

# ***Évolution paléogéographique dans la zone de Şontea-Sireasa et ses implications pour la compréhension de l'occupation du tell de Taraschina durant le 5<sup>e</sup> millénaire avant notre ère***

*Jean-Michel CAROZZA, Tiberiu GROPARU, Laurent CAROZZA et Constantin HAITĂ*

## **1. Paysages préhistoriques submergés du delta du Danube**

La question des changements environnementaux, et plus particulièrement celle de l'élévation du niveau marin post-glaciaire comme facteur de forçage sur les communautés humaines, est au centre de nombreuses recherches actuelles. L'exemple du programme de recherche européen « SPLASHCOS » sur les sites archéologiques du littoral européen (Bailey *et al.*, 2020) montre toute l'importance de cette question pour les préhistoriens, pour une meilleure compréhension des dynamiques d'occupation des espaces et de l'adaptation des sociétés. Parce que ce phénomène, fortement variable dans l'espace et dans le temps, a engendré de multiples modifications des paysages en modifiant les lignes de rivages et en submergeant de vastes zones côtières, le forçage « eustatique » a également un impact sur les hydrosystèmes continentaux en modifiant les dynamiques d'écoulement des cours d'eaux parfois jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres en amont du littoral actuel. Mais dans quelle mesure ces transformations, en modifiant les écosystèmes fluviaux et en créant de nouveaux milieux, peuvent-elles avoir un lien et une influence sur les profondes mutations pour les sociétés riveraines ? Pour le préhistorien, tout comme pour le géoarchéologue, ce lien de causalité questionne en premier lieu les temporalités et les relations chronologiques que l'on peut établir entre l'histoire d'une communauté humaine – comme représentative d'une histoire locale – et les modifications de son environnement, tel qu'il résulte d'un phénomène global et de ses conséquences locales.

L'histoire de la mer Noire est en grande partie reliée à celle de la mer Méditerranée. À une échelle géologique, la connexion entre ces deux plans d'eau, via la mer de Marmara et le détroit du Bosphore, est réglée par des

périodes de basses eaux et des déconnexions, notamment durant le Pléistocène supérieur et la période Postglaciaire.

L'épisode d'isolement le plus récent ayant affecté la mer Noire semble s'être développé jusqu'au début de la période post-glaciaire, période durant laquelle le niveau marin a pu atteindre la côte de -120 m. C'est dans un contexte d'élévation mondiale du niveau des océans que s'opère la reconnexion entre la mer Noire et la mer Méditerranée, modulé d'une part spatialement par un contexte d'instabilité tectonique et par la position éloignée des zones de rebond postglaciaire, et d'autre part chronologiquement par les effets des seuils du Bosphore et de Marmara. Même quand on s'extrait des débats dogmatiques sur le caractère catastrophique de l'événement et de son impact pour les communautés humaines (Ryan *et al.*, 1997, 2003 ; Aksu *et al.*, 2002 ; Hiscott *et al.*, 2007 ; Ryan, 2007 ; Giosan *et al.*, 2009 ; Lericolais, 2017 ; Turney, Brown, 2007 ; Yanko-Hombach, 2007a, b, 2011 ; Yanko-Hombach *et al.*, 2017... entre autres) ou des considérations mythologiques du phénomène (Capart, Capart, 1986 ; Carozza, Burens, 2018), il s'avère encore très complexe de faire concorder, à une échelle globale, l'histoire des communautés humaines avec celle des changements paléo-géographiques.

Dans le cas spécifique du delta du Danube et de la période qui nous occupe (le 5<sup>e</sup> millénaire avant notre ère), nous avons montré que la relation entre un événement abrupt lié à la reconnexion entre deux mers et des changements de modalités de peuplement était hors de propos. En revanche, compte tenu de la particularité de cette zone et notamment l'existence d'un plateau continental extrêmement développé, l'élévation du niveau de la mer Noire implique des modifications paléo-géographiques majeures dont nous devons prendre la mesure de l'incidence sur les communautés agro-pastorales du 5<sup>e</sup> millénaire avant notre ère. En ce

sens, il nous a semblé important de mettre en œuvre une approche géo-archéologique centrée sur la zone centrale du delta du Danube, depuis les marges du tell chalcolithique de Taraschina, s'inscrivant dans un périmètre de quelques kilomètres autour du site archéologique. Cet essai de reconstitution a été mené à deux échelles :

- à une échelle locale, il ambitionne d'intégrer l'ensemble des informations géomorphologiques et stratigraphiques acquises autour du site de Taraschina, en particulier les données relatives à la paléotopographie pré-deltaïque et à la chronologie des formations alluviales postérieures. Ces données sont ensuite confrontées aux informations archéologiques et aux phases d'occupations ;

- à une échelle plus large, il propose de synthétiser l'ensemble des données qui ont été acquises dans le cadre de notre projet ainsi que les nouvelles données disponibles sur la partie apicale du delta (en particulier Giosan *et al.*, 2006 ; Filip, Giosan, 2014 ; Vespremeanu-Stroe *et al.*, 2017a). Il s'agit de montrer les apports de notre approche qui allie données géomorphologiques et archéologiques à la connaissance de l'évolution du delta du Danube.

## 2. Le cadre de l'étude

La partie amont du delta du Danube, entre Tulcea et les rides sableuses de Letea-Caraorman, est dominée par les processus fluviaux (Panin, 2002) et constitue aujourd'hui une mosaïque de paysages dominés par les lacs, les chenaux, la roselière et les canaux artificiels qui en ont profondément modifié le fonctionnement hydrologique spontané du secteur. Classiquement, cette zone a été divisée en sous-ensembles homogènes (Găstescu, 1971), sans que les critères prévalant à ce découpage ne soient toujours clairement explicités. Si l'on excepte la zone de Pardina, dont les limites sont clairement établies par les rides sableuses de Stipoc et le promontoire de Chilia, la zone est divisée en quatre grands ensembles. De l'amont vers l'aval, sont identifiées l'unité aujourd'hui asséchée de Sireasa entre Tulcea et le bras de Chilia, l'unité de Şontea-Fortuna entre la ride de Stipoc et le bras de Sulina en amont de Mila 23, l'unité de Maţiga-Merhei entre Pardina et la ride de Letea et enfin l'unité de Gorgova-Uzlina entre les bras de Sulina et de Saint-Georges jusqu'à la ride de Caraorman. C'est dans l'unité de Şontea-Fortuna que sont implantés les sites de Taraschina et de Dâmbul lui Haralambie. L'évolution paléogéographique et environnementale, en liaison avec les unités adjacentes, constitue un élément clé de la compréhension des conditions d'im-

plantation puis d'abandon de ces sites. En particulier, l'évolution paléogéographique de la zone est conditionnée par deux éléments clés : 1) la nature du *substratum* du secteur et la paléo-topographie qui lui est associée et qui conditionne les modalités d'occupation, les ressources disponibles et les usages du territoire ; 2) l'évolution des axes majeurs de drainage et notamment la relation entre les bras de Chilia et de Sulina qui contrôle la répartition des sédiments. Par ailleurs, l'évolution récente des paysages, en liaison avec des facteurs de forçage climatique et anthropique, conditionne la compréhension des paysages autour des deux sites.

Les carottages réalisés dans l'environnement du site de Taraschina visaient donc à répondre à ces deux interrogations et à envisager la compatibilité de ces données avec les modèles pré-existants d'évolution du delta du Danube. Pour cela, huit carottages « environnementaux » hors site ont été réalisés (fig. 1), en complément de ceux acquis sur le site de Taraschina et de Dâmbul lui Haralambie, qui apportent également des informations sur ces deux volets.

## 3. Outils et méthodes

Les carottages ont été réalisés à l'aide d'un carottier à percussion Cobra TT. La majorité des séquences ont été prélevées tubées et ont ensuite été ouvertes en laboratoire. Les faciès sédimentaires ont été décrits visuellement en se basant sur les traits suivants de texture, de structure, de couleur et inclusions. Ces faciès ont été codés en utilisant la méthode de Miall (2006) adaptée si nécessaire pour compléter les faciès originaux. Les carottes ont été photographiées et des mesures non destructives réalisées. Les mesures de susceptibilité magnétique (SM) ont été effectuées à l'aide d'un Bartington MS3e (capteur de contact) à une résolution centimétrique. Les valeurs de SM sont mesurées en SI. Les mesures de spectrocolorimétrie ont été acquises avec un spectrocolorimètre Konica-Minolta CM700D (résolution de 0,5 cm). Ces données ont été traitées et interpolées en suivant le protocole proposé par Debret *et al.* (2005). Ces données acquises par T. Groparu (2020) ont aidé à l'interprétation mais ne sont pas présentées ici. La granulométrie a été réalisée à l'aide d'un granulomètre Horiba 950. Les échantillons ont préalablement été séchés à l'étuve à 105°C durant 24h puis mis en pommade avec une solution d'hexamétophosphate de sodium à 108 g.l-1. Différents essais ont montré que l'utilisation optimale de la dispersion par les ultra-sons était de l'ordre de 30 s, nécessaire pour disperser des macro-agrégats argileux. Au-delà, l'utilisation des ultra-sons peut induire des fragmentations de

la fraction sableuse. Les données de granulométrie ont fait l'objet d'un traitement en plusieurs étapes : calcul des moments statistiques d'ordre 1 (Moyenne, Médiane ou D50, Déciles et Ecart-type) ; caractérisation texturale d'après le logiciel GRADISTAT (Blott, Pye, 2001) ; calcul de l'image CM de Passega afin d'identifier les processus de dépôts (Passega, 1964 ; Houbrecht *et al.*, 2013 ; Arnaud-Fassetta, 2000) ; interpolation des données par filtrage Kernel. Enfin, les mesures de la teneur en Matière Organique (MO) et en carbonates (Ca) ont été réalisées à l'aide d'un four à moufle suivant le protocole et la méthode de calcul proposée par Heiri *et al.* (2001).

## 4. Description des carottages

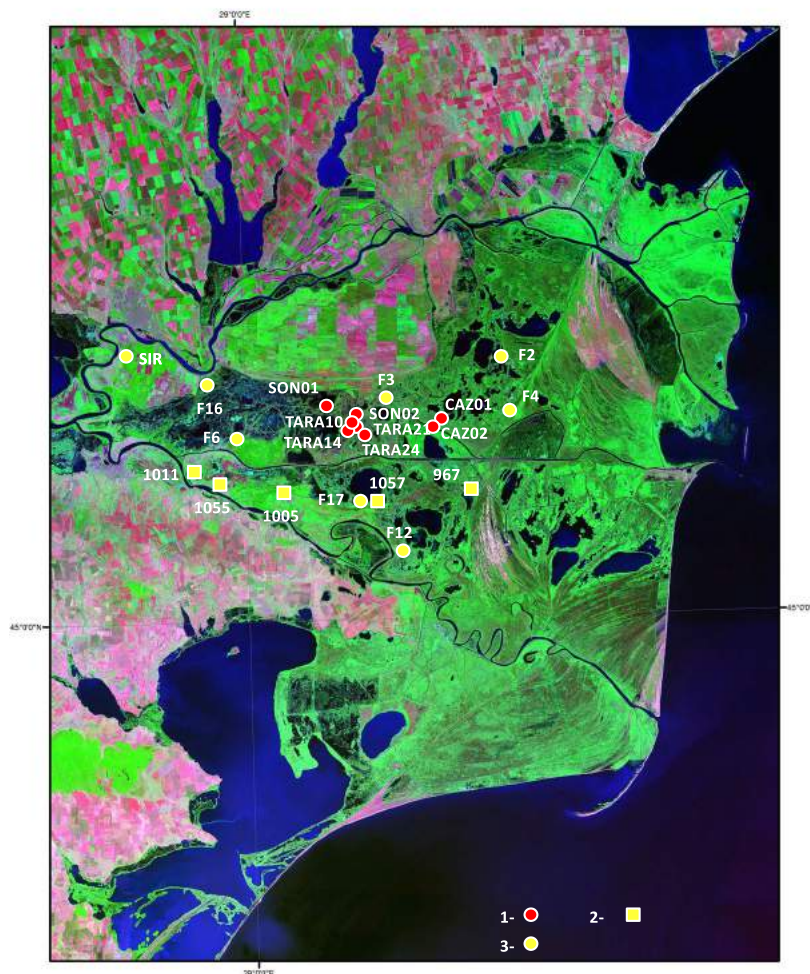
### 4.1. La carotte Tara 10

La carotte 10 a été prélevée à une vingtaine de mètres au sud-ouest du tell. Cette séquence, la première à avoir

été étudiée, a fait l'objet d'analyses à haute résolution spécifiques : analyses XRF au laboratoire EPOC à Bordeaux), mesures de la Susceptibilité Magnétique (SM) et analyses granulométriques. Ces dernières ont été réalisées au laboratoire GéoEcoMar sur un appareil de type Beckman-Coulter. En complément, 6 datations  $^{14}\text{C}$  ont été réalisées sur la partie inférieure de la carotte. Ces données ont déjà fait l'objet d'une publication pour le volet chronostratigraphique (Carozza *et al.*, 2013) et d'une synthèse des apports des analyses paléo-écologiques (Danu *et al.*, 2019). Malgré sa proximité avec le site qui influence les processus et les conditions de la sédimentation, cette séquence a préservé des informations environnementales.

#### 4.1.1. Analyse de la carotte Tara 10

La carotte 10 a atteint une profondeur de 3 m et a livré les formations pré-deltaïques à 2,80 m, soit à -1,15 m bsl. Ces formations correspondent à un limon fin de couleur jaunâtre à ocre/brun. Sur la base



**Figure 1**

Cartographie des carottages disponibles dans la partie fluviale du Danube. 1 : ce travail ; 2 : Vespremeanu-Stroe *et al.* (2017) et Preoteasa *et al.*, 2021 ; 3 : Panin (2002).

des analyses granulométriques, de la teneur en MO et des mesures de SM, la séquence peut être divisée en 7 unités principales :

- à la base, le *substratum* limoneux, de couleur beige, correspond au *substratum* lœssique partiellement pédogénésé ;

- l'Unité 1 est caractérisée par une forte valeur de SM, un grain médian proche de 125  $\mu\text{m}$  et par l'absence d'éléments grossiers. À la vue de ces éléments, elle paraît s'être mise en place dans un marais distal (*backswamp*) ;

- l'Unité 2 montre une augmentation du grain médian et des apports irréguliers croissants vers le sommet, de type sableux grossier. Les valeurs de SM baissent en corrélation avec la diminution de la teneur en argile et en MO. Cette unité est interprétée comme un élément de plaine alluviale proximale, attestant d'un rapprochement d'un chenal, probablement un affluent important ;

- l'Unité 3 est elle aussi caractérisée par un grain moyen grossier supérieur à 125  $\mu\text{m}$ , mais elle montre une diminution significative des apports grossiers. Compte tenu du milieu de dépôt il s'agit toujours d'une plaine alluviale proximale, cette fois marquée par une diminution significative des événements de crues ;

- l'Unité 4 montre une légère diminution du grain moyen et une augmentation de la fraction argileuse. Les apports grossiers sableux disparaissent. Cette unité peut être interprétée soit comme une plaine alluviale distale, soit comme une plaine alluviale proximale marquée par une diminution des crues ;

- l'Unité 5 est caractérisée par un retour des apports détritiques grossiers. Au moins 4 épisodes d'apports ont ainsi été identifiés. Ils témoignent d'une position de plaine alluviale proximale, peut-être associée à la mise en place d'un *crevasse splay* dans un environnement de marais, comme l'attestent les teneurs élevées en argile ;

- l'Unité 6 est caractérisée par une augmentation de la teneur en argiles, une forte diminution du grain moyen, mais par le maintien d'épisodes d'apports sableux grossiers. Elle pourrait être mise en place dans un environnement de marais (*backswamp*) régulièrement recouvert par des dépôts de rupture de levée de berge (*crevasse splay*).

#### 4.1.2. Interprétation générale de la séquence et chronologie

La séquence permet de proposer un regroupement en deux phases majeures de dépôt : entre 285 et 110 cm, elle montre une alternance de phases de calme

hydrologique (*ie. Drought Dominated Regime*, DDR) et de phases de reprise de l'activité hydrologique (*ie. Flood Dominated Regime*, FDR). Le sommet de la séquence, au-dessus de 110 cm, est entièrement constitué de dépôts à plus forte énergie (*ie. de type FDR*).

La chronologie de la séquence 10 repose sur 6 datations  $^{14}\text{C}$ , sans inversions. La base de la séquence peut être datée *ca.* 4596-4369 BC. Jusque vers *ca.* 4521-4356 BC, la zone est occupée par un marais qui aggrave rapidement en raison d'une forte productivité. Jusqu'aux alentours de *ca.* 4490-4346 BC, le secteur connaît un épisode dominé par les crues et une activité hydrologique accrue. Au-delà, et jusque vers *ca.* 4000-3900 BC (date extrapolée), une période hydrologique de calme semble s'instaurer.

En l'absence de données chronologiques sur la partie supérieure de la séquence, il est difficile de proposer un modèle fiable d'évolution pour cette partie de la séquence. Toutefois, par analogie avec les données des carottages 14, 21 et 24, nous proposons que cette unité supérieure ait été déposée au cours du dernier millénaire et qu'il existe un hiatus de près de 4 millénaires.

## 4.2. La carotte Tara 14

Le carottage a été implanté en bordure de l'actuel canal de Şontea à une altitude de 1,26 m asl, environ 480 m à l'ouest du site de Taraschina. Il a atteint la profondeur de 6 m, soit -4,76 m bsl. La séquence se compose de 6 unités majeures, montrant le recouvrement du *substratum* lœssique par des séquences alluviales à palustres (fig. 3).

### 4.2.1. Description de la carotte Tara 14

- 6,0-5,10 m : *substratum* lœssique de couleur beige-jaune caractéristique, défini par une large fraction limoneuse fine dominante, une faible teneur en matière organique (< 1,5 %) et des valeurs de SM élevées ( $2,01 \times 10^{-4}$  SI) qui la distinguent des unités fines d'origine alluviale. Le sommet de cette unité se situe à -3,86 m bsl ;

- 5,10-4,65 m : cette unité est dominée par des limons fins légèrement stratifiés (faciès Fm) qui sont interprétés comme des limons de débordements mis en place par décantation (Segment T de l'image CM). Ils correspondent aux plus anciens dépôts alluviaux du secteur, mis en place dans une plaine alluviale distale lors de crues ;

- 4,65-3,85 m : cette unité limono-sableuse à faible contenu organique (1 %) et forte proportion de carbonates (jusqu'à 12 %) présente des valeurs de SM modérées

à faible ( $8,5 \times 10^{-5}$  SI). Le mauvais indice de tri des sédiments suggère une mise en place dans un environnement plus proximal et énergétique, probablement en bordure d'un chenal important. Il correspond soit à une levée de berge naturelle soit à un dépôt de crevasse, le processus de dépôt identifié par l'image CM correspondant à de la suspension uniforme. La séquence se termine par un niveau organique tourbeux indiquant un retour à une sédimentation calme autigène ;

- 3,85-2,12 m : cette unité est dominée par des limons mal triés à la base et mieux triés au sommet. La baisse du D50 suggère également une partition en deux sous-unités de cet ensemble dont la teneur en MO est voisine de 2 % et la teneur en carbonates de 4 %. La SM s'accorde également avec cette bi-partition, les valeurs étant plus élevées à la base ( $1,2 \times 10^{-4}$  SI) qu'au sommet ( $8,5 \times 10^{-5}$  SI). Du point de vue des processus de dépôt toutefois, ces deux unités montrent une grande similitude, elles ont été mises en place par décantation ;

- 2,12-1,80 m : cette unité est caractérisée par l'importance de la fraction sableuse (qui représente jusqu'à 40 %) et de la fraction organique qui atteint des valeurs jusqu'à 6 %, alors que la fraction

carbonatée reste faible. La SM est faible, ce qui concorde avec l'importance de la fraction sableuse siliceuse. L'image CM indique un dépôt par suspension uniforme ;

- 1,80-0 m : cette séquence est marquée par une grano-décroissance : diminution de la part des sables de 20 à 6 % et corrélativement une augmentation de la fraction argileuse. Les limons restent toutefois dominants. La fraction organique est voisine de 5 % en moyenne mais est plus importante à la base. Une évolution inverse s'observe sur la fraction carbonatée. Cette organisation signe les processus pédologiques récents qui sont également attestés par les valeurs de la SM.

#### 4.2.2. Analyse de la carotte Tara 14

La chronologie de la séquence repose sur 5 datations radiocarbone (annexe 1) qui permettent d'établir l'évolution suivante. Le début de l'édification de la plaine alluviale dans le secteur de Şontea débute vers 4250 cal BCE. À cette date, les dépôts alluviaux fins puis sableux aggradent rapidement et viennent recouvrir le *substratum* lœssique. La proximité d'un diffluent est attestée par le caractère grossier (sables fins à moyens) de la sédimentation. La vitesse d'édification

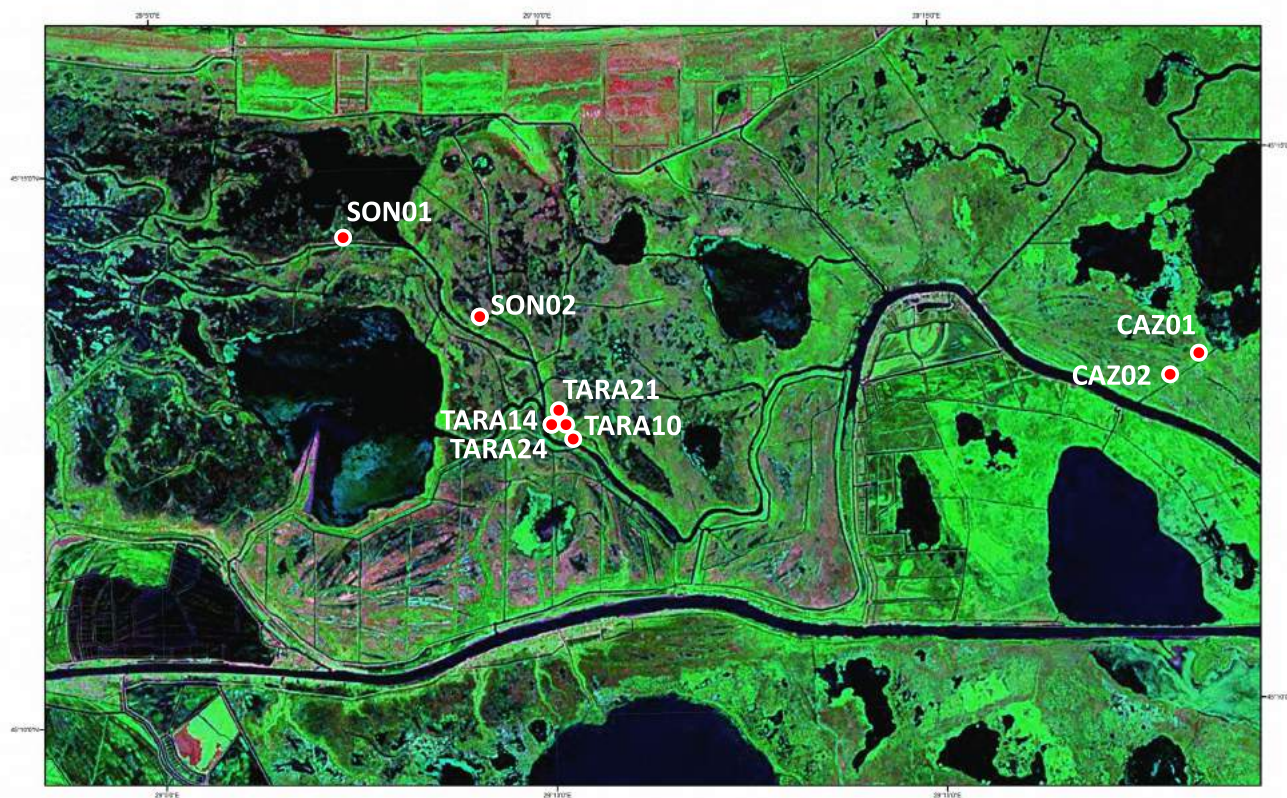


Figure 2

Localisation des carottages réalisés dans le cadre de ce travail.

de la plaine, rapide dans un premier temps, ralenti après 3000-3870 cal BCE, puis semble à nouveau s'accélérer et se poursuivre jusque vers 2000 BCE, mais cette évolution reste tributaire des dates qui ont été obtenues.

La séquence est ensuite interrompue par un important hiatus sédimentaire de près de 3000 ans. La sédimentation ne reprend que vers ca. 1060-1390 cal CE. Le milieu est alors caractérisé par la présence d'une zone humide permanente où la sédimentation autigène domine, en liaison avec un haut niveau de l'aquifère. Cette zone humide est connectée à un chenal distributaire comme l'atteste le caractère sableux de la tourbe. La vitesse d'aggradation de la plaine durant cet épisode est extrêmement rapide, probablement en relation avec des apports sédimentaires importants issus du bassin-versant. La sédimentation évolue ensuite vers un pôle terrestre plus distal, caractéristique d'une plaine alluviale et un niveau de nappe aquifère plus bas, favorable au développement d'un sol.

#### 4.2.3. Conclusion partielle

La séquence Tara14 montre une bi-partition de l'édification de la plaine alluviale de Şontea en deux épisodes distincts. Le premier, d'une durée de près

de 2000 ans, entre 4250 et 2100 cal BCE, est associé à la présence d'un chenal proximal puis d'une plaine alluviale distale, marquant l'éloignement du chenal et le développement de zones humides. La reprise d'une sédimentation rapide vers 2100-2000 cal BCE, qui n'est pas associée à une augmentation de la taille des particules, suggère une augmentation des apports du bassin-versant dont la cause reste à déterminer (anthropique ?).

L'existence d'un hiatus long entre 2000 cal BCE et 1060-1390 cal CE peut à ce stade faire l'objet de plusieurs interprétations. Il correspond 1) soit à un épisode majeur d'érosion à caractère local ; 2) soit à une réduction drastique des apports par le chenal distributaire qui pourrait s'être déplacé (difffluence localisée en amont du site ?) ; 3) soit être associé à un phénomène de *by-pass* lié à l'édification du delta progadant.

#### 4.3. La carotte Tara 24

La carotte Tara 24 a été prélevée immédiatement au sud du site, en bordure d'un ancien méandre associé au chenal de Şontea déconnecté par l'amont. Elle est implantée dans la bande de méandrage de ce chenal, comme l'atteste la présence de rides sableuses

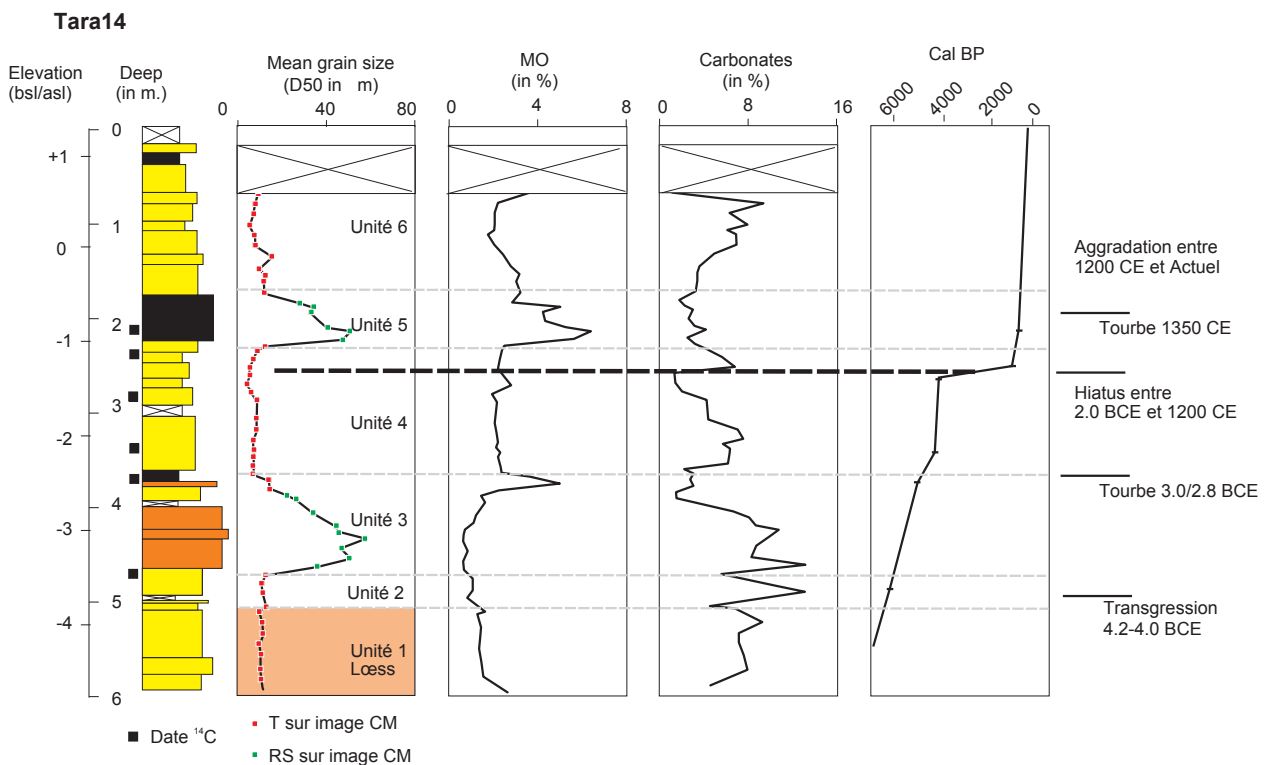


Figure 3

Log et analyses de la carotte Tara 14.

formant un faisceau parallèle visible sur les images aériennes. L'altitude du site de carottage se situe à 1,60 m bsl. La séquence est épaisse de 6 m et a atteint le *substratum* loëssique à une profondeur de -3,55 m bsl.

#### 4.3.1. Description de la carotte Tara 24

La stratigraphie s'organise en 5 séquences sédimentaires majeures qui recouvrent le *substratum* (fig. 4) :

- 4,0-3,55 : *substratum* loëssique pré-deltaïque, caractérisé par une texture dominée par les limons (81 %), une teneur en MO très faible (< 1 %), une forte teneur en carbonates et une valeur de SM élevée ( $2,01 \times 10^{-4}$  SI) ;

- 3,55-3,10 : cette unité, peu épaisse, présente une texture limono-sableuse, une teneur de MO qui reste faible et une valeur de SM très faible ( $1,19 \times 10^{-4}$  SI). Le grain moyen est relativement élevé, voisin de 40  $\mu\text{m}$ . L'indice de tri est médiocre et les échantillons de ce niveau se localisent sur le segment RS de l'image CM, ce qui atteste d'une mise en place par suspension uniforme. Ces éléments indiquent que ce niveau correspond à un faciès F1, mis en place dans une plaine alluviale proximale, probablement sur une levée de berges. Le pic de susceptibilité magnétique observé au sommet de cette unité s'explique par la présence d'un tesson ;

- 3,10-1,60 : cette unité, épaisse de près d'un mètre, se caractérise par une texture limono-sableuse hétérogène. La teneur en MO permet de distinguer deux sous-ensembles. La SM est marquée par une valeur moyenne faible ( $9,71 \times 10^{-5}$  SI) mais fortement variable et anti-corrélée avec la teneur en sables. L'image CM indique un positionnement sur le segment T associé à la décantation, ce qui suggère un dépôt dans

un milieu calme en milieu alluvial (sous-unité 1) puis palustre (sous-unité 2, plus organique) ;

- 1,60-1,10 : cette séquence présente une organisation grano-décroissante depuis une unité dominée par les sables (55 %) évoluant vers des limons sableux au sommet. La teneur en carbonates est réduite (< 2 %) et la fraction organique modérée (entre 2 et 3 %). La SM est très faible ( $2,09 \times 10^{-5}$  SI) et confirme la forte présence de minéraux diamagnétiques (sables siliceux). L'ensemble de ces éléments suggère une mise en place dans un environnement où alternent processus de décantation et de suspension qui pourraient être associés à une levée de berge sableuse. Cette interprétation est cohérente avec le contexte sédimentaire du lieu de carottage ;

- 1,10-0 : cette partie de la séquence n'a pas fait l'objet d'analyses de laboratoire. Elle correspond à une tourbe argileuse mise en place dans une plaine palustre (*backswamp*).

#### 4.3.2. Analyse de la carotte Tara 24

La chronologie de la séquence repose sur 4 dates radiocarbone qui permettent d'établir une chronologie complexe, marquée par la présence de trois discontinuités sédimentaires. Le recouvrement du loëss par la séquence alluviale est daté de 4460-4340 cal BCE. Les unités 1 et 2 se mettent en place extrêmement rapidement comme l'atteste la date à -3,20 cm (4340-4240 cal BCE). La suite de la séquence est caractérisée par une très forte réduction de la vitesse de sédimentation. Il pourrait exister un hiatus entre 4050 cal BCE et 3000 cal BCE. Ce second épisode se termine vers 1250 CE. La vitesse de sédimentation connaît alors une forte accélération entre cette date et l'Actuel.

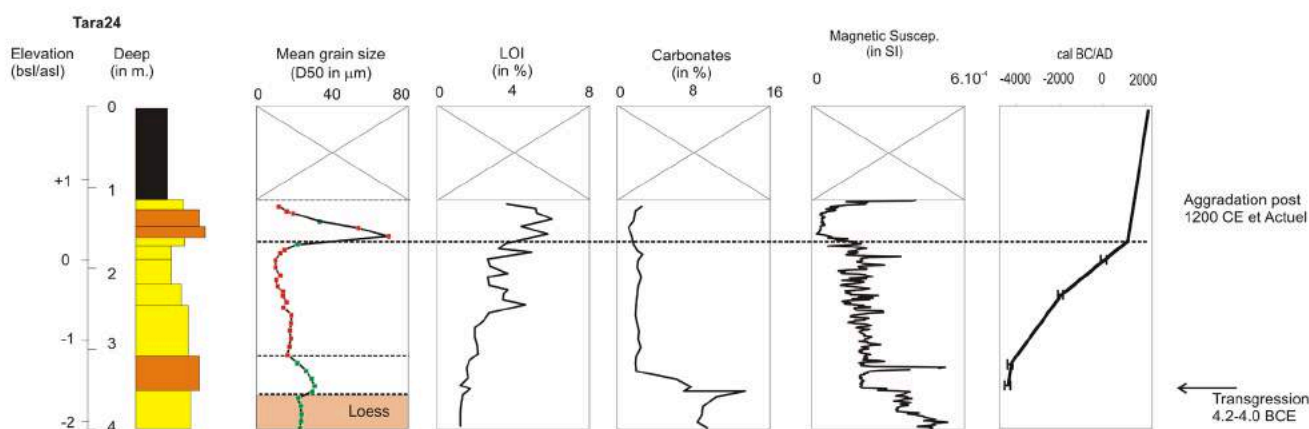


Figure 4

Log et analyses de la carotte Tara 24.

### 4.3.3. Conclusion partielle

La carotte Tara 24 montre une bi-partition de la construction de la plaine alluviale dans le secteur de Şontea. Le début de l'édification de la plaine alluviale est daté vers 4450 cal BCE. L'existence d'un hiatus entre 4050 et 3000 cal BCE reste à étayer de manière plus claire. La séquence enregistre dans tous les cas une réduction de la vitesse de sédimentation entre 3000 cal BCE et le changement d'ère. La seconde séquence est postérieure à 255-590 cal CE. L'extrapolation par le modèle âge-profondeur permet d'estimer la reprise de la sédimentation vers 1200 cal CE.

### 4.4. Les carottes Tara 10, 20, 21 et 22 : une mise en séquence près du tell chalcolithique

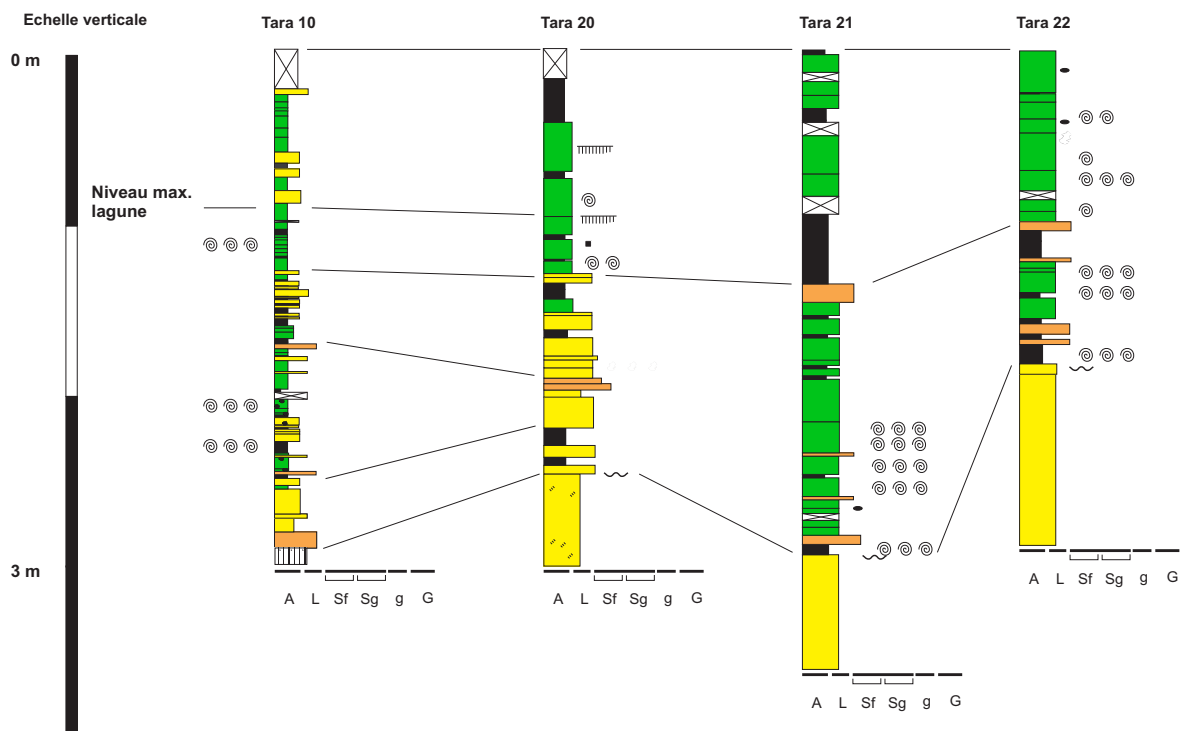
D'autres carottes ont été collectées en marge du tell de Taraschina, de manière à évaluer l'extension du site archéologique et dans le but de restituer la paléotopographie de la zone d'implantation du tell au 5<sup>e</sup> millénaire avant notre ère. Ces carottes livrent des informations concordantes pour appréhender l'évolution géomorphologique de la zone centrale du delta du Danube.

#### 4.4.1. La carotte Tara 21

La carotte Tara 21 a été prélevée à 100 m au sud-ouest du tell de Taraschina. Elle se situe sur la bordure externe de la bande de méandrage, à une altitude de 1,15 m. Cette carotte n'a pas fait l'objet d'analyses en laboratoire et seuls les faciès ont été relevés et permettent une analyse environnementale. D'une longueur de 3 m seulement, elle a atteint le *substratum* à 2,40 m de profondeur, soit à la cote de -1,25 m bsl. Elle s'organise en 5 unités principales :

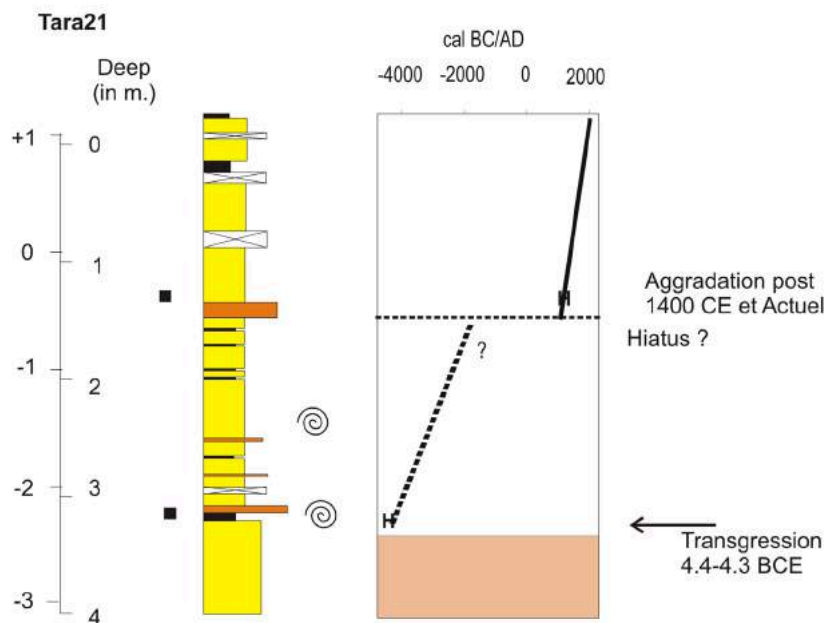
- 4,00-2,95 : lœss. Atteint à la cote -1,25 m bsl ;
- 2,95-2,20 : limon sableux lité à coquilles et fragments coquilliers nombreux ;
- 2,20-1,50 : limon argileux organique ;
- 1,50-0,95 : limon sablo-organique ;
- 0,95-0 : limon organique.

Deux datations radiocarbone permettent de préciser la chronologie de cette séquence. La base du recouvrement du lœss par les alluvions est daté de 4445-4350 cal BCE. Une seconde datation, obtenue



**Figure 5**  
Les Logs Tara 10, 20, 21 et 22.





**Figure 6**

Log et analyses de la carotte Tara 21.

sur le niveau 1,80 m, a quant à elle donné un âge de 1434-1621 cal CE. Cette carotte permet donc, là aussi, d'envisager une bi-partition de la séquence sédimentaire entre une séquence ancienne, de nature alluviale, mise en place par un chenal situé à proximité, comme l'atteste l'importance de la fraction sableuse. La seconde partie de la séquence, probablement récente (*i.e.* dernier millénaire), montre une sédimentation plus distale et organo-minérale.

#### 4.5. La carotte Şontea 02

La carotte Şontea-02 est implantée à 1,8 km au nord-ouest du site de Taraschina, à l'est du lac Fortuna. À ce niveau, le canal de Şontea est associé à deux paléochenaux méandriformes qui suggèrent que le canal reprend le tracé d'un bras naturel. Le site de carottage est situé à 5 m de la berge actuelle, à une altitude de 1,75 m asl. Le carottage a été réalisé à la gouge ouverte et l'échantillonnage effectué directement sur le terrain. En raison de ce mode d'échantillonnage, aucune datation n'a été réalisée sur cette carotte qui a atteint une profondeur de 10 m (fig. 7).

##### 4.5.1. Analyse de la carotte Şontea-02

Son étude repose sur des analyses à faible résolution (20 cm). Malgré ces limites, cette séquence apporte deux éléments intéressants :

- le premier est la profondeur du *substratum* loessique qui pourrait avoir été atteint vers 6,60 m, soit -4,85 m bsl. En effet, la séquence sous-jacente est caractérisée par une forte teneur en carbonate (7 % en moyenne), une faible teneur en MO et des valeurs de SM comprises entre  $6,0 \times 10^{-5}$  et  $2,0 \times 10^{-4}$  SI. Ces valeurs sont du même ordre que celles qui caractérisent cette formation sur les autres carottages du secteur ;

- le second élément est l'identification d'un niveau brûlé situé à 3,72 m de profondeur et reposant sur un paléosol épais et extrêmement bien développé. Ce niveau, de couleur rouge brique, s'individualise nettement par des valeurs de SM extrêmement élevées pouvant atteindre  $7,19 \times 10^{-3}$  SI.

##### 4.5.2. Conclusion partielle

La séquence de Şontea 02 montre la superposition sur le loess d'un niveau très homogène probablement lacustre entre 6,60 et 3,35 m sous la surface. En effet, le processus de dépôt identifié pour cette séquence correspond à de la suspension en mode calme, qui est compatible avec ce type d'environnements. Cette séquence se termine par un niveau de paléosol tourbeux qui atteste de l'émersion de la zone. Ce paléosol est recouvert par un niveau brûlé dont la datation reste inconnue mais qui matérialise un hiatus dans la sédimentation. Le dépôt d'un limon lité suggère une reprise de la sédimentation dans un contexte fluvial de

plaine distale puis proximale vers 2,25 m. Le développement d'un niveau de tourbe vers 2,45 m indique un ralentissement de la sédimentation avant un retour à des apports alluviaux jusqu'au sol actuel. La partie supérieure de la séquence correspond à des dépôts anthropiques liés au curage du canal. Par analogie avec les séquences Tara 14 et Tara 24, la partie supérieure de la séquence entre 2,45 et la surface pourrait correspondre à la séquence « récente » post-1250 CE.

#### 4.6. La carotte Şontea 01

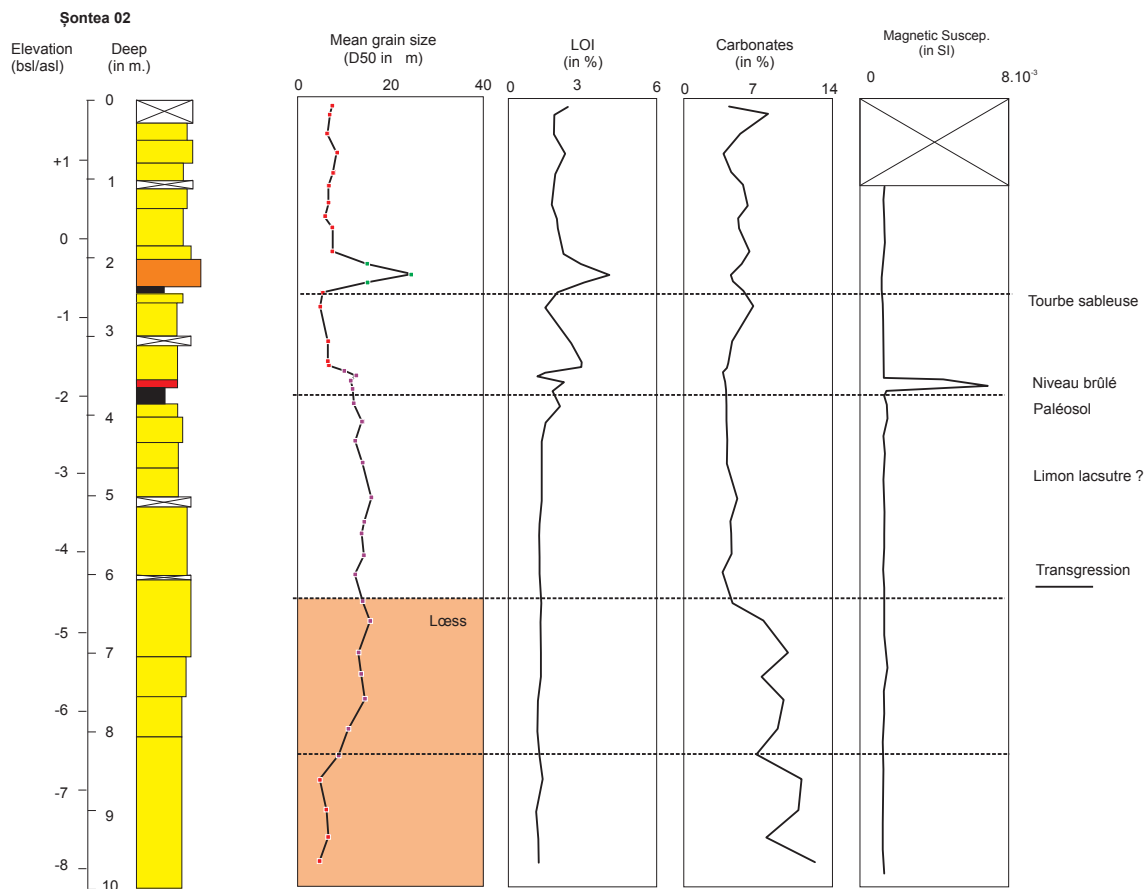
La carotte Şontea 01 (fig. 8) a été prélevée au nord du lac Fortuna, en rive gauche du canal de Şontea. L'altitude du site de carottage est de 0,95 m bsl. Comme le carottage précédent, il a été réalisé à la gouge ouverte et les échantillons prélevés sur site. Pour cette raison, aucune datation radiocarbone n'a été réalisé sur cette carotte. La seule information géomorphologique apportée par cette carotte est la profondeur du *substratum* lœssique, qui a été atteint vers 7,70 m, soit -6,75 m bsl. Il s'agit de la côte la plus profonde à laquelle le lœss ait été rencontré dans les carottages réalisés dans cette zone. La séquence montre toutefois

une dynamique sédimentaire marquée par des apports sableux plus importants et irréguliers que les séquences précédentes, ce qui suggère une proximité avec un chenal distributaire important, actif durant l'essentiel de la période. Cette information est compatible avec l'importance des faciès de suspension uniforme (RS) de l'image CM.

Les informations paléo-écologiques provenant de la malacofaune indiquent la présence d'espèces d'affinité oligohaline en faible nombre. Les espèces identifiées sont associées à des environnements aquatiques liés à une plaine alluviale. Seul le niveau 278-284 montre la présence d'espèces tolérantes à un environnement euryhalin ou mésohalin qui pourrait attester d'un épisode de connexion entre cette partie du delta et la mer Noire. La nature de cet épisode, synchrone d'apports terrigènes, reste à préciser.

#### 4.6. La carotte Caz 01

La carotte Caz 01 a été prélevée au lieu-dit Cazanele, en bordure de la bande de méandrage du bras de Sulina, 5 km en aval de Mila 23 (fig. 9). Elle est implantée



**Figure 7**

Log et analyses de la carotte Şontea 02.

sur la rive gauche d'un canal creusé dans les années 1960. L'altitude du site de carottage est de 0,85 m.

#### 4.6.1 Analyse de la carotte Caz 01

La carotte a atteint le *substratum* lœssique à 6,30 m, soit -5,45 m bsl. La séquence se décompose en 5 unités :

- 10,00-6,30 : *substratum* lœssique. Il est caractérisé par une teneur en sables fins toujours inférieure à 10 % et des limons dominants. La teneur en argile peut atteindre près de 20 % dans les niveaux de paléosol probables. Ces niveaux sont alors partiellement décarbonatés ( $Ca < 4\%$ ) alors que le reste de la séquence montre des taux pouvant atteindre 15 %. Le signal SM est quant à lui élevé et régulier, voisin de  $4,0 \times 10^{-4}$  SI ;

- 6,30-4,60 : limon sableux grano-croissant dont le D50 augmente de 10 à 40  $\mu\text{m}$ , la part de sables augmente de manière notable pour atteindre 20 % et les argiles sont toujours  $< 10\%$ . La matière organique est faible à la base (1 %), plus importante et irrégulière au sommet (jusqu'à 6 %). Cette variation est corrélée

avec l'augmentation de la SM à partir de 5,60 m. Le processus de dépôts identifié à partir de l'image CM indique une mise en place par suspension uniforme ;

- 4,60-3,20 : sable limoneux stratifié (Faciès St) alternant avec des niveaux sableux et plus limoneux. Le D50 est fréquemment  $> 40 \mu\text{m}$ . Les valeurs de SM sont corrélées à la teneur en argile et anti-corrélées avec la teneur en sables. L'image CM indique une mise en place par suspension uniforme ;

- 3,20-0,70 : limon argileux. La teneur en argile est  $> 10\%$  et la fraction sableuse comprise entre 5 et 15 %. La présence de niveaux organiques à 3,20, 2,30 et 0,80 est bien individualisée par une augmentation de la teneur en MO et la diminution de la teneur en carbonates. La valeur de la SM reste faible ;

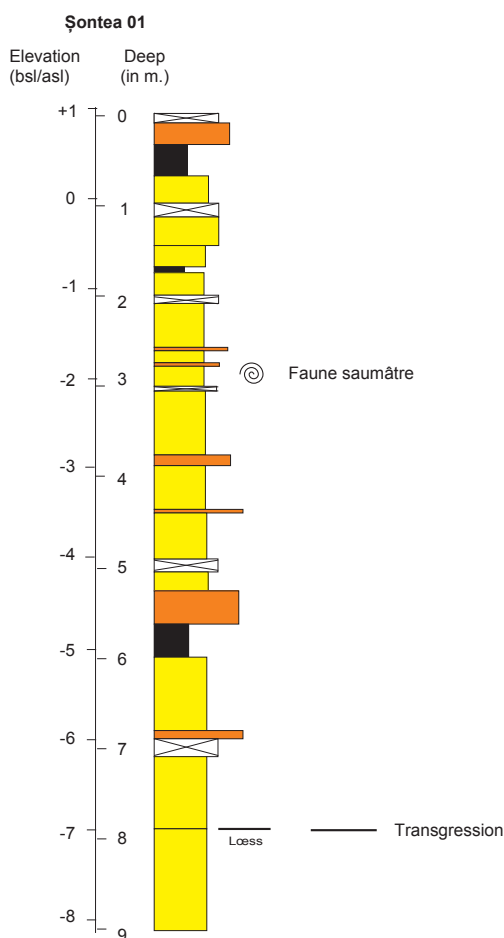
- 0,70-0,0 : terrains remaniés pour la culture du roseau.

La chronologie de la séquence Caz 01 repose sur 6 dates qui ont été acquises dans les unités 2 à 5. La date la plus profonde (-6,37 m) a été acquise dans le paléosol qui coiffe le lœss. Il donne un âge moyen de cette formation qui ne correspond pas nécessairement à l'arrêt de son fonctionnement vers 8790-8550 cal BCE, d'autant que la date n'est pas au sommet du paléosol. La datation la plus ancienne associée à la séquence sédimentaire est l'échantillon 584 qui a livré un âge 4895-4710 cal BCE. La sédimentation semble régulière et continue jusque vers 1100/1000 cal BCE, soit vers 3,20 m. La fin de la séquence est mal contrainte d'un point de vue chronologique. La datation obtenue à 2,23 m livre une date 395-206 cal BCE qui implique une accélération de la sédimentation dans la partie supérieure de la carotte.

Cette séquence est la première, à l'échelle du delta, à donner des informations sur la chronologie de la bande de méandrage associée au bras de Sulina. Localisée dans le faisceau alluvial le plus externe, elle montre que la bande de méandrage se développe en recouvrant sur le *substratum* lœssique et un paléosol très développé à partir de 4800-4700 cal BCE. Cependant, le début de la formation de la bande de méandrage est antérieur à cette date en raison de la localisation dans la partie aval du faisceau alluvial. À cette date, la branche de Sulina est donc déjà active et développe au sein de la zone de Şontea un tracé méandrique et non un système de chenaux distributaires non hiérarchisés.

#### 4.7. La carotte Caz 02

La séquence Caz 02 (fig. 10) a été prélevée dans la bande de méandrage du bras de Sulina, dans le faisceau intermédiaire qui recoupe le faisceau de la carotte Caz 01.



**Figure 8**  
Log de la carotte Şontea 01.

L'altitude du site est de 1,24 m asl. Le carottage a atteint 9 m sans rencontrer le *substratum* lœssique.

#### 4.7.1. Analyse de carotte Caz 02

La séquence s'organise en 4 grandes unités (fig. 10) :

- 9,00-8,00 : sable limoneux pauvre en matière organique (<1 %) et en carbonates (8 %). Il s'agit d'un sable gris massif (faciès *Sm*), barriolé à la base. La valeur de SM est faible ;

- 8,00-3,60 : sable gris grano-décroissant, présentant les stratifications planes (Faciès *St*) soulignées par des niveaux enrichis en limons et en argiles. L'image CM permet toutefois de distinguer deux sous-unités. La base, jusqu'à 6,50 m, est principalement mise en place par roulage (segment PQ), alors que la partie supérieure semble avoir été déposée en suspension graduée (RS) ;

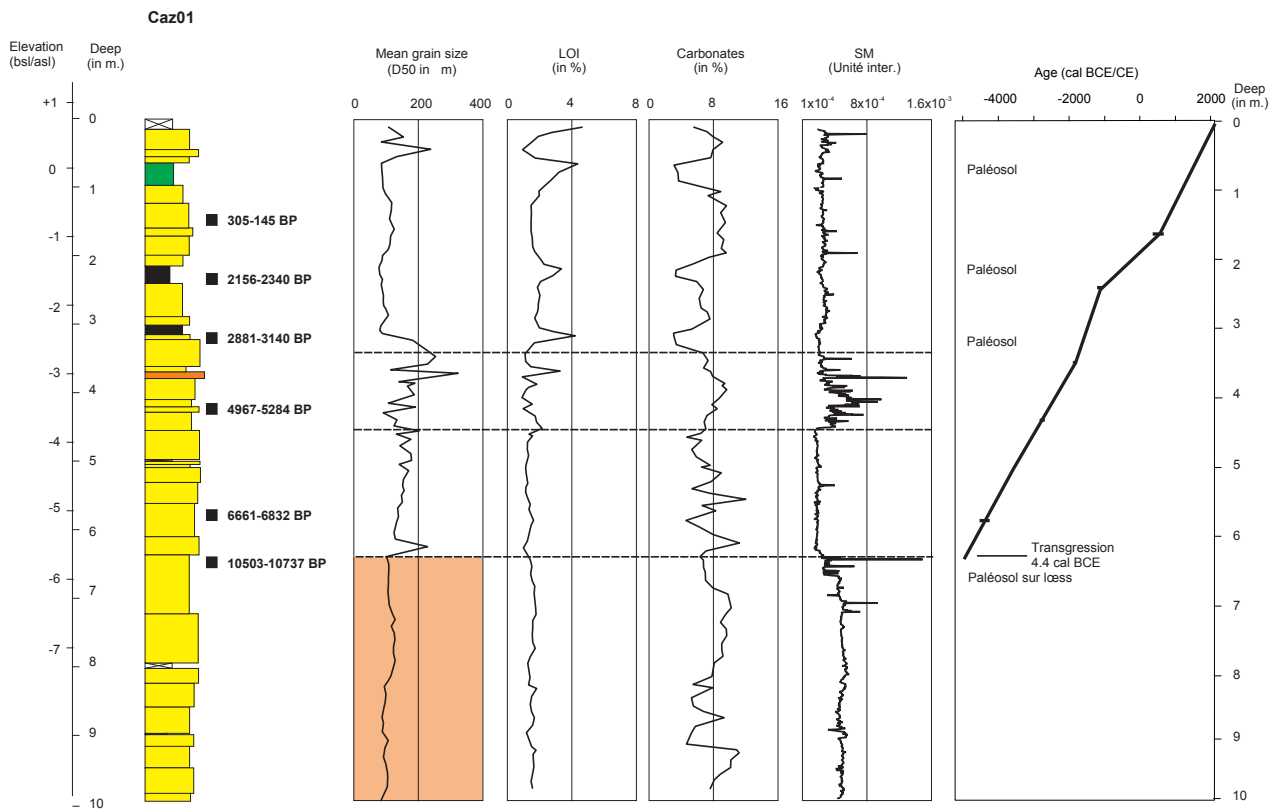
- 3,60-1,45 : cette unité limono-sableuse est marquée par une baisse drastique du D50 qui est inférieur à 50  $\mu\text{m}$ . La part des sables est inférieure à 35 %. La teneur en MO est faible et voisine de 1 %, alors que la fraction carbonatée reste élevée (12 %). Cette unité s'achève par un niveau tourbeux. L'image CM indique une mise en place par suspension graduée (niveaux sableux fins) ou homogène ;

- 1,45-0,00 : il s'agit d'un limon sableux faiblement organique. La valeur de la SM est faible, en liaison avec la faible teneur en argiles. Les valeurs de carbonates et de la MO restent élevées. Cette unité a été mise en place principalement par suspension graduée.

La chronologie de cette séquence repose sur 5 datations radiocarbone ainsi que sur 10 datations au  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  qui permettent d'affiner la chronologie de la partie supérieure de la séquence. La base de la séquence est datée de 4995-4800 cal BCE. La sédimentation est lente et régulière jusque vers le 4<sup>e</sup> siècle BCE. Il existe ensuite une discontinuité dans la sédimentation ne reprenant que vers 1274 cal CE. La partie supérieure de la carotte (4 derniers mètres) couvre les 575 dernières années et est associée à des vitesses de sédimentation extrêmement rapides.

#### 4.7.2. Conclusion partielle

La séquence Caz 02 vient compléter les données de la carotte Caz 01. Elle couvre près de 7000 ans d'évolution. Elle est la seule séquence à avoir livré une sédimentation grossière. Elle permet donc d'identifier la présence d'un paléochenal confiné qui ne montre pas d'indice d'influences marines. Il correspond au paléo-chenal de Sulina qui reste fonctionnel jusqu'au



**Figure 9**  
Log et analyses de la carotte Caz 01.

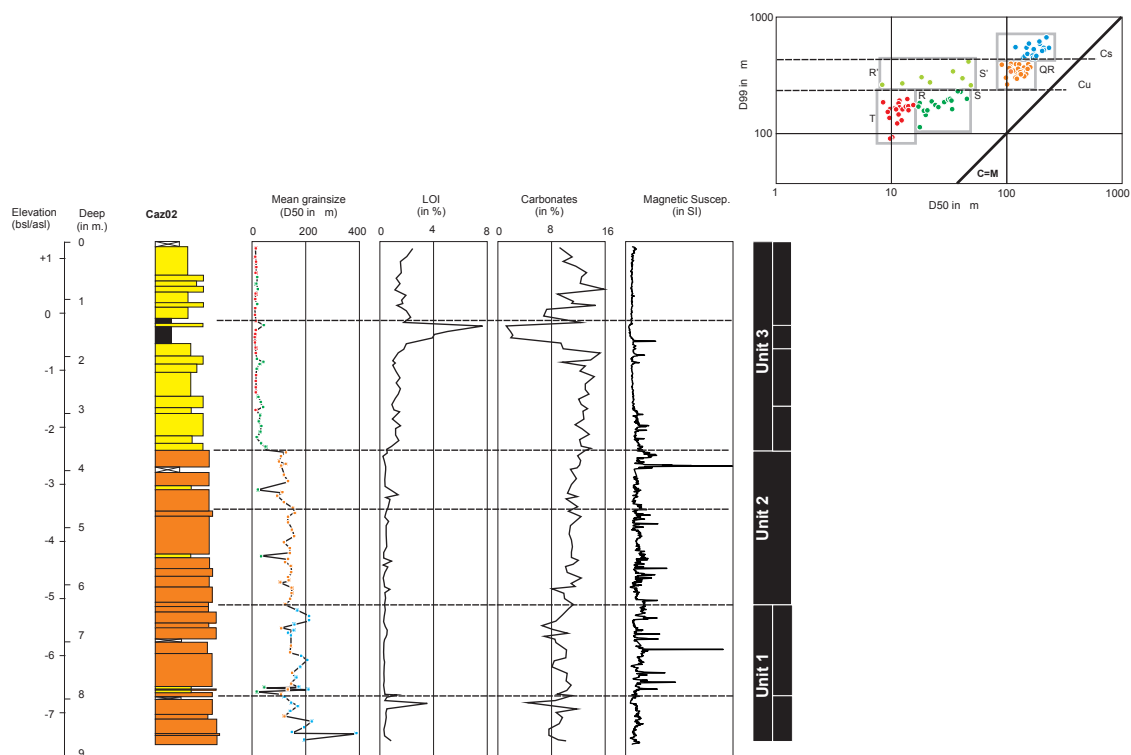
milieu du 4<sup>e</sup> s. BCE. Après un hiatus, la sédimentation reprend, mais la baisse de la taille des particules implique une mise en place en bordure du chenal, dans une zone alimentée par des dépôts de débordement.

## 5. Discussion des résultats et hypothèses

L'ensemble des données présentées permet d'enrichir les *scenarii* d'évolution de la partie fluviale du delta du Danube et de proposer un cadre paléogéographique pour les occupations néolithiques de Taraschina et Dâmbul lui Haralambie. Elles permettent également d'apporter des éléments d'information sur les effets de l'évolution du niveau marin dans le delta fluvial.

Un des apports majeurs de ces travaux est la mise en évidence du rôle des paléotopographies et des héritages liés aux formations lœssiques et à l'incision pléistocène dans l'évolution de la bordure nord du delta. Les différents modèles d'évolution du delta depuis Zenkovitch (1956) et Coteț (1960) jusqu'à Vespremeanu-Stroe *et al.* (2017a et b) et Preoteasa *et al.* (2021) ont négligé l'importance de cet élément à la fois sur l'évolution paléogéographique mais aussi sur le potentiel d'occupation humaine. L'existence de formations lœssiques anté-deltaïques recouvertes par

les formations fluvio-marines n'est en soit pas une nouveauté. La découverte d'une faune froide pléistocène lors de la rectification des méandres de Mila 23 (Antipa, 1912) a révélé la présence de lœss sous environ 10 m d'alluvions (Carozza, 2012) notamment *Coelodontas antiquas*, *Mammuthus primigenius* et *Equus insulidens* (Codrea, 2008). Cette découverte est corroborée par les observations de terrain réalisées par Murgoci (1912) lors du creusement du canal Olguța qui décrit le sous-bassement lœssique des creusements. Ces éléments mettent en question, pour cette partie du delta, le modèle standard de la vallée incisée (*Compound Incised Valley*, Dalrymple *et al.*, 2006) et celui d'une évolution par continentalisation progressive et régulière. Ils suggèrent que des formations de lœss, analogues à celles du plateau de Bujac qui borde de delta au nord, se prolongent en pente douce vers le sud au moins jusqu'au niveau du bras de Sulina. Ce dispositif pose bien sûr la question de l'articulation avec la zone lacustro-lagunaire de Pardina. L'âge de la faune de Mila 23 est inconnu, mais renvoie à un épisode froid, probablement voisin du Pléniglaciaire supérieur. La datation obtenue par Preoteasa *et al.* (2021) sur la carotte KIL à 273 cm indique que ce lœss pourrait, au moins en partie, être attribué au Stade Isotopique 2 et plus précisément au Greenland Stadial 5, ca. 31000 BP. Ces éléments sont compatibles avec les données de Panaiotu *et al.*,



**Figure 10**

Log et analyses de la carotte Caz 02.

(2001) et Balescu *et al.* (2003) sur la séquence de Tuzla, qui a livré des âges compris entre les stades isotopiques 4 et 2, *ie.* 74 et 12 ka BP.

Sur l'ensemble des carottages réalisés dans l'environnement proche et plus lointain des sites de Taraschina et de Dâmbul lui Haralambie, soit une cinquantaine de séquences, 40 ont atteint et rencontré le *substratum* lœssique à une altitude variable entre +1,9 m asl et -5,45 m bsl. Ces données montrent que cette configuration est quasi généralisée, les épaisseurs sédimentaires liées aux formations alluviales restant pelliculaires, généralement inférieures à 8 m dans la zone de Şontea-Sireasa. Les variations altitudinales d'apparition du *substratum* lœssique montrent le rôle des processus d'accumulation et de remaniement dans cette configuration. Ainsi, sur le rebord du plateau de Taraschina où les données de carottages sont très

denses, l'altitude d'apparition du lœss est contrôlé par la présence de ravines qui ont piégé des formations remaniées (voir *Génèse et évolution du tell de Taraschina...*, ce volume). Ailleurs, il est difficile de reconstituer de manière aussi précise la paléotopographie d'érosion qui modèle ce plateau.

Le recouvrement du lœss apparaît comme un événement rapide, resserré sur une période extrêmement courte entre 4800 BCE dans la carotte Caz01 à une profondeur de -5,45 m bsl et 4400 BCE pour les carottes Tara 21 et Tara 24. La relation entre l'âge du recouvrement de lœss et sa profondeur est difficile à estimer en raison notamment de l'incertitude liée aux datations radiocarbone mais également à la géométrie des dépôts qui ont été datés. Toutefois, on peut estimer une aggradation moyenne rapide de l'ordre de 4 mm.an-1 sur la période 4800-4200 BCE. La question

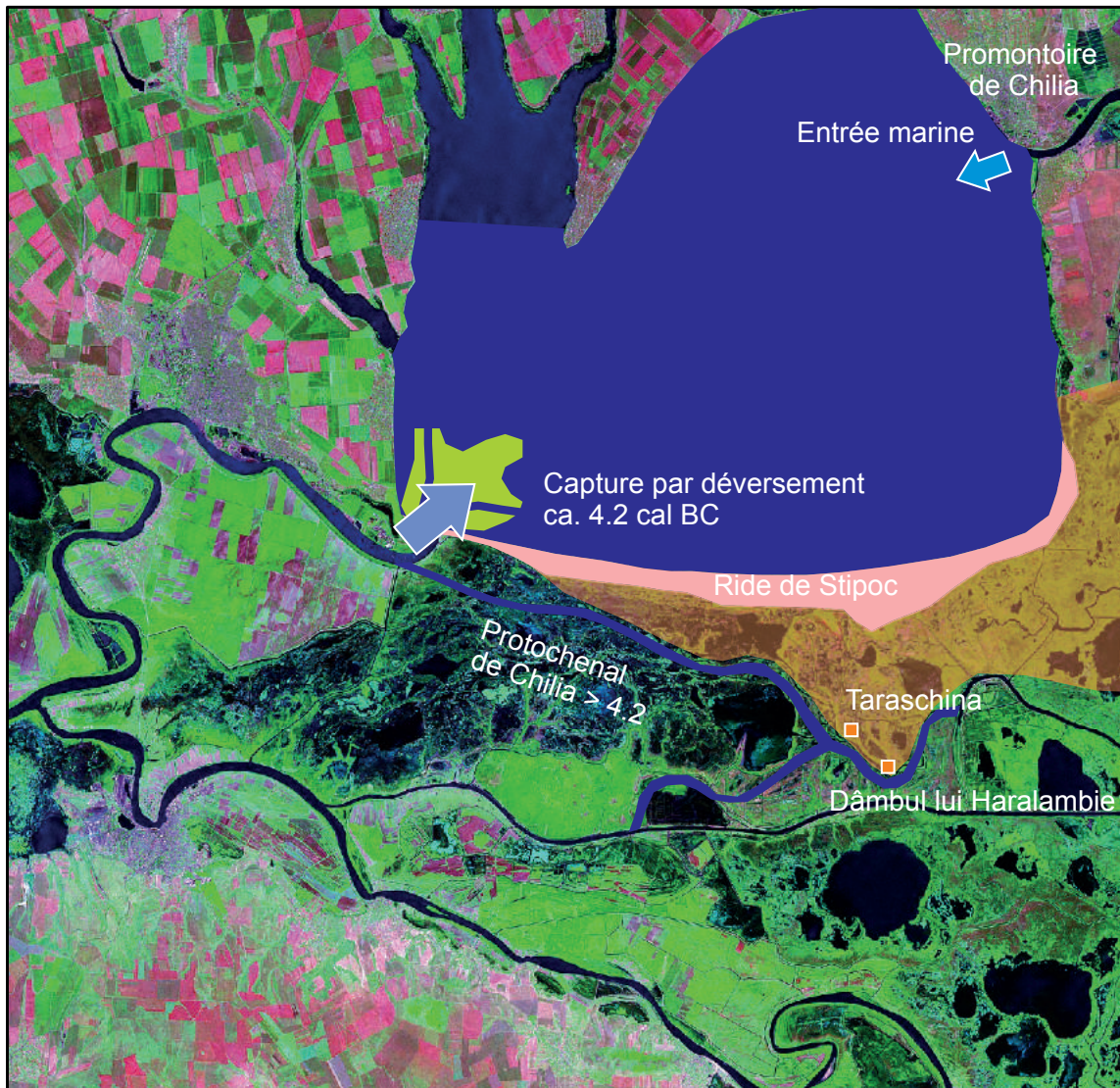


Figure 11

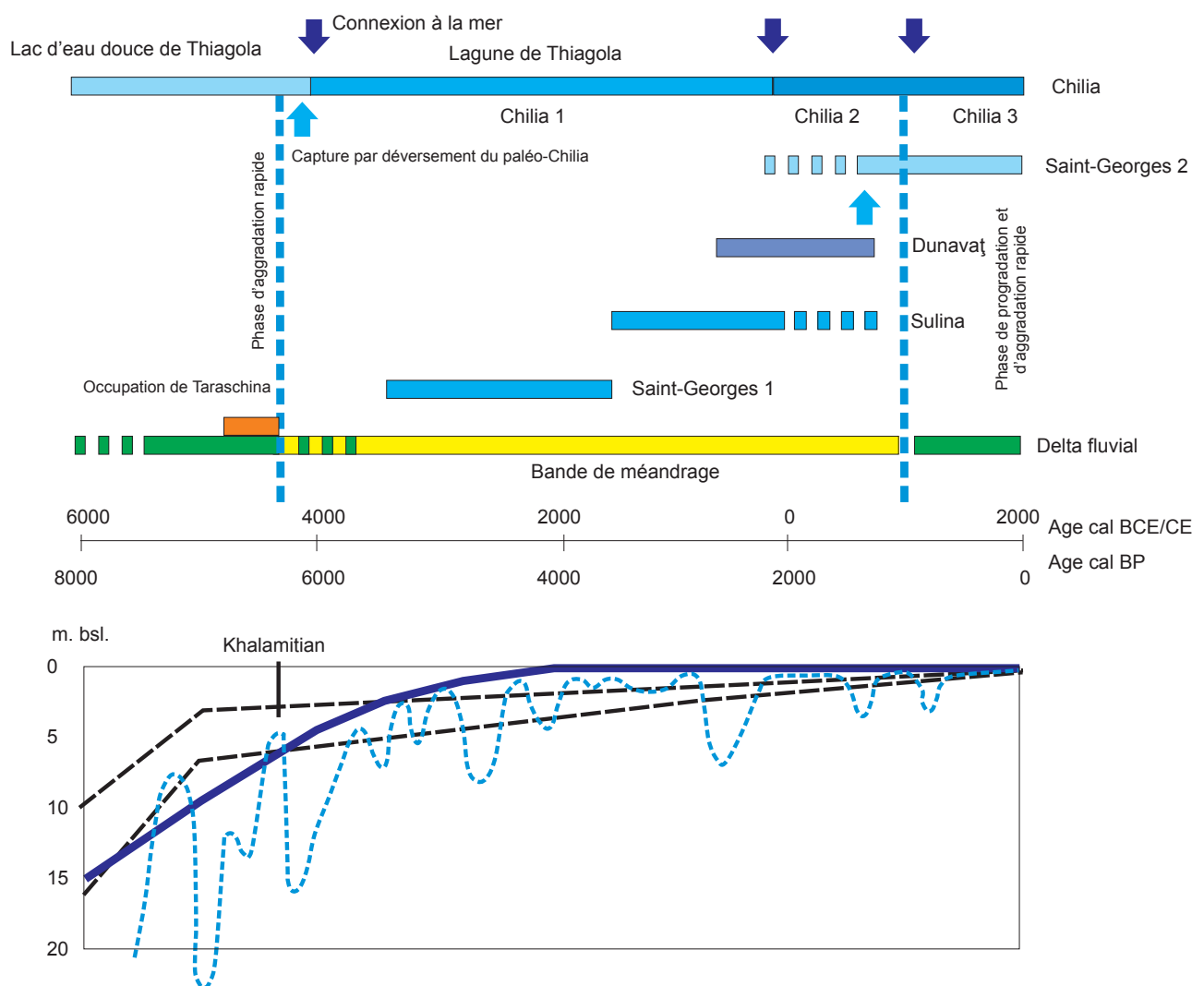
Reconstitution paléo-géographique de la zone Şontea-Stipoc vers 4200 BC.

du facteur de contrôle de cet épisode est centrale. Deux hypothèses principales peuvent être avancées : 1) une période de forte activité hydro-sédimentaire liée à des apports du Danube et 2) l'influence de la fin de remontée du niveau marin en mer Noire.

À l'échelle mondiale, la phase d'initiation de la construction des deltas fluviaux s'échelonne entre 8.5 et 6.5 ky BP (soit 6.5 et 4.5 BCE, Stanley, Warne, 1994). En Méditerranée orientale, le delta du Nil débute une construction vers 6.0 ky cal BCE avec une phase d'aggradation rapide enregistrée par des vitesses de sédimentation élevée (Pennington *et al.*, 2017) qui est mise en relation avec un contrôle eustatique (vitesse d'élévation du niveau marin rapide). Après 3.9/3.2 BCE, ces mêmes auteurs décrivent un ralentissement des vitesses de sédimentation en lien avec la décroissance de la vitesse de remontée du niveau marin. En mer Noire, il est à présent admis

que la chronologie du début de l'édification des deltas, et notamment du delta du Danube, est postérieure à la phase de reconnexion avec l'océan mondial dont la datation est estimée suivant les auteurs vers 7.0 ky BCE (Lambeck, Purcell, 2005). En toute hypothèse, celle-ci est réalisée au plus tard vers 5.9 ky BCE (Filipova-Marinova, Christova, 2004). Marina Ivanova *et al.* (2015) montrent par ailleurs que la phase de transition marine est achevée vers 4.8 ky BCE. Cette date constitue un point de départ pour l'analyse des impacts du niveau marin sur le delta du Danube.

Les données régionales permettent, malgré la persistance de nombreuses incertitudes, d'affiner le rôle des facteurs liés au niveau marin au cours de la période suivante. En Géorgie, les zones humides de Colchide indiquent un début de construction ca. 5.0 BCE, date à laquelle les cordons littoraux sont déjà formés. Le delta du Rioni débute sa progradation vers 3500 BCE,



**Figure 12**

Synthèse de l'évolution de la partie nord du delta du Danube.

ce qui est interprété comme un indicateur de la stabilisation du niveau marin à cette date, qui évolue très lentement par la suite (Laermans *et al.*, 2017). Ce scénario est conforme aux observations antérieures réalisées dans la péninsule de Taman par Fouache *et al.* (2012). Sur la côte turque, les travaux de Brendt *et al.* (2019) sur la zone humide et le delta du Kizilirmak identifient à partir de marqueurs biologiques une transgression majeure entre 4.9/4.8 ky BCE et 3.5 ky BCE. Ces auteurs estiment le niveau marin vers -8 m au début de cet épisode et vers -5 m bsl à son terme. Ces valeurs sont du même ordre que les données issues des modélisations de Lambeck et Purcell (2007) pour la mer Noire et de la synthèse des données de Brückner *et al.* (2010) en mer Egée. La synthèse de Bruckner *et al.* (2010) propose une évolution lissée à partir des données sources de Balabanov (fig. 12). Si les oscillations brutales de cette courbe ont été depuis discutées, il est intéressant de constater la coïncidence entre l'épisode dit « kalamitien » vers 4.8 ky cal BP, la phase de transgression identifiée par Brendt *et al.* (2019) en Turquie et la phase rapide de recouvrement des lœss dans le delta du Danube. Lors de cet épisode, le niveau marin serait, selon les différentes sources, compris entre -7 et -3m bsl. Les travaux antérieurs sur le delta du Danube fournissent quant à eux une information sur la phase de stabilisation du niveau marin. Liviu Giosan *et al.* (2006) montrent que le niveau marin est stabilisé autour de -1m bsl dès 3.5 BCE, ce qui implique l'existence d'un épisode rapide de remontée du niveau marin entre 5.0 et 3.5 BCE. Les scénarii proposés par Vespremeanu-Stroe *et al.* (2017a) et Preoteasa *et al.* (2021) pour le delta du Danube, s'ils sont globalement compatibles avec ces données et indiquent un début de progradation du delta vers 6.0 BCE sous la forme d'un delta de baie confiné (*bayhead delta* ou *Old Danube delta* de ces auteurs), restent muets sur les variations verticales du niveau marin qui n'est vu que sous la forme de variation de la position de la ligne littorale. Aussi, plusieurs nuances doivent être apportées à ce modèle d'après les résultats présentés ci-dessus.

La première est liée aux reconstitutions paléogéographiques proposées pour la période ca. 6000 BP (*ie.* 4000 cal BCE). Comme le montre l'ensemble des éléments présentés, les sites archéologiques de Taraschina et de Dâmbul lui Haralambie sont implantés sur un plateau lœssique qui prolonge le promontoire de Chilia au sud et ferme partiellement la dépression de Pardina. Compte-tenu de la position, à cette période, du niveau marin et des données disponibles, cette dépression constituait alors un lac d'eau douce,

le lac Thiagola, dont la profondeur actuelle se situe vers -10 m bsl. Ce plateau était longé au sud par un chenal distributaire, le chenal de Şontea, qui présentait déjà, comme le chenal de Sulina, une morphologie méandriforme.

Le second apport majeur de ce travail réside dans la première datation du début de la construction de la bande de méandrage du chenal de Sulina par les carottages de Caz 01 et Caz 02, qui indiquent que la plaine était structurée par ces éléments dès 4800 BCE. Le paysage était donc différent de celui d'un marais parcouru par des chenaux distributaires. Il était plutôt structuré par deux chenaux proéminents et méandri-formes dominant une plaine humide.

Le troisième apport concerne la relation avec la dépression de Pardina/Thiagola et l'individualisation du bras de Sulina. Jusque vers 4400-4200 BCE, la présence du plateau de lœss à empêché le déversement du affluent de Sulina dans cette zone lacustre. L'événement d'aggradation rapide de la plaine, enregistré à ce moment, a provoqué la capture par déversement de ce bras comme l'attestent les données de Filip et Giosan (2014). Le contrôle par la remontée du niveau marin est également attesté par ces auteurs qui montrent que, dès cette date, la dépression était connectée à la mer comme l'indique la présence de foraminifères. La connexion entre Thiagola et la mer s'est probablement opérée par l'ensellement de Chilia, aujourd'hui occupé par le bras du Danube. Cette situation rend compte de l'opposition entre une zone Şontea-Fortuna où domine l'eau douce et la présence d'eaux saumâtres ou marines dans la dépression de Pardina, si l'on se réfère aux données paléo-environnementales publiées par Filip et Giosan (2014).

Enfin, le dernier apport de ces travaux concerne l'évolution « récente » de la zone et la mise en évidence d'un épisode d'alluvionnement rapide vers le début du second millénaire de notre ère. Cet épisode d'alluvionnement a modifié en profondeur la paléogéographie de la zone et sa configuration actuelle est principalement héritée de cette évolution millénaire. Cette phase d'alluvionnement est clairement corrélée à la péjoration climatique du Petit Âge Glaciaire et ses effets sur le bassin-versant du Danube comme cela a été montré par Masselli *et al.* (2013) et Mc Carney-Castle *et al.* (2011). Les effets de cet épisode ne se traduisent donc pas uniquement sur la dynamique des lobes deltaïques mais également par une réorganisation des parties amont du delta.



## Annexe 1 - Tableau des datations radiocarbone réalisées sur les carottes étudiées dans le cadre de cette contribution

SITE	ensemble daté	matériel	date BP	cal 68,2%	cal 95,4%	n° laboratoire
TARASCHINA carottes	Log 10b (-158 -160)	sédiment organique	5390 ± 80 BP	4337-4074	4366-3997	Poz-42867
TARASCHINA carottes	Log 10b (-190 -192)	sédiment organique	5600 ± 40 BP	4459-4369	4504-4351	Poz-42868
TARASCHINA carottes	Log 10b (-223)	sédiment organique	5470 ± 40 BP	4355-4266	4442-4240	Poz-40109
TARASCHINA carottes	Log 10b (-244 -246)	sédiment organique	5610 ± 40 BP	4486-4370	4520-4356	Poz-40109
TARASCHINA carottes	Log 10b (-267)	sédiment organique	5580 ± 40 BP	4449-4369	4488-4347	Poz- 40110
TARASCHINA carottes	Log 10b (-294)	sédiment organique	5660 ± 40 BP	4537-4456	4592-4370	Poz- 40111
TARASCHINA carottes	Log 21 (-205 -209)	sédiment organique	405 ± 30 BP	1442-1601 AD	1433-1624 AD	Poz- 56451
TARASCHINA carottes	Log 21 (-280 -282)	sédiment organique	5545 ± 35 BP	4446-4348	4452-4341	Poz- 56452
TARASCHINA carottes	Log 24 (-180 -181)	sédiment organique	1620 ± 70 BP	356-539	254-588	Poz- 58454
TARASCHINA carottes	Log 24 (-233 -234)	sédiment organique	3550 ± 30 BP	1945-1784	2009-1772	Beta- 375549
TARASCHINA carottes	Log 24 (-320 -321)	sédiment organique	5430 ± 30 BP	4335-4261	4342-4242	Beta – 36434
TARASCHINA carottes	Log 24 (-346 -347)	sédiment organique	5560 ± 40 BP	4447-4357	4462-4338	Poz – 58473
TARASCHINA carottes	Log 14 (-373)	sédiment organique	4300 ± 40 BP	3007-2883	3032-2876	Beta-375550
TARASCHINA carottes	Log 14 (-487)	sédiment organique	5310 ± 40 BP	4230-4005	4258-4001	Poz-64903
TARASCHINA carottes	Log 14 (-248 -249)	sédiment organique	760 ± 60 BP	1212-1290 AD	1059-1389 AD	
TARASCHINA carottes	Log 14 (-209 -210)	sédiment organique	350 ± 30 BP	1481-1523 AD	1458-1635 AD	
TARASCHINA carottes	Log 14 (-261 -262)	sédiment organique	3635 ± 30 BP	2032-1951	2131-1912	Poz-76697
TARASCHINA carottes	Log 14 (-341 -342)	sédiment organique	3750 ± 30 BP	2204-2061	2281-2038	Poz-76699
TARASCHINA carotte 1	CAZ-01 (-223 -224)	sédiment organique	2245 ± 30 BP	381-231	393-206	Poz-73382
TARASCHINA carotte 1	CAZ-01 (-320 -321)	sédiment organique	2875 ± 35 BP	1112-1006	1192-931	Poz-73383
TARASCHINA carotte 1	CAZ-01 (-365)	sédiment organique	6040 ± 40 BP	4998-4851	5047-4836	Poz-73384
TARASCHINA carotte 1	CAZ-01 (-464)	sédiment organique	4455 ± 35 BP	3323-3027	3340-2945	Poz-76924
TARASCHINA carotte 1	CAZ-01 (-637 - 638)	sédiment organique	9390 ± 50 BP	8741-8618	8793-8551	Poz-73385
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-150 -151)	sédiment organique	210 ± 30 BP	1651-1940 AD	1646-1929 AD	Poz-73386
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-450 -452)	sédiment organique	570 ± 35 BP	1318-1413 AD	1300-1427 AD	Poz-73387
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-552)	sédiment organique	800 ± 30 BP	1220-1261 AD	1184-1275 AD	Poz-73388
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-5841)	sédiment organique	5915 ± 35 BP	4829-4729	4895-4711	Poz-76636
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-691)	restes végétaux	2305 ± 30 BP	402-372	409-235	Poz-76454
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-784)	charbon	4080 ± 35 BP	2836-2504	2861-2941	Poz-76455
TARASCHINA carotte 2	CAZ-02 (-863 -864)	sédiment organique	6010 ± 35 BP	4942-4847	4996-4802	Poz-73389

## Références bibliographiques

- Aksu et al. 2002** : AKSU (A.E.), HISCOTT (R.N.), KAMINSKI (M.A.), MUDIE (P.J.), GILLESPIE (H.), ABRAJANO (T.), YASAR (D.) – Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence, *Marine Geology*, 190,1-2, p. 119-149.
- Antipa 1912** : ANTIPIA (G.) – Das überschemmungsgebiet der Unteren Donau, *Anarul Institutului Geologic al Romaniei* 4, 2, p. 225-496.
- Arnaud-Fassetta 2000** : ARNAUD-FASSETTA (G.) – *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du Bronze au siècle du nucléaire*, PRODIG, Paris, Collection mémoires et documents, 230 p.
- Bailey et al. 2020** : BAILEY (G.), GALANIDOU (N.), PEETERS (H.), JÖNS (H.), MENNENGA (M.) Eds. – *The Archaeology of Europe's Drowned Landscapes*, Springer, Berlin, 561 p.
- Balabanov 2007** : BALABANOV (I.P.) – Holocene sea-level changes of the Black Sea, in V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, P.M. Dolukhanov (Eds.), *The Black Sea Flood Question : Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 711-730.
- Balescu et al. 2003** : BALESCU (S.), LAMOTHE (M.), MERCIER (N.), HUOT (S.), BALTEANU (D.), BILLARD (A.), HUS (J.) – Luminescence chronology of Pleistocene loess deposits from Romania: testing methods of age correction for anomalous fading in alkali feldspars, *Quat. Sci. Review* 22, 10-13, p. 967-973.
- Blott, Pye 2001** : BLOTT, (S.J.), PYE, (K.) – Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surf. Proc. Land.* 26, p. 1237-1248.
- Brendt et al. 2019** : BRENDT (C.), FRENZEL (P.), CINER (A.), ERTUNC (G.), YILDRIRIM (C.) – Holocene marginal marine ostracod successions from the Kizilimak River delta: implications for despositional environments and sea-level changes at the Southern Black Sea coast, *Sedimentary Geology*, 382, p. 103-121.
- Brückner et al. 2010** : BRÜCKNER, (H.), KELTERBAUM, (D.), MARUNCHAK, (O.), POROTOV, (A.), VÖTT, (A.) – The Holocene sea level story since 7500 BP – lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas, *Quat. Int.*, 225, 2, p. 16-179.
- Capart, Capart 1986** : CAPART (A.), CAPART (D.) – *L'Homme et les Déluges*. Hayez, 338 p.
- Carozza 2012** : CAROZZA (J.-M.) – *Les sociétés du passé face aux crises environnementales : une approche géoarchéologique et géomorphologique*, Mémoire d'HDR, volume 1, 279 p.
- Carozza, Burens 2018** : CAROZZA (L.), BURENS (A.) – Le Déluge, les savants et la mer Noire : une nouvelle mythologie scientifique ? *MemoScapes - Romanian Journal of Memory and Identity Studies*, n° spécial Constructing the Social and Individual World: Myth, Memory, and Identity, p. 25-42.
- Carozza et al. 2013** : CAROZZA (J.-M.), CAROZZA (L.), RADU (V.), LÉVÊQUE (F.), MICU (C.), BURENS (A.), OPREANU (G.), HAITĂ (C.), DANU (M.) – Après le Déluge : évolution géomorphologique du delta du Danube après la reconnexion Mer Noire - Méditerranée et ses implications sur le peuplement énéolithique / Chalcolithique, *Quaternaire* 24,4, p. 503-512.
- Codrea 2008** : CODREA (V.) – Woolly mammoth scattered findings from the Danube riverbed near Călărași. *Muzeul Olteniei Craiova*.
- Oltenia. Studii și comunicări. Științele Naturii* 24, p. 267-270.
- Coteț 1971** : COTEȚ (P.) – Delta Dunării – geneză și evoluție, *Peuce I*, Tulcea, p. 17-47.
- Dalrymple et al. 2006** : DALRYMPLE (R.W.), LECKIE (D.), TILLMAN (R.) – Incised valley in time and space, *Soc. Sed. Geology*, DOI 10.2110/PEC.06.85.
- Danu et al. 2019** : DANU (M.), MESSENGER (E.), CAROZZA (J.-M.), CAROZZA (L.), BOUBY, (L.), PHILIBERT (S.), ANDERSON (P.), BURENS (A.), MICU (C.) – Phytolith evidence of cereal processing in the Danube Delta during the Chalcolithic period, *Quaternary International* 504, p. 128-138.
- Debret et al. 2005** : DEBRET (M.), DESMET (M.), BALSAM (W.), FRANCUS (P.), LAJ (C.) – Spectrophotometer analysis of Holocene sediment from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. 25-29 April 2005, Wien, Austria, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 00586, SRef-ID: 1607-7962.
- Filip, Giosan 2014** : FILIP (F.), GIOSAN (L.) – Evolution of Chilia lobes of the Danube delta: Reorganization of deltaic processes under cultural pressures, *Anthropocene*, 5, p. 65-70.
- Filipova-Marinova, Christova 2004** : FILIPOVA-MARINOVA (M.), CHRISTOVA (M.) – Sea-level fluctuations in the western part of the Black Sea during the Holocene, *J. Env. Micropaleontology, microbiology and meiobenthology* 1, p. 122-135.
- Fouache et al. 2012** : FOUACHE (E.), KETELBAUM (D.), BRÜCKNER (H.), LERICOLAIS (G.), POROTOV (A.), DIKAREV (V.) – The late Holocene evolution of the Black Sea – a critical review on the so-called Phanagorian regression,

*Quat. Int.* 266, p. 162-174.

**Groparu 2020** : GROPARU (T.) – *Trajectoire d'évolution d'un système deltaïque anthropisé : le delta du Danube (Roumanie). Étude couplée par les archives cartographiques et sédimentaires*, Thèse, Université Toulouse Jean Jaurès, 530 p.

**Gâstescu 1971** : GÂŞTESCU (P.) – Caracteristici morfogenetice și hidrologice ale lacurilor din Delta Dunării, in *Peuce I Studii și comunicări de științele naturii susținute la Colocviul Delta Dunării*, Tulcea, 1-4 iunie 1969, p. 73-81.

**Giosan et al. 2006** : GIOSAN (L.), DONNELLY (J.P.), VESPREAMANU (E.), CONSTANTINESCU (S.), FILIP (F.), OVEJANU (I.) – Young Danube Delta documents stable Black Sea level since middle Holocene: Morphodynamic, paleogeographic and archaeological implications. *Geology* 34, 9.

**Giosan et al. 2009** : GIOSAN (L.), FILIP (F.), CONSTANTINESCU (S.) – Was the black Sea catastrophically flooded in the early Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 1-6.

**Heiri et al. 2001** : HEIRI (O.), LOTTER (A.F.), LEMCKE (G.) – Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *J. paleolimnol.* 25, 1, p. 101-110.

**Hiscott et al. 2007** : HISCOTT (R.N.), AKSU (A.E.), MUDIE (P.J.), MARRET (F.), ABRAJANO (T.), KAMINSKI (M.E.), EVANS (J.), CAKIROGLU (A.I.), YASAR (D.) – A gradual drowning of the southwestern Black Sea shelf: Evidence for a progressive rather than abrupt Holocene reconnection with the eastern Mediterranean Sea through the Marmara Sea Gateway. *Quat. Inter.* 167-168, p. 19-34.

**Houbrechts et al. 2013** : HOUBRECHTS (G.), HALLOT (E.), LEVEQC (Y.), DENIS (A.C.), VAN CAMPENHOUT (J.), PEETERS (A.), PETIT (F.) – Images CM de Passega des rivières ardennaises, *BSGL*, 61, p. 37-68.

**Ivanova et al. 2015** : IVANOVA (E.V.), MARRET (F.), ZENINA (M.A.), MURDMAA (I.O.), CHEPALYGA (A.L.), BRADLEY (L.R.), SCHORNIKOV (E.I.), LEVCHENKO (O.V.), ZYRYANOVA (M.I.) – The Holocene Black Sea reconnection to the Mediterranean Sea: new insights from the northeastern Caucasian shelf, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 427, p. 41-61.

**Laermanns et al. 2017** : LAERMANN (H.), KELTERBAUM (D.), MAY (S.M.), ELASHVILI (M.), OPITZ (S.), HÜLLE (D.), ROLKENS (J.), VERHEUL (J.), RIEDESEL (S.), BRÜCKNER (H.) – Mid- to Late Holocene landscape changes in the Rioni delta area (Kolkheti lowlands, W Georgia), *Quat. Inter.*, p. 1-14.

**Lambeck, Purcell 2005** : LAMBECK (K.), PURCELL (A.) – Sea-level change in the Mediterranean Sea since LGM: model predictions for tectonically stable areas, *Quat. Sci. Review* 24, p. 1969-1988.

**Lambeck, Purcell 2007** : LAMBECK (K.), PURCELL (A.) – *Timing of the last Mediterranean Sea Black Sea connection from isostatic models and regional sea-level data.* DOI : 10.1007/978-1-4020-5302-3\_33.

**Lericolais 2017** : LERICOLAIS (G.) – Late Pleistocene Environmental Factors defining the Black Sea, and Submerged Landscapes on the Western Continental Shelf, in N.C. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess, G.N. Bailey, *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf, Quaternary Paleoenvironments.* Wiley, p. 479-495.

**Masselli, Trincardi 2013** : MASSELLI (V.), TRINCARDI (F.) – Man made delta. *Scientific reports* 3, 1926 p.

**McCarney-Castle et al. 2011** : MCCARNEY-CASTLE (K.), VOULARIS (G.), KETTNER (A.J.), GIOSAN (L.) – Simulating fluvial fluxes in the Danube watershed: the

« Little Ice Age versus modern day, *The Holocene* 22, 1, p. 91-105.

**Miall 2006** : MIALL (A.D.) – *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary facies, Basin analysis and Petroleum Geology*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 582 p.

**Murgoci 1912** : MURGOCI (M.) – Studies of physical geography in Dobruđj, *Bull. Soc. Rom. Geogr.* 33, p. 1-2.

**Panaiotu et al. 2001** : PANAIOTU (C.G.), PANAIOTU (E.C.), GRAMA (A.), NECULA (C.) – Paleoclimatic record from loess-paleosol profile in southeastern Romania, *Phys. And Chem. Of the Earth, Part A.*, 26, 11-12, p. 893-898.

**Panin 2002** : PANIN (N.) – The Danube Delta. Geomorphology and Holocene Evolution: a Synthesis *Géomorphologie : Relief, processus, environnement* 9, 4, p. 247-262.

**Passega 1964** : PASSEGA (R.) – Grain size representation by CM patterns as a geological tool, *J. sediment. petrol.*, 34, 4, p. 30-847.

**Pennington et al. 2017** : PENNINGTON (B.T.), STURT (F.), WILSON (P.), ROWLAND (J.), BROWN (A.G.) – The fluvial evolution of the Holocene Nile Delta, *Quat. Sci. Review* 170, p. 212-231.

**Preoteasa et al. 2021** : PREOTEASA (L.), VESPREAMANU-STROE (A.), DAN (A.), TUTUIANU (L.), PANAIOTOU (C.), STOICA (M.), SAVA (T.), IANCU (L.M.), STANICA (A.-D.), ZAINESCU (F.), MIREA (D.A.), OLTEANU (D.C.), PUPIM (F.N.), AILINCAI (S.) – Late Holocene landscape evolution and human presence in the northern Danube delta (Chilia distributary lobes), *The Holocene*, 1-17. DOI 10.1177/09596836211019121.

**Ryan et al. 1997** : RYAN (W.B.F.), PITMAN (III W.C.), MAJOR (C.O.), SHIMKUS (K.), MOSKALENKO (V.), JONES (G.A.), DIMITROV (P.), GORÜR (N.), SAKING (M.), YÜCE (H.) – An abrupt drowning of the Black Sea shelf, *Marin Geology*, 138 p. 119-126.

**Ryan 2007** : RYAN (W.B.F.) – Statut of the Black sea flood hypothesis, in V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert,, N. Panin, P. Dolukhanov (eds.), *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 63-88.

**Ryan et al. 2003** : RYAN (W.B.F.), MAJOR (C.O.), LERICOLAIS (G.), Goldstein (S.L.) – Catastrophic flooding of the Black Sea, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, p. 525–54.

**Stanley, Warne, 1994** : STANLEY (S.J.), WARNE (A.G.) – Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise, *Science* 265, 5169, p. 228-231.

**Turney, Brown, 2007** : TURNEY (C.S.M.), BROWN (H.) – Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe, *Quat. Sci. rev.* 26, 17, p. 2036-2041.

**Vespremeanu-Stroe et al. 2017a** : VESPREMEANU-STROE (A.), PREOTEASA (L.), ZĂINESCU (F.), TĂTUI (F.) – The Evolution of Danube Delta After Black Sea

Reconnection to World Ocean, in M. Radoane, A. Vespremeanu-Stroe eds. *Landform Dynamics and Evolution in Romania*, Springer Geography, Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7\\_22](https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_22).

**Vespremeanu-Stroe et al. 2017b** : VESPREMEANU-STROE (A.), PREOTEASA (L.), ZĂINESCU (F.), TĂTUI (F.) – The evolution of Danube delta after Black Sea reconnection to World Ocean, in Rădoane M, Vespremeanu–Stroe A. (eds.), *Landform dynamics and evolution in Romania*, Springer, p. 521-549.

**Yanko-Hombach 2007** : YANKO-HOMBACH, (V.) – Controversy over Noah’s flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf, in V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, P. Dolukhanov (eds.), *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, p. 149-204.

**Yanko-Hombach 2011** : YANKO-HOMBACH, (V.) – Pleistocene Water Intrusions from the Mediterranean and Caspian Seas into the Black Sea: Comparison of Evidence from Benthic Foraminifera and Speleothems, *3<sup>rd</sup> International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*, 1-10 October 2011, Bucharest, Romania.

**Yanko-Hombach et al. 2017** : YANKO-HOMBACH (V.), SCHNYUKOV (E.), PASYNKOV (A.), SOROKIN (V.), KUPRIN (P.), MASLAKOV (N.), MOTNENKO (I.), SMYNTYNA (O.) – Late Pleistocene-Holocene environmental factors defining the Azov-Black Sea basin, and the identification of potential sample areas for seabed prehistoric site prospecting and landscape exploration on the Black Sea continental shelf, *Submerged landscapes of the European continental shelf: quaternary paleoenvironments*, p. 431-478.

**Zenkovitch 1956** : ZENKOVITCH (V.P.) – *Zagadka Dunaiskoi Delyi: Priroda* v. 45, p. 86-90.