figs. 8.3 et 8.4).

2 - Artificialisation du tombolo dans l'étage médiolittoral à la période hellénistique

La figure 8.5 correspond à la période hellénistique entre le IVe s. et la fin du Ier s. av. J.-C. Les premiers aménagements d'importance sont construits sur le littoral et accélèrent les rythmes d'évolution des paysages. L'Heptastade individualise les baies orientale et occidentale et va contraindre le développement naturel du tombolo dont le terme supérieur se retrouve désormais artificialisé.

La prise en compte des données sur la montée relative du niveau marin indique que le sommet du tombolo devait en partie émerger à l'époque de la fondation de la cité grecque (Goiran, 2001). Un tombolo "semi-émergé" a dû favoriser la construction de l'Heptastade par les ingénieurs de l'époque. L'Heptastade repose donc sur la partie sommitale du tombolo et non sur un soubassement artificiel composé de remblais. Des bassins portuaires sont aménagés sur le littoral comme l'indique la présence de sédiments vaseux (faciès liméniques) et certaines prospections; Goddio 1998). Des apports de sédiments grossiers se maintiennent sur le flanc ouest du tombolo-Heptastade qui correspond à la façade au vent.

3 - Engraissement du tombolo à la période romaine

Au début de la période romaine, on observe un ensablement généralisé du secteur (fig. 4). La progradation latérale du tombolo s'accélère et, en domaine supralittoral, l'accrétion du tombolo se poursuit par l'ac-

vents étésiens venant de la mer rafraîchissent la cité au moment de la période chaude (Strabon, XVII, 1, in Yoyotte *et al.*, 1998, p. 83).

Nous présentons ici un essai de reconstitution cartographique de la mobilité des paysages côtiers à Alexandrie (fig. 8). Une série de cartes illustre les six principales étapes du changement des paysages entre le IVe millénaire av. J.-C. et le Ier millénaire ap. J.-C. Ces cartes géomorphologiques ont pu être établies à partir de l'interprétation des données récoltées lors de plongées en scaphandre autonome, des campagnes de carottages et des données obtenues par le modèle mathématique, qui a permis d'estimer la géométrie des dynamiques marines aux temps antiques (Millet B. et Goiran J.P., à paraître). Chaque carte présente ainsi un état de la géomorphologie littorale pour une époque donnée.

1 - Développement du tombolo dans l'étage infralittoral

A Alexandrie, la morphogénèse du tombolo démarre au milieu de la période Holocène vers 5400 ans BP (début du IVe millénaire), période de ralentissement de la montée glacio-eustatique du niveau marin (Flemings *et al.*, 1998) (figs. 8.1 et 8.2). L'accrétion du tombolo se caractérise, pendant trois millénaires, par une accumulation alternée de vases détritiques du Nil (Stanley *et al.*, 1996) et d'une fraction biogène composée de branches de corail. Ces dernières proviennent de nombreux récifs de

cumulation de sables en haut de plage. Cette aggradation suggère que des plages de sable émergées se sont même développées le long de l'Heptastade aux III^e et IV^e siècles ap. J.-C. (figs. 8.6).

Les données archéologiques permettent de mieux comprendre l'ampleur des aménagements portuaires dans la rade orientale. Ces protections artificielles, favorisant le piégeage des fines, connaissent des vitesses d'envasement élevées, de l'ordre de 10mm/an (Goiran *et al.*, 2003). Ainsi au sud de la baie orientale, dans le secteur de l'arsenal (Strabon, XVII, 1, *in* Yoyotte *et al.*, 1998, p. 77), une partie des structures portuaires gréco-romaines ont probablement été colmatées par ces atterrissements (faciès métaliméniques). D'éventuelles phases de curage censées maintenir le bon fonctionnement des bassins n'ont fait que ralentir l'évolution par colmatage. A cette époque, les salients continental et insulaire se rejoignent et forment un tombolo uni et totalement émergé.

4- Événement hydrodynamique brutal durant l'Antiquité Tardive et le début de la période arabe (fig. 8.7)

Dans l'état actuel de nos analyses, il reste imprudent de vouloir donner une date précise au dépôt de tsunami découvert dans les bassins portuaires antiques d'Alexandrie. Nous hésitons entre les dates de 365 ap. J.-C. et celle de 881 ap. J.-C., qui correspond à deux tsunamis majeurs. La catastrophe de 365 ap. J.-C. est célèbre, car décrite avec précision par Ammien Marcellin (XXVI, 10, 15-19) : « *Le douzième jour avant les calendes d'août, [...] la masse terrestre ébranlée dans sa stabilité, se met à trembler toute entière ; les flots refluent et la mer, chassée, se retira, si bien que le gouffre des profondeurs fut mis à découvert, que l'on vit des espèces multiformes d'animaux marins pris dans la vase, [...]. Beaucoup de navires s'échouèrent donc sur un sol sec, et une foule immense se promenait librement parmi les basses eaux encore demeurées, pour ramasser à la main poissons et prises analogues, quand des grondements marins, [...], s'élèvent dans un mouvement inverse ; [...]. Quand le tourbillon tumultueux de cette marée reflua et que se fut apaisé le gonflement de l'élément liquide, certains navires furent aperçus par le fond. [...] D'autres gros vaisseaux, poussés hors de l'onde par des vents furieux, s'échouèrent sur le haut des toits, comme se fut le cas à Alexandrie ».*

Des découvertes récentes ont montré que ce tsunami avait pour origine un séisme (Guidoboni, 1994) et un jeu de faille en Crète (Stiros, 2000). L'analyse stratigraphique révèle que le tsunami a provoqué d'importants bouleversements morpho-sédimentaires par érosion et dépôt, comme le laissait supposer la description d'Ammien Marcellin (fig. 5). Les flancs oriental et occidental du tombolo subissent des phases d'érosion intenses qui se caractérisent par d'importants hiatus dans la stratigraphie observée par carottage. Seuls les bassins portuaires, qui constituent des pièges sédimentaires efficaces, ont conservé une partie de ces archives et ont même permis d'étudier la composition précise du dépôt de ce tsunami. Afin de caractériser un dépôt de tsunami interstratifié dans un bassin portuaire, une méthode de travail a été développée en laboratoire. Après avoir analysé et comparé des dépôts de tsunami de l'époque antique et de l'époque actuelle, nous avons identifié six critères distinctifs qui caractérisent un dépôt de tsunami antique :

- (1) présence d'un hiatus dans la stratigraphie
- (2) variation brutale de faciès signalant une rupture dans les modes de sédimentation. On passe de la décantation de fines à un dépôt en vrac de grossiers
- (3) importance du stock de débris coquilliers (présence de branches de *Cladocora* brisées)
- (4) juxtaposition de faunes issues de biotopes très différents : mélange de faune allochtone (du circalittoral, de l'infra-littoral, de milieux vaseux) traduisant une perturbation profonde de l'écosystème littoral.
- (5) inadéquation chronologique : le dépôt de tsunami est très difficile à dater au radiocarbone, car il se compose de stocks coquilliers fossiles remobilisés.
- (6) enfin, un travail novateur en exoscopie des quartz a montré que les quartz présentent des traces de chocs de haute énergie comparables aux traces observées sur les dépôts attestés de tsunami.

5- Une progradation rapide des plages comme conséquence morphologique du tsunami

Après le tsunami, la tendance observée est une progradation du littoral (fig. 8.8) pouvant par endroit atteindre 400 m. La vitesse d'avancée des plages est, avant tout, liée à la présence d'un important stock sédimentaire disponible, provenant essentiellement de matériel issu des destructions générées par le tsunami. Ainsi, sur le pourtour de la baie orientale d'Alexandrie, des plages de galets se sont substituées aux plages de sables.

Ces plages de galets se composent de matériel archéologique grossier d'origine locale (tessons de céramiques, fragments de mortier, de marbre ou de roche volcanique) dont les formes s'émousent progressivement par le jeu du ressac.

6- Hausse du niveau marin relatif à partir IXe s. ap. J.-C. (fig. 8.9)

Plusieurs indicateurs de paléoniveau marin nous aident à reconstruire la mobilité de ce littoral au cours des temps antiques. Deux principaux niveaux ont été repérés : le premier se positionne vers -6 m et le second vers -2 m (± 1 m) sous le niveau marin actuel.

Le premier niveau, vers -6m, regroupe des indicateurs archéologiques et sédimentologiques. Des structures portuaires datées de la fin de l'Antiquité romaine par J. Yoyotte se positionnent vers -6 m (Yoyotte *in* Goddio *et al.*, 1998). Plusieurs plages de galets et plages d'aegagropiles révélés par carottages et datées des VIIe VIIIe s. ap. J.-C se situent vers -5 (± 1 m).

Le second niveau vers -2 m (± 1 m) se compose d'une plage de galets datées du IXe s. ap. J.-C. et de biocénoses de sables fins des hauts niveaux (Pères *et al.*, 1964) datées des IXe - Xe s.

Ces données mettent donc en évidence une hausse importante du niveau marin relatif entre les VIIe-VIIIe s. ap. J.-C. et les IXe-Xe s. ap. J.-C.

L'étude des variations relatives du niveau marin reste encore sommaire en raison d'un nombre limité d'échantillons et de la marge d'imprécision inhérente aux indicateurs utilisés. Dans l'attente de nouveaux résultats par radiocarbone, la chronologie proposée est susceptible de modification ultérieure.

A une cinquantaine de kilomètres à l'est d'Alexandrie, de récents travaux dans la baie d'Abouquir ont montré une hausse relative du niveau marin (Stanley *et al.*, 2001). Cependant, ce mouvement serait à la fois plus précoce, en débutant à la fin de l'époque romaine, mais aussi plus progressif (Stanley *et al.*, 2004).

7- Reprise d'une progradation au cours des époques arabe puis ottomane

A partir des IXe-Xe siècles, la mise en place de sédiments sableux infralittoraux favorise un exhaussement progressif des fonds marins et exprime une reprise de la progradation du littoral (fig. 8.10). Dans l'attente de nouvelles datations au radiocarbone, il nous reste difficile d'établir une carte pour cette période et nous renvoyons les lecteurs à la carte du cadastre de 1936 pour faire le lien jusqu'à une époque plus récente (fig. 8.11).

3-3 L'exemple de Rome

Le complexe portuaire de Claude et de Trajan est construit au cours des Ier et IIe s. ap. J.-C. sur le delta du Tibre au nord de la ville d'Ostie. D'importants vestiges ont été mis au jour, mais le débat reste ouvert sur la localisation des entrées du port de Claude. Deux hypothèses principales s'affrontent. La première privilégie une ouverture vers l'ouest avec la construction de deux longs môles enveloppants (fig. 9.1). La seconde hypothèse propose une ouverture au nord. Elle se fonde sur la présence d'un cordon sableux s'étirant vers le nord par le biais de la dérive littorale. Ce cordon constitue une "barrière" naturelle sur laquelle Claude aurait fait appuyer perpendiculairement un môle de 750 m d'orientation O/E (fig. 9.2). Mais ces deux hypothèses ne sont pas antinomiques, car au vu des dimensions du bassin il est possible d'envisager deux ouvertures.

La prise en compte de l'état préliminique (avant la construction du port) permettra d'apporter des éléments de réponse. Dans la première hypothèse, l'essentiel du port aurait été construit en domaine marin offshore et une partie seulement aurait pu être excavée à terre. Cependant, il n'est pas exclu que les ingénieurs

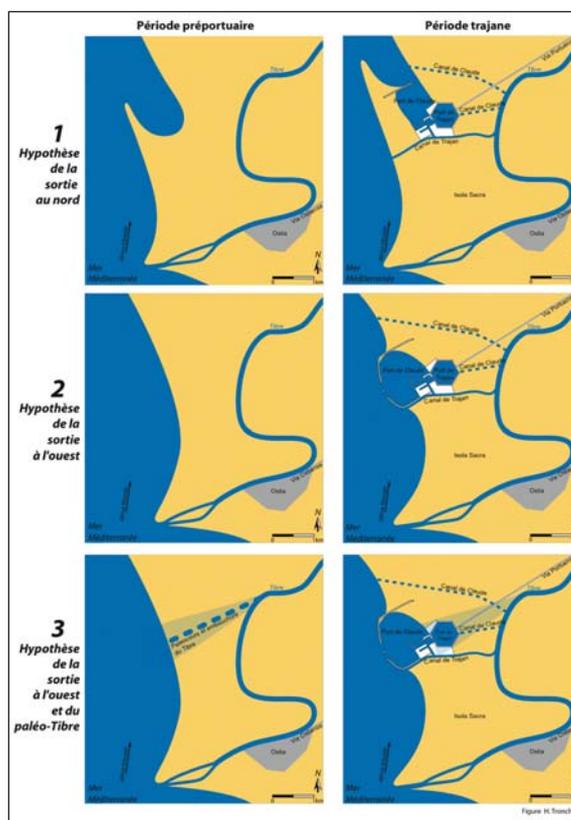


Fig. 9 : Présentation des trois hypothèses sur la configuration et l'évolution du milieu avant et pendant le fonctionnement des ports de Claude et de Trajan

de l'époque aient pu utiliser les avantages qu'apportait une ancienne zone d'embouchure du Tibre pour y implanter les bassins de Claude et Trajan (fig. 9.3). A l'Holocène récent, le cours du Tibre avait, en effet, une orientation bien plus rectiligne qu'aujourd'hui (Bellotti 1987, 1993, Giraudi 2004).

Dans la seconde hypothèse, le milieu préliménique s'apparente à une baie marine ouverte vers le nord et naturellement protégée des influences marines d'ouest par la présence d'un cordon sableux.

La campagne de carottage réalisée dans les deux ports à l'automne 2004 (J.P. Goiran) devrait apporter des éléments de réponse. Cette campagne a été réalisée avec la collaboration de la Surintendance Archéologique d'Ostia Antica (A. G. Zevi, C. Morelli, L. Paroli) et de l'Ecole Française de Rome (M. Gras, Y. Rivière, S. Verger). Des informations capitales sur le positionnement de l'ancien niveau marin ont déjà été obtenues. Deux niveaux marins biologiques ont été découverts sur le môle de Claude et dans la darsena de Trajan (Goiran *et al.*, in prep.). Ces niveaux se composent de faune marine fixée (balanes, vermetes, huîtres). Ils indiquent la position du plan marin à une époque donnée. La différence altitudinale entre ces niveaux marins biologiques fossiles (en cours de datation au radiocarbone) et le niveau coquillier actuel repéré sur les quais du port de Fiumicino est de -80 cm. H. Colalelli (topographe à l'EFR) et G. Ricci (Responsable SAO des fouilles) ont réalisé le nivellement et ont calé l'ensemble des carottages par rapport à ce niveau de base, contemporain du fonctionnement des bassins. Cette hausse relative du niveau marin de +80cm par rapport à la période romaine dépend davantage de la subsidence du delta du Tibre que du glacio-eustatisme. L'étude des carottages est en cours afin de reconstituer l'évolution paléoenvironnementale de l'ensemble de ce secteur archéologique.

Conclusions

Cette étude met en évidence l'importance de cette approche des ports antiques pour l'archéologie. Elle offre une alternative aux fouilles classiques en permettant de répondre à deux questions chronologiques fondamentales. La première concerne la date de construction du port, autrement dit la transition d'un milieu côtier "naturel" à un environnement aménagé et de plus en plus artificialisé. Dans l'histoire de l'occupation humaine des rivages de Méditerranée, la fondation des ports correspond à un moment important, celui où les paysages littoraux vont cesser d'évoluer uniquement de manière naturelle pour connaître une artificialisation et une urbanisation sans précédent. Les milieux littoraux ont enregistré dans leurs archives bio-sédimentaires des degrés d'artificialisation des milieux et des types d'impact, qui correspondent à des logiques d'organisation de l'espace qui ont varié au cours des temps historiques. Comme tous les géosystèmes, il s'agit de combinaisons complexes, chaque catégorie relevant, à son rythme propre, du temps long (mobilité des paysages) au temps court (instabilité, rupture, événement...) (Bousquet *et al.* 1983). Au cours du temps, les sites portuaires vont se multiplier et constituer un véritable réseau permettant la mise en relation, sur plusieurs millénaires, des façades maritimes de Méditerranée (Gras 1995). Nous insistons sur le fait que les modes d'interférence entre sociétés et milieux sont très divers. Les résultats montrent en effet des niveaux d'artificialisation très variés qui correspondent à des logiques d'organisation territoriale spécifiques (Provansal *et al.* 1995). La seconde question porte sur la date d'abandon du port : le moment où le bassin n'est plus fonctionnel. La durée des aménagements portuaires illustre les difficultés de maîtrise d'un littoral par les sociétés antiques. Ce problème reflète aussi le poids inégal des contraintes naturelles et les limites des réponses que les sociétés peuvent y apporter. L'approche que nous proposons devra permettre de mieux comprendre les conséquences de l'anthropisation, les logiques d'organisation de cet espace portuaire et urbain au cours du temps et l'évolution générale du paysage littoral. Mais au delà de ce travail, qui vise à comprendre l'histoire des ports et l'histoire de l'emprise des cités portuaires sur leur milieu, c'est aussi l'histoire de la navigation et des routes maritimes qu'il devient possible d'aborder (Gras 1985).

Remerciements

Nous remercions les Directions Archéologiques et les équipes qui nous ont facilité les démarches d'études des sites portuaires présentés dans ce travail. A Alexandrie : la direction des Antiquités Islamique, le Musée gréco-romain, l'Université de Moharem bey, le Centre d'Etude Alexandrine dirigée par J.Y. Empereur (UMS 1812). A Chypre, la Direction du Musée Archéologique de Larnaka, L'équipe de M. Yon, Le Cyprus

Geological Survey. En Italie, la Surintendance Archéologique italienne d'Ostia Antica et le Musée des Navires de Fiumicino : A. G. Zevi (directrice), C. Morelli (responsable du port de Claude et du Musée des Navires) L. Paroli et M. Serlorenzi (responsable du parc archéologique de Trajan). L'Ecole Française de Rome avec M. Gras (Directeur) et le Responsable des études antiques (Y. Rivière et son prédécesseur S. Verger). Merci à H. Tronchère (Université Lyon 2) et X. Canterot (Université Paris IV) pour leur aide efficace dans la phase finale du manuscrit. Ce travail a bénéficié d'un financement ANR Jeune Chercheur. Les auteurs tiennent également à remercier plusieurs rapporteurs pour leurs remarques et critiques constructives : S. Müller Celka, R. Dalongeville, Chr. Morhange, J. Napoli et R. Rebuffat.

Bibliographie

- J. F. BABINOT, « L'ostracologie moderne et ses applications en géologie », *Bull. Soc. Limnologique de Provence*, 38, 1986, p. 81-91.
- E. BARD, « La datation au ^{14}C fait peau neuve », *La Recherche*, 323, 1999, p 52-56.
- D. BELLAN-SANTINI, J. C. LACAZE, C. POIZAT, *Les biocénoses marines et littorales de Méditerranée, synthèse, menaces et perspectives*, Paris, 1994.
- P. BELLOTTI, M. G. CARBONI, S. MILLI, P. TORTORAP. VALERI, « La piana deltizia del fiume Tevere : analisi di facies e ipotesi evolutiva all'ultimo low stand glaciale all'attuale », *Journal de la Géologie*, 51, 1987, p. 71-91.
- P. BELLOTTI, U. CHIOCCHINI, N. CIPRIANI, S. MILLI, « I Sistemi deposizionali nei sedimenti clastici pleistocenici affioranti nei dintorni di Ponte Galeria (sud ovest di Roma) », *Société Géologique Italienne, Bulletin*, v. 112, 1993, p. 923-941.
- D. J. BLACKMAN, «Ancient harbours in the Mediterranean part 1», *The International Journal of Nautical Archeology and Underwater Exploration*, 11, 1982, p. 79-104.
- D. J. BLACKMAN, «Ancient harbours in the Mediterranean part 2», *The International Journal of Nautical Archeology and Underwater Exploration*, 11, 1982, p. 185-211.
- A. M. BODERGAT, « L'ostracode, sa signification en terme d'environnement », dans MIKOVSKY, *Géologie de la préhistoire*, 2002. p. 769-771.
- B. BOUSQUET, J. J. DUFAURE, P. Y. PECHOUX, « Temps historique et évolution des paysages égéens », *Méditerranée*, 2, 1983 p. 3-25.
- H. BRUCKNER, «Coastal Changes in western Turkey; rapid progradation in historical times», *Bulletin de l'Institut Océanographique*, 18, 1997, p. 63-74.
- P. CARBONEL, « Les ostracodes du Paleolac Haijad », *Paléoenvironnements du Sahara*, 1991, p. 91-100.
- R. DALONGEVILLE, P. BERNIER, A. PRIEUR, T. LE CAMPION, « Les variations récentes de la ligne de rivage à Chypre », *Géomorphologie* 1, 2000, p. 13-20.
- P. de DECKKER, J. P. COLIN, J. P. PEYPOUQUET, *Ostracoda in the Earth Science*, Elsevier, 1988.
- G. DÉLIBRIAS, « Le Carbone 14 », in. *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*, Masson, 1985, p. 423-455.
- B. DEVILLERS, C. MORHANGE, M. BUFFIERE DE L'AIR, M. PROVANSAL, *Détrisme, potentialités et aménagements du territoire de l'Age du Bronze sur les secteurs amont (Potamia-Agios Sozomenos) et aval (Messarée orientale, secteur d'Enkomi-Archeritou) du bassin versant du Galias (Chypre)*, avancement du programme POTAMIA, Cahier du Centre d'Étude Chypriotes, Diffusion De Boccard, 32, 2002, p. 33-52.
- G. DONGARRA, E. AZZARO, A. BELLANCA, A. MACALUSO, F. PARELLO, F. BADALAMENTI, « Caratteristiche geochimiche di alcuni laghi ipersalini della Sicilia Sud-Orientale », *Rendiconti della società italiana di minérolgia e di pétrologia*, 40, 1985, p. 317-332.
- M. EL-FALAKI, *Mémoires sur l'antique Alexandrie*, Copenhague, 1872.
- J. Y. EMPEREUR, C. VERLINDEN, «The underwater excavation at the ancient port amathus», *Int. Jour. Naut. Archaeo.*, 15-4, 1986, p.1-13.
- J. Y. EMPEREUR, «Le port hellénistique d'Amathonte », dans V. Karageorghis, D. Michaelides, *Proceeding of the International Symposium : Cyprus and the sea*, 1995, p. 131-137.
- J. Y. EMPEREUR, *Alexandrie redécouverte*, Paris, 1998.

- K. ESPIC, *Etude sédimentologique du littoral alexandrin*, Maîtrise de géographie physique de l'Université de Provence, Aix-Marseille I, 2000.
- K. FLEMING, P. JOHNSTON, D. ZWARTZ, Y. YOKOYAMA, K. LAMBECK, J. CHAPPELL, «Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites », *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 1-4, 1998, p. 327-342.
- G. M. FRIEDMAN, «The depositional and diagenetic evolution of the coastal ridges of northwestern Egypt», *Sedimentary Geology*, 1995, p. 133-135.
- O. E. FRIHY, K. M. DEWIDAR, M. EL RAEY, « Evaluation of coastal problems at Alexandria, Egypt », *Ocean and Coastal Management*, 30, n° 2-3, 1996, p 281-295.
- H. FROST, « Recent observations on the submerged harbourworks at Tyre », *Bulletin du Musée de Beyrouth*, 1971, p.103-111.
- C. GIRAUDI, « Evoluzione Tardo-olocenica del delta del Tevere », *Quaternario*, 2004, p. 477-481.
- C. F. GIULIANI, « Note sulla topografia di portus », dans V. Manucci, *Il Parco Archeologico Naturalistico del Porto di Traiano*, Ministero per Beni Culturali Ambientali, Soprintendenza Archeologica di Ostia, 1996, p.29-44.
- F. GODDIO, A. BERNAND, E. BERNAND, I. DARWISH, Z. KISS, J. YOYOTTE, *Alexandrie, les quartiers royaux submergés*, Londres, 1998.
- J.-P. GOIRAN, C. MORHANGE, « Nouvelles données sédimentologiques et biologiques sur le tombolo et dans le port antique d'Alexandrie, Egypte ». *Bulletin de Correspondance Hellénique*, 123, 1999, p. 560-566.
- J.-P. GOIRAN, C. MORHANGE, M. BOURCIER, P. CARBONEL, C. MORIGI, « Evolution des rivages d'Alexandrie à l'Holocène récent, marge occidentale du delta du Nil, Egypte », *Méditerranée*, 1-2, Tome 94, 2000, p. 83-90.
- J.-P. GOIRAN, *Recherche géomorphologique dans la région littorale d'Alexandrie, Egypte : mobilité des paysages à l'Holocène récent et évolution des milieux portuaires antiques*, Thèse de l'Université d'Aix-Marseille I-CEREGE, 2001.
- J.-P. GOIRAN, M. BOURCIER, C. MORHANGE, « Histoire du colmatage d'un bassin portuaire antique à Alexandrie : l'apport de la sédimentologie et de la biologie marine », *Puertos antiguos : ciudad, desarrollo e infraestructuras (publ. de la Universidad de Valencia, Facultad de Geografía i historia)*, 2002, p. 319-324.
- J.-P. GOIRAN, C. MORHANGE, « Géoarchéologie des ports antiques en Méditerranée : problématiques et études de cas », *Topoi*, XI, 2003, p. 647-669.
- O. GUELORGET, J. P. PERTUISOT, « Le domaine paralique, expressions géologiques, biologiques et économique du confinement », *Travaux du laboratoire de Géologie* 16, 1983, 136p.
- E. GUIDOBONI, A. COMASTRI, G. TRAINA, *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century*, Bologne, 1994.
- M. GRAS, *Trafics Tyrrhéniens archaïques*, Rome EFR, 1985.
- N. GREKOFF, *Aperçu sur les ostracodes fossiles*, Institut Français du Pétrole, 1970.
- A. HESNARD, « Les ports antiques de Marseille, Place Jules Verne », *Journal of Roman Archeology*, 1995, p. 65-77.
- A. HESSE, « Arguments pour une nouvelle hypothèse de localisation de l'Heptastade d'Alexandrie », *Alexandrina*, 1, 1998, p. 1-33.
- K. G. HOLUM, A. RABAN, J. PATRICH, « Caesarea », *The Journal of Roman Archaeology, Supplement Series, Number 35*, 1999, p. 70-108.
- J. LABOREL, F. LABOREL-DEGUEN, « Biological indicators of relative sea level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region », *Journal of Coastal Research*, 10-2, 1994, p. 395-415.
- M. A. MARIE, *Ammien Marcellin*, Les Belles Lettres, Tome V, Paris, 1984.
- N. MARRINER, C. MORHANGE, M. BOUDAGHER-FADEL, M. BOURCIER et P. CARBONEL, «Geoarcheology of Tyre's ancient northern harbour, Phoenicia », *Journal of Archeological Science*, 32, Issue 9, 2005, p. 1302-1327.
- N. MARRINER, C. MORHANGE, « Under the city center, the ancient harbour. Tyre and Sidon : heritages to preserve », *Journal of Cultural Heritage*, 2005, p183-189.
- B. MILLET, J.-P. GOIRAN, « Impacts of Alexandria's Heptastadion on coastal hydro-sedimentary dynamics during the hellenistic period: a digital modelling approach », *International Journal of Nautical Archaeology*. (Soumis)

- C. MORHANGE, *La mobilité récente des littoraux provençaux*, Thèse de doctorat en Géographie Physique, Université de Provence, Aix-Marseille I, 1994.
- C. MORHANGE, J. P. GOIRAN, M. BOURCIER, P. CARBONEL, J. LE CAMPION, B. PYATT, A. PRONE, J.M. ROUCHY, J.C. SOURISSEAU, M. YON, « 3000 ans de modifications des environnements littoraux à Kition-Bamboula, Larnaca, Chypre, Méditerranée », *Quaternaire* 10 n°2-3, 1999, p. 133-149.
- C. MORHANGE, J. P. GOIRAN, M. BOURCIER, P. CARBONEL, J. LE CAMPION, J. Y. ROUCHY, M. YON, « Recent Holocene Paleo-environment evolution and coastline changes of Kition Larnaca, Cyprus, Mediterranean sea », *Marine Geologie*, 170, 2000, p. 205-230.
- C. MORHANGE, *Mobilité littorale de quelques sites portuaires antiques de Méditerranée : Marseille, Pouzzoles, Cumes, Kition et Sidon*, Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Provence, Aix-Marseille I, 2001.
- C. MORHANGE, J. LABOREL, A. HESNARD, « Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, southern France », *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 166, Issue 3-4, 2001, p. 319-329.
- Y. NIR, « The city of Tyre, Lebanon and its semi-artificial tombolo », *Geoarchaeology*, 11, 3, 1996, p. 235-250.
- R. F. PAGET, « The ancient port of Cumae », *Journal of Roman Studies* 58, (1968), p 148-169.
- C. T. PANAGOS, *Le Pirée*, Athènes, 1968.
- J. M. PÉRÈS, *Océanographie biologique et biologie marine*, Paris, 1961.
- J. M PERES, J. PICARD, *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée*, Paris, 1964, p 3-137.
- P. A. PIRAZZOLI, « The early byzantine tectonic paroxysm », *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62, 1986, p 31-49.
- P. A. PIRAZZOLI, J. LABOREL, S. C. STIROS, « Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times », *Journal of Geophysical Research*, 101, B3, 1996, p. 6083-6097.
- M. PROVANSAL, C. MORHANGE, C. VELLA, « Impact des anthropiques et contraintes naturelles sur les sites portuaires antiques de Marseilles et de Fos. Acquis méthodologiques », *Méditerranée*, 3-4, 1995, p 93-100.
- P. G. SANDERSON, I. ELIOT, « Shoreline salients, cusped forelands and Tombolos on the coast of western Australia », *Journal of Coastal Research*, 5-3, 1996, p. 761-773.
- A. RABAN, *Harbour archeology, Proceeding of the first international workshop on ancient Mediterranean harbours, Caesarea Maritima*, Haifa, 1985.
- A. RABAN, *Archeology of coastal changes, Proceeding of the first international symposium "cities on the sea-past and present"*, Haifa, 1988.
- E. G. REINHARDT, R. T. PATTERSON, J. BLENKINSOP, A. RABAN, « Paleoenvironmental evolution of the inner basin of the ancient harbour at Caesarea Maritima, Israel ; Foraminiferal and Sr isotopic evidence », *Revue Paléobiologique*, 1998, p. 1-21.
- E. RIBES, D. BORNSCHNECK, C. MORHANGE, A. SANDLER, « Recherche de l'origine des argiles du bassin portuaire antique de Sidon », *Archeology and History in Lebanon* 18, 2003, p 82-94.
- G. SCHMIEDT, « Antichi porti d'Italia. I porti delle colonie greche », *L'Universo* 46-2, 1966, p 197-253.
- B. SCHRODER, B. BAY, « Late Holocene Rapid Coastal Change in Western Anatolia – Büyük Menderes plain as a case study », *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F., 102, 1996, p 61-70.
- M. L. SCHWARTZ, O. GRANO, M. PYOKARI, « Spits and Tombolos in the Southwest Archipelago of Finland », *Journal of Coastal Research*, 5-3, 1989, p. 443-451.
- G. SIANI, M. PATERNE, M. ARNOLD, E. BARD, B. METIVIER, N. TISNERAT, F. BASSINOT, « Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean sea and Black sea », *Radiocarbon* 42, 2001, p. 271-280.
- J. C. SOURISSEAU, J. P. GOIRAN, C. MORHANGE, « Analyse archéologique et approches paléoenvironnementales, l'exemple du port de Kition-Bamboula Larnaca, Chypre », *Cahier du Centre d'études chypriotes*, 33, 2003, p 253-272.
- D. J. STANLEY, J. G. WINGERATH, « Clay mineral distributions to interpret Nile cell provenance and dispersal : I. Lower river Nile to delta sector », *Journal of Coastal Research*, 12 (4), 1996, pp. 907-910.
- D. J. STANLEY, F. GODDIO, G. SCHNEPP, « Nile flooding sank two ancient cities », *Nature*, 412, 2001, p. 293-294.

- D. J. STANLEY, F. GODDIO, T. F. JORSTAD, G. SCHNEPP, « Submergence of ancient Greek cities off Egypt's Nile Delta – A cautionary tale ». *Geological Society of America Today*, 14, 1, 2004, p. 4-10.
- S. C. STIROS, « The AD 365 crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in The Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data », *Journal of Structural of Geology*, 2000, p. 545-562.
- STRABON, *Geographie*, Livres XIV et XVII, (ed. H. L. Jones), *Loeb Classical Library*, Harward University Press, 1960.
- M. STUIVER, T. F. BRAZIUNAS, « Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10 000 BC », *Radiocarbon*, 35, n° 1, 1993, pp. 137-189.
- M. STUIVER, P. J. REIMER, E. BARD, J. WARREN BECK, G. S. BURR, K. A. HUGHEN, B. KROMER, G. MAC CORMAC, J. VAN DER PLICHT, M. SPURK, « Intcal 98 Radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP », *Radiocarbon*, vol. 40, n° 3, 1998, p 1041-1083.
- O. TESTAGUZZA, *Portus, Illustrazione dei Porti di Claudio e Traiano e della città di Porto a Fiumicino*, Rome, 1970.
- A. M. A. WALI, M. E. BROOKFIELD, B. C. SCHREIBER, « The depositional and diagenetic evolution of the coastal ridges of northwestern Egypt », *Sedimentary geology*, 90, 1994, p. 113-136.
- M. YON, « Les hangars du port Chypro-Phénicien de Kition : campagnes 1996-1998 (Mission Française de Kition-Bamboula) », *Syria* 77, 2000, p. 95-116.
- J. YOYOTTE, P. CHARVET, S. GOMPERTZ, *Strabon : Le voyage en Egypte*, Paris, 1997.