

Paléontologie humaine et Préhistoire

Les variations climatiques au Pléistocène en région méditerranéenne

Martine Paterne

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, laboratoire mixte CNRS–CEA, 91190 Gif-sur-Yvette, France

Reçu le 4 avril 2005 ; accepté après révision le 14 novembre 2005

Disponible sur internet le 18 janvier 2006

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

Les sédiments méditerranéens présentent une alternance caractéristique de dépôts blancs carbonatés et noirs riches en matière organique, appelés sapropèles. Ces derniers se produisent en périodes interglaciaires, glaciaires et en périodes de transition, depuis environ 7 millions d'années (Ma), et des dépôts semblables ont été reconnus dans les sédiments marins émergés par l'activité tectonique depuis 25 Ma. Ils attestent une anoxie des eaux de fond méditerranéennes, liée à un arrêt de la circulation des masses d'eau en mer Méditerranée consécutif à une diminution de la densité des eaux de surface. Celle-ci est attribuée, soit à un apport massif d'eau douce, essentiellement par le Nil en raison de fortes pluies de mousson africaine, soit à une modification du bilan entre les pluies et l'évaporation sur l'ensemble de la région méditerranéenne. Ces événements constituent des marqueurs chronologiques précieux permettant l'élaboration précise d'une échelle des temps géologiques des derniers 15 Ma. **Pour citer cet article : M. Paterne, C. R. Palevol 5 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Climatic variations in the Mediterranean Region during the Pleistocene. One peculiar feature of the Mediterranean Sea is the existence of numerous layers of dark pelagic sediments, rich in organic carbon, known as sapropels. They occurred during warm climatic periods as well as during cold and transitional periods since 7 Ma, and similar deposits were recognised from tectonically uplifted marine cliffs since 25 Ma. They attest brief periods of bottom water anoxia, attributed to a decrease in the Mediterranean Sea surface density and consequently a reduction of the Mediterranean Sea overturning. Such a decrease may be related either to huge floods of the Nile related to the intensity of the African monsoon or to a change of the precipitation–evaporation budget over the Mediterranean region. As precisely dated by orbital tuning, these events permit the attainment of a global time-scale of the geological record for the Late Neogene. **To cite this article: M. Paterne, C. R. Palevol 5 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : Mer Méditerranée ; Sapropèles ; Mousson africaine ; Cycle hydrologique

Keywords: Mediterranean Sea; Sapropels; African monsoon; Hydrological cycle

Adresse e-mail : martine.paterne@lsce.cnrs-gif.fr (M. Paterne).

1. Introduction

Situées dans la bande de latitudes comprises entre 30°N et 45°N environ, la mer Méditerranée et les zones continentales qui l'entourent occupent une zone climatique marquée par des déplacements de grande amplitude des fronts atmosphériques, qui régulent les transferts de chaleur de l'Équateur aux hautes latitudes (cellules de Hadley). Cette région est ainsi soumise à de forts contrastes saisonniers, caractérisés par des étés chauds et secs et des hivers doux et pluvieux. Ce régime climatique est lié à la position des hautes pressions sub-tropicales (anticyclone des Açores) [32], dont l'influence s'étend l'été vers le nord entre 30°N et 40°N. Ces hautes pressions se déplacent en hiver vers le sud et sont remplacées par les basses pressions sub-polaires (dépressions d'Islande), renforçant les vents d'ouest et donc les entrées d'air humide (dépressions atlantiques) sur la région méditerranéenne [32]. Dans le passé, les variations des mouvements orbitaux de l'axe de la Terre [2] ont modifié la répartition de ces

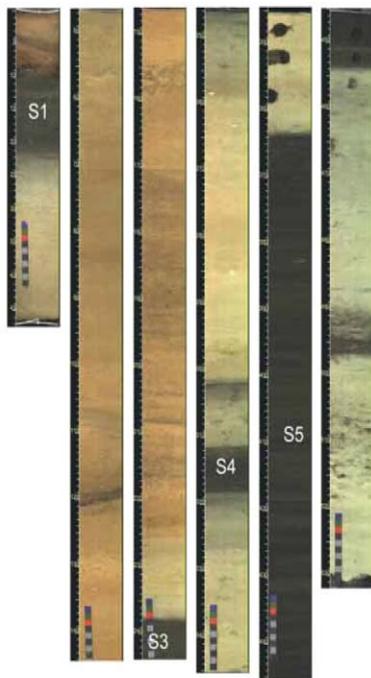


Fig. 1. Photographie d'une carotte de sédiments prélevés en mer Méditerranée orientale. Les dépôts noirs, alternant avec des dépôts argilo-carbonatés, correspondent aux sapropèles numérotés en fonction du temps.

Fig. 1. Photograph of a deep-sea marine core collected in the eastern Mediterranean Sea. The sapropels, numbered as a function of time, correspond to the black horizons intercalated within the white ooze.

zones climatiques en changeant l'insolation, le flux et la distribution de chaleur arrivant à la surface de la Terre.

Avec une superficie d'environ 2 millions et demi de kilomètres carrés, 22 000 km de côtes bordant à la fois l'Europe du Sud et les régions Nord-Africaines, la mer Méditerranée constitue un vaste réservoir sédimentaire, archives géologiques et climatiques des derniers 15 millions d'années (Ma) environ. Ces sédiments constituent un laboratoire d'analyse privilégié de la variabilité du climat, à la fois pour les hautes et les basses latitudes, mais aussi des variations climatiques en domaines marin et continental, en raison de la proximité des côtes, avec les apports éoliens et les rivières. Cette configuration permet ainsi une analyse précise des variations des précipitations et des températures qui conditionnent l'évolution de la végétation, sa diversité et son extension et, par là, l'évolution géographique et démographique des populations humaines.

Les sédiments méditerranéens sont caractérisés par l'alternance de dépôts blancs carbonatés et de dépôts noirs riches en matière organique (Fig. 1). Depuis leur reconnaissance au cours de la Swedish Deep Sea Expedition [26], ces dépôts sombres appelés sapropèles ont fait l'objet de très nombreux travaux (par exemple, [37]), portant sur leur répartition géographique, leur âge et leur condition de formation. Bien qu'il soit difficile de résumer un peu plus de 50 ans de travaux, quelle est notre connaissance actuelle des sapropèles ?

2. Définition et répartition temporelle et géographique des sapropèles

Initialement reconnu dans le bassin oriental de la mer Méditerranée, entre le détroit Siculo-Tunisien et le Bassin levantin [8,33,44,55], ainsi qu'en mer Tyrrhénienne [13], les sapropèles ont été récemment observés dans sa partie occidentale en mer d'Alboran et en mer des Baléares [48,49]. Ces dépôts noirs, qui peuvent contenir, près des côtes, des débris végétaux macroscopiques d'origine continentale, ont des épaisseurs variant entre un et plusieurs dizaines de centimètres. Leur teneur en carbone organique peut atteindre 6% du poids total de sédiment dans le bassin oriental, alors qu'elle n'est que de 1 à 3% en Méditerranée occidentale. Ils contiennent des foraminifères planctoniques, mais sont totalement dépourvus de foraminifères benthiques. Cette absence d'organismes vivants sur les fonds marins et la préservation de la matière organique sont le témoignage d'une anoxie des eaux de fond, c'est-à-dire de l'absence d'un apport d'oxygène vers les eaux de fond.

Dans les sédiments marins, ces événements sont enregistrés depuis 7 Ma environ (début Pliocène) sur l'ensemble du bassin oriental de la mer Méditerranée et depuis un peu moins de 2 Ma dans sa partie occidentale. Des dépôts semblables ont été observés dans des falaises constituées de sédiments marins émergés par la tectonique active de cette région, en Sicile, Italie et Crète au cours des derniers 25 Ma. Ces événements se produisent aussi bien en périodes interglaciaires qu'en périodes glaciaires, ou bien encore pendant des transitions climatiques (Fig. 2).

Le dernier sapropèle, noté S1, s'est produit au début de l'Holocène et le début de cet épisode est daté à environ 8570 ^{14}C ans BP. Sa durée est difficilement quantifiable [19,31], car, lorsque les conditions d'anoxie cessent, l'oxygène dissous dans les eaux de fond diffuse vers les sédiments plus anciens, dont la matière organique est ainsi oxydée. De plus, des travaux récents ont

montré que l'activité bactérienne, marquée par des cellules physiquement actives [10], est capable de dégrader in-situ la matière organique des sapropèles 217 000 ans après leur dépôt [11].

3. Mécanisme de formation des sapropèles

Deux hypothèses majeures concernent la formation des sapropèles. La première concerne une augmentation de la productivité biologique, liée à un apport accru de nutriments par les rivières [6,7,18,38,50]. Toutefois, l'observation au large des grands fleuves, comme l'Amazone, dont le débit et l'apport sédimentaire sont 100 fois plus importants que ceux du Nil, montre une productivité marine accrue au débouché même du fleuve, diminuant ainsi l'apport de nutriments et donc leur utilisation au large [46].

La seconde hypothèse fait intervenir une stagnation des eaux méditerranéennes et l'absence de renouvellement des eaux de fond, et donc d'apport d'oxygène au fond, permettant ainsi la préservation de la matière organique. La mer Méditerranée est actuellement un bassin de concentration de sel, caractérisé par une circulation anti-estuarienne des masses d'eau. L'eau de surface provenant de l'océan Atlantique pénètre en mer Méditerranée par le détroit de Gibraltar et ce flux d'entrée contrebalance l'évaporation dans les bassins orientaux [29]. Pendant l'hiver, les eaux de surface devenues salines se refroidissent et atteignent une densité suffisante pour plonger et former des eaux intermédiaires au large des îles de Rhodes et Chypre, et des eaux profondes en mer Égée, mer Adriatique et dans le golfe du Lion. Ces eaux profondes fluent ensuite vers l'océan Atlantique à travers le seuil Siculo-Tunisien, puis celui de Gibraltar. Une diminution de la densité des eaux de surface dans ces régions peut conduire à un arrêt de la formation de ces eaux intermédiaires et profondes, contribuant ainsi à la préservation de la matière organique dans les sapropèles. Cette diminution peut être le fait, soit d'une arrivée massive d'eau douce dans le Bassin méditerranéen, soit d'une augmentation de la température, soit les deux. Le rôle de ces facteurs est corroboré par les compositions isotopiques très enrichies en oxygène 16, mesurées à partir des foraminifères planctoniques prélevés eux-mêmes pendant ces épisodes. Ces compositions isotopiques sont en effet de 1 à 3‰ en moyenne plus enrichies en oxygène 16 que dans l'océan Atlantique adjacent, pendant les mêmes périodes de temps.

Si le mécanisme de formation des sapropèles par une diminution de la densité des eaux de surface et une modification de la circulation des masses d'eau en

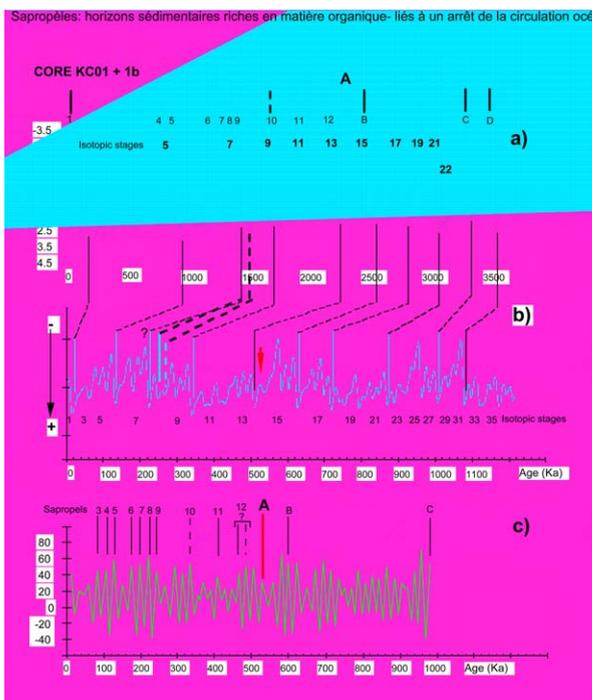


Fig. 2. (a) Variations de la composition isotopique de l'oxygène de *G. ruber* en fonction de la profondeur (cm) dans une carotte MD 91-KC01b (36°15,25N, 17°44,34°E ; profondeur : 3643 m) ; (b) variations du volume des glaces en fonction du temps en kiloannées [23] ; (c) variations de l'index de mousson en fonction du temps en kiloannées [41]. D'après [43] (modifié).

Fig. 2. (a) Variations of the oxygen isotope variations from *G. ruber* as a function of core-depth (cm) in the deep-sea core MD 91-KC01b (36°15.25N, 17°44.34°E ; water-depth: 3643 m), (b) ice volume changes as a function of time in ka [41]. From [41,43] (modified).

mer Méditerranée recueille maintenant un large consensus, la cause de tels changements et, plus particulièrement, l'origine des eaux douces, font encore à l'heure actuelle l'objet de débats.

4. Les changements environnementaux au cours des épisodes de sapropèles

L'apport massif d'eau douce pendant les épisodes de sapropèles peut avoir pour origine la bordure de l'Europe du Sud et donc une modification du climat aux hautes latitudes, ou bien les régions nord-africaines, attestant des changements climatiques majeurs aux basses latitudes, ou bien les deux.

4.1. Changements de la densité des eaux de surface liés à la fonte ou aux instabilités des calottes glaciaires

Une des premières hypothèses émise, essentiellement basée sur l'événement récent S1, a relié les sapropèles à la fonte des calottes glaciaires par des apports directs d'eau douce par les fleuves de la bordure européenne, ou indirectement par la mer Noire [33]. L'augmentation globale du niveau marin [15], lié à la fonte des glaces, aurait eu comme conséquence un effet *chasse d'eau* des eaux douces de la mer Noire vers la mer Méditerranée [45]. Toutefois, cet afflux d'eau douce aurait brutalement commencé il y a environ 7150 ¹⁴C ans BP, donc après le début de la formation de S1. De plus, cette hypothèse ne rend pas compte de la formation des sapropèles pendant des périodes glaciaires, lorsque le niveau marin de part et d'autre du Bosphore était considérablement plus bas [27].

Avec la présence de sapropèles en Méditerranée occidentale, Béthoux et Pierre [3] ont considéré les relations de densité entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. En effet, la salinité des eaux de surface de l'océan Atlantique a varié au cours du temps en fonction de la fonte des calottes glaciaires pendant les périodes interglaciaires [12] ou de leurs instabilités pendant les périodes glaciaires (événements de Heinrich) [1,4,5]. De plus, la sortie des eaux profondes méditerranéennes vers l'océan Atlantique est contrôlée par la différence de densité de part et d'autre des seuils (plus la différence est élevée, plus les échanges sont importants). Toutefois, les analyses isotopiques, minéralogiques et faunistiques des sédiments prélevés de part et d'autre du seuil de Gibraltar témoignent d'un flux d'eaux profondes et salées sortant de la mer Méditerranée vers l'océan Atlantique [36,54,57], bien que vraisemblablement réduit [24,25]. De plus, la teneur en car-

bone- 14 des masses d'eaux intermédiaires atlantiques, dont la mesure à partir de coraux profonds est un indicateur de la ventilation des masses d'eau, montre que la circulation océanique dans l'océan Atlantique était semblable à celle qui est observée pendant l'Actuel au moment de la formation des sapropèles [20].

Enfin, l'hypothèse de fonte ou d'instabilité des calottes glaciaires ne peut expliquer la formation des sapropèles au début du Pliocène, alors que celles-ci étaient pratiquement inexistantes dans l'hémisphère nord [52].

4.2. Apports d'eau douce par le Nil et les waddis nord-africains

Au début des années 1980, Rossignol-Strick et collaborateurs [41] ont proposé que seule l'augmentation massive du débit du Nil constituait la source majeure d'eau douce en mer Méditerranée, contribuant ainsi à la formation des sapropèles. Cette hypothèse s'appuyait, d'une part, sur l'analyse des pollens contenus dans S1, attestant principalement un climat sec en région méditerranéenne avec la présence d'*Artemisia*, avec des hivers vraisemblablement doux avec celle de *Pistaccia* [41]. Elle s'établissait, d'autre part, sur la contemporanéité entre S1 et des témoins de périodes de fortes pluviosités en Afrique. En Afrique saharienne, aujourd'hui occupée par un désert, cette période humide est attestée par des hauts niveaux lacustres [17,21], et par les représentations animalières des fresques du Tassili-Niger datées autour de 8000 à 9000 ans environ. En 1983, Rossignol-Strick [39] a ensuite montré que les moussons africaines étaient renforcées lorsque l'insolation pendant l'été dans l'hémisphère nord était maximale, établissant un index de mousson, présentant une périodicité liée à la précession, d'environ 23 000 ans. Les sapropèles se produisent lorsque la différence d'insolation entre les tropiques et l'équateur atteint un seuil au-delà duquel de fortes pluies de mousson sont enregistrées en Afrique. Cet index de mousson peut être élevé en périodes glaciaires, interglaciaires et de transition, permettant ainsi d'expliquer la formation de tous les épisodes de sapropèles. Les sapropèles ont été alors considérés comme une réponse immédiate aux changements de l'insolation [39].

L'analyse paléoclimatique d'une série sédimentaire carottée en mer Ionienne a montré que la relation entre des précipitations élevées en Afrique et la formation de sapropèles a existé depuis au moins 1 Ma (Fig. 2). Une exception a cependant été observée il y a 528 000 ans (sapropèle A), pendant le stade isotopique froid 14 [40,

43]. Bien que liée à une mousson importante, attestée par les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ très négatives mesurées à partir de foraminifères planctoniques dans une carotte de l'océan Indien, ce sapropèle A n'est pas lié à un index de mousson élevé, indiquant ainsi des liens complexes entre les variations orbitales et les moussons, et donc leur impact sur la formation des sapropèles. De plus, les valeurs isotopiques très légères observées, non seulement au débouché du Nil, mais sur l'ensemble de la mer Méditerranée, ont conduit à suspecter que l'augmentation de la mousson Africaine et des crues majeures du Nil ne pouvait expliquer à elle seule la formation des sapropèles.

5. Modification du bilan hydrologique sur la région Méditerranéenne

Les foraminifères planctoniques présentent des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ très négatives, qui peuvent être liées à une augmentation de la température (TES) ou à une diminution de la salinité (SES) des eaux de surface. Les variations des TES peuvent être estimées à partir des changements de la faune de foraminifères planctoniques à l'aide de la technique des analogues actuels [24,25,51] et par la mesure de l'index d'insaturation UK37' des cétones à longues chaînes (alkénones) des algues Prymnesiophytes [14]. Kallel et collaborateurs ont montré que les TES pendant S1 étaient d'environ 1,5 à 2,5 °C plus froides en Méditerranée occidentale, et sensiblement égales à celles observées actuellement dans le bassin oriental. En utilisant l'équation de Shackleton [47], qui relie le fractionnement isotopique à la température, les compositions isotopiques de l'eau de surface ont ensuite été déduites (Fig. 3). Elles montrent une grande homogénéité sur l'ensemble de la mer Méditerranée, et donc une grande homogénéité des salinités, puisque la salinité est linéairement corrélée à la composition isotopique de l'eau. Les salinités étant actuellement plus élevées dans le bassin oriental, et donc les compositions isotopiques, la diminution de salinité aurait donc été plus importante dans le bassin oriental que dans le bassin occidental. Dans le bassin occidental, le refroidissement observé permettait la formation d'eau profonde, et pouvait maintenir un flux de sortie vers l'océan Atlantique [24,25,57]. Dans le bassin oriental, les salinités des eaux de surface, équivalentes à celles du bassin occidental et les TES élevées ont eu pour conséquence d'inhiber la formation d'eau profonde dans ce bassin. De plus, un renversement des flux d'eaux profondes de part et d'autre du seuil Siculo-Tunisien pouvait aussi être envisagé [24]. Bien que leurs

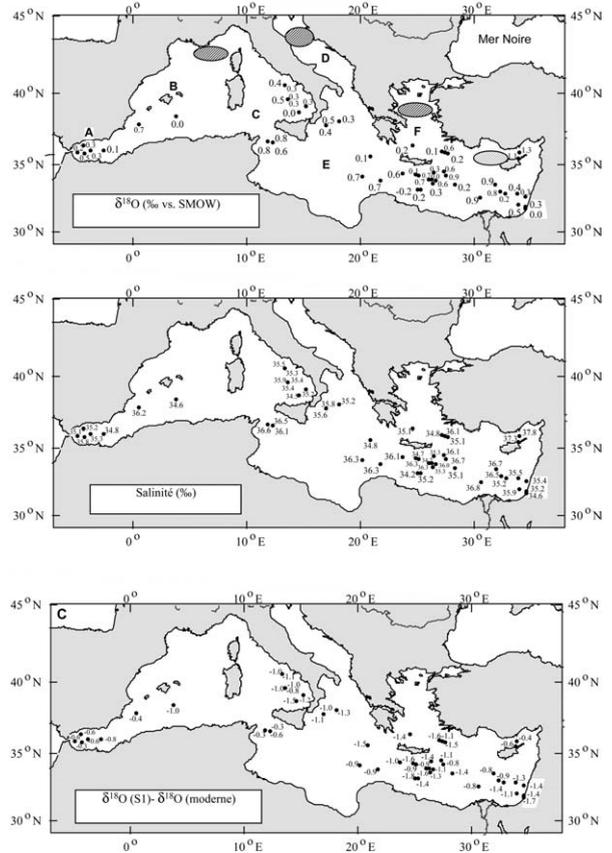


Fig. 3. (A) Composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface pendant le sapropèle S1. Les zones de formation des eaux profondes sont représentées par des ellipses (cf. texte) : A, mer d'Alboran ; B, mer des Baléares ; C, mer Tyrrhénienne ; D, mer Adriatique ; E, mer Ionienne, F, mer Égée. (B) Salinité des eaux de surface pendant S1. (C) Anomalie de la composition de l'eau de surface pendant S1 (d'après Kallel et al. [24,25]).

Fig. 3. (A) Oxygen isotope composition of the sea surface during sapropel S1. Areas of deep-sea water formation are circled (see text): A, Alboran Sea; B, Balearic Sea; C, Tyrrhenian Sea; D, Adriatic Sea; E, Ionian Sea, F, Aegean Sea. (B) Sea-surface salinity during S1 (C) Sea-surface anomaly during S1 (from Kallel et al. [24,25]).

estimations des TES soient différentes et de plus grande amplitude, entraînant des variations de composition isotopique des eaux de surface ou de salinité de plus grande amplitude, Emeis et al. [14] ont aussi montré que le bassin oriental avait été soumis à une diminution plus forte de la salinité que le bassin occidental.

L'homogénéité des SES sur l'ensemble de la mer Méditerranée pendant S1 a conduit Kallel et al. [24] à proposer que le bilan hydrologique de la région méditerranéenne a été modifié, les précipitations et l'apport des rivières étant supérieurs à l'évaporation (schéma inverse du schéma actuel). Si des preuves nombreuses d'une augmentation de la pluviosité existent dans les

enregistrements paléoclimatiques africains [34,42], ceux de la bordure de l'Europe du Sud témoignent aussi de variations d'humidité. Ainsi, les longues séries polliniques enregistrées sur le continent en Italie [16] et en Grèce [53,56] permettent de connaître l'environnement climatique pendant lequel les sapropèles se sont déposés. Des concentrations élevées de pollens arborés, témoins de climat chauds et humides, coïncident avec les épisodes de sapropèles qui se sont déposés au cours des derniers 200 000 ans. Dans le Sud de la France, la datation d'une stalagmite et l'analyse de sa composition isotopique ont aussi montré la présence d'un épisode humide, aux environs de 162 000 ans [35]. Cet épisode est contemporain de la formation d'un plancher stalagmitique, témoin de fortes ressources en eau dans la grotte de Villars (Sud de la France). Compte tenu des incertitudes de datation par solutions orbitales, liées principalement aux temps de réponse de l'environnement aux changements de l'insolation, cette phase humide coïnciderait avec le sapropèle S6, daté à environ 172 000 ans [40].

6. Conclusion

Dans le passé, la région méditerranéenne a subi de fortes variations de la pluviosité, comme en témoignent les dépôts de sapropèles. Si le mécanisme de formation de ces épisodes est maintenant largement consensuel, l'influence respective des modifications du climat aux hautes et aux basses latitudes reste une question ouverte. La corrélation forte entre les épisodes de sapropèles et l'index des moussons semble favoriser une influence majeure des changements climatiques aux basses latitudes. Toutefois, quelques exceptions pointent d'autres influences, telles les changements des précipitations aux hautes latitudes, ou une amplitude variable des changements du niveau marin.

Depuis un peu plus de 50 ans, un inventaire minéralogique, géochimique et chronologique systématique de ces événements, associé à celui des périodes de changements de polarité du champ magnétique, a été conduit. Une échelle commune des temps géologiques, outil indispensable à la compréhension de l'histoire de la Terre et des événements marquants qui l'ont jalonnée, a été ainsi élaborée pour les derniers 25 Ma à partir de solutions orbitales (A(P)TS : *Astronomical (Polarity) TimeScale*) [22,28]. Très récemment, de nouvelles datations par la méthode Ar–Ar ont été effectuées sur les dépôts de tuffs volcaniques de la formation Kibisch, dans la vallée de l'Omo (Éthiopie), qui contient des restes d'*Homo sapiens* précédemment datées [9]. Ainsi,

le plus vieil *Homo sapiens* serait daté à environ 195 000 ans [9,30]. Plusieurs formations datées se sont déposées lorsque le niveau du lac Turkana était plus élevé que le niveau actuel, et les nouveaux âges obtenus par Ar/Ar sont semblables à ceux des épisodes de formation des sapropèles [30]. Aussi, l'analyse de ces événements offre un champ d'investigation pluri-disciplinaire autour de l'évolution de l'Homme et de son milieu.

Références

- [1] E. Bard, Chronologie des variations climatiques rapides pendant la dernière période glaciaire, C. R. Palevol 5 (2006).
- [2] A. Berger, Les causes astronomiques des grandes variations du climat au Quaternaire, C. R. Palevol 5 (2006).
- [3] J.-P. Béthoux, C. Pierre, Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean, Mar. Geol. 153 (1999) 29–39.
- [4] G. Bond, W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, Nature 365 (1993) 143–147.
- [5] W. Broecker, G. Bond, M. Klas, E. Clark, J. MacManus, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, Clim. Dyn. 6 (1992) 265–273.
- [6] S.E. Calvert, Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean, Oceanol. Acta 6 (1983) 255–267.
- [7] S. Calvert, B. Nielsen, M.R. Fontugne, Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels, Nature 359 (1992) 223–225.
- [8] M.B. Cita, C. Vergnaud-Grazzini, C. Robert, H. Chamley, N. Ciaranfi, S. d'Onofrio, Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean, Quat. Res. 8 (1977) 205–235.
- [9] D. Clark, Y. Beyene, G. Wolde Gabriel, W.K. Hart, P. Renne, H. Gilbert, A. Defleur, G. Suwa, S. Katoh, K.R. Ludwig, J. R. Boisserie, B. Asfaw, T. White, Stratigraphic, chronological and behavioural contexts of Pleistocene *Homo sapiens* from Middle Awash, Ethiopia, Nature 423 (2003) 747–752.
- [10] M.J.L. Coolen, J. Overmann, Functional exoenzymes as indicators of metabolically active bacteria in 124 000-year-old sapropel layers of the eastern Mediterranean Sea, Appl. Environ. Microbiol. 66 (2000) 2589–2598.
- [11] M.J.L. Coolen, H. Cypionka, A. Sass, H. Sass, J. Overmann, Ongoing modification Mediterranean Pleistocene sapropels mediated by Prokaryotes, Science 296 (2002) 2407–2410.
- [12] J.-C. Duplessy, L.D. Labeyrie, M. Arnold, M. Paterne, J. Duprat, T.C.E. van Weering, Changes in surface salinity of the North Atlantic ocean during the last deglaciation, Nature 358 (1992) 485–487.
- [13] K.C. Emeis, A. Camerlenghi, J.A. McKenzie, D. Rio, R. Sprovieri, The occurrence and significance of Pleistocene and Upper Pliocene sapropels in the Tyrrhenian Sea, Mar. Geol. 100 (1991) 155–182.
- [14] K.C. Emeis, H. Schulz, U. Struck, M. Rossignol-Strick, H. Erlenkeuser, M.W. Howell, D. Kroon, A. Mackensen, S. Ishizuka, T. Oba, T. Sakamoto, I. Koizumi, Eastern Mediterranean

- surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the Late Quaternary, *Paleoceanography* 18 (5) (2003) 1–18.
- [15] R.G. Fairbanks, A 17 000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation, *Nature* 342 (1989) 637–642.
- [16] M. Follieri, D. Magri, B. Narcisi, A comparison between lithostratigraphy and palynology from the lacustrine sediments of Valle di Castiglione (Roma) over the last 0.25 Ma, *Mem. Soc. Geol. Ital.* 45 (1990) 889–891.
- [17] J.-C. Fontes, F. Gasse, (Palaeohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 84 (1991) 191–215.
- [18] M. Fontugne, S.E. Calvert, Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: monitor of changes in carbon sources and atmosphere CO_2 concentrations, *Paleoceanography* 7 (1992) 1–20.
- [19] M. Fontugne, M. Arnold, L. Labeyrie, M. Paterne, S.E. Calvert, J.-C. Duplessy, Palaeoenvironment, sapropel chronology and Nile River discharge during the last 20 000 years as indicated by deep-sea sediment records in the Eastern Mediterranean, in: O. Bar-Yosef, R.S. Kra (Eds.), *Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean*, Radiocarbon and American School of Prehistoric Research, Tucson and Cambridge, 1994, pp. 75–88.
- [20] N. Frank, M. Paterne, L. Ayliffe, T.C.E. Van Weering, J. P. Henriot, D. Blamart, Eastern North Atlantic deep-sea corals: tracing upper intermediate water $\delta^{14}\text{C}$ during the Holocene, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 297–309.
- [21] F. Gasse, Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum, *Quat. Sci. Rev.* 19 (2000) 189–211.
- [22] F.J. Hilghen, A.H. Aziz, W. Krijgsman, C.G. Langereis, L. J. Lourens, J.E. Meulenkamp, I. Raffi, J. Steenbrink, E. Turco, N. van Vugt, J.R. Wijbrans, W.J. Zachariasse, Present status of the astronomical (polarity) timescale for the Mediterranean Late Neogene, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 357 (1999) 1931–1947.
- [23] J. Imbrie, J.Z. Imbrie, Modeling the climatic response to orbital variations, *Science* 207 (1980) 943–953.
- [24] N. Kallel, M. Paterne, J.-C. Duplessy, C. Vergnaud-Grazzini, C. Pujol, L. Labeyrie, M. Arnold, M. Fontugne, C. Pierre, Enhanced rainfall in the mediterranean region during the last sapropel event, *Oceanol. Acta* 20 (1997) 697–712.
- [25] N. Kallel, M. Paterne, L. Labeyrie, J.C. Duplessy, M. Arnold, Temperature and salinity records of the Tyrrhenian Sea during the last 18 000 years, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 135 (1997) 97–108.
- [26] B. Kulleberg, On the salinity of the water contained in marine sediments, *Medd. Oceanogr. Inst. Göteborg* 21 (1952) 1–38.
- [27] G.F. Lane-Serff, E. Rohling, H.L. Bryden, H. Chamok, Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation, *Paleoceanography* 12 (1997) 169–174.
- [28] L.J. Lourens, A. Antonarakou, F.J. Hilghen, A.A.M. Van Hoof, C. Vergnaud-Grazzini, W.J. Zachariasse, Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical time-scale, *Paleoceanography* 11 (1996) 391–413.
- [29] P. Malanotte-Rizzoli, A. Bergamasco, The circulation of the eastern Mediterranean, Part I, *Oceanol. Acta* 12 (1989) 335–351.
- [30] I. McDougall, F. Brown, J.G. Fleagle, Stratigraphic placement and age of modern humans from Kibish, Ethiopia, *Nature* 433 (2005) 733–736.
- [31] D. Mercone, J. Thomson, I.W. Croudace, G. Siani, M. Paterne, S. Troelstra, Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence, *Paleoceanography* 15 (2000) 336–347.
- [32] S.E. Nicholson, H. Flohn, African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in late Pleistocene and Holocene, *Clim. Change* 2 (1980) 313–348.
- [33] E. Olausson, Studies in deep-sea cores, Rep. Swed. Deep-sea Exped. 8 (1961) 337–391 (1947–1948).
- [34] H.J. Pachur, S. Kröpelin, Wadi Howar: paleoclimatic evidence from an extinct river system in the southeastern Sahara, *Science* 237 (1987) 289–300.
- [35] V. Plagnes, C. Causse, D. Genty, M. Paterne, D. Blamart, A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse cave (South of France), *Earth Planet. Sci. Lett.* 201 (2002) 87–103.
- [36] C. Pujol, C. Vergnaud-Grazzini, Palaeoceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records, *Mar. Micropaleontol.* 15 (1989) 153–179.
- [37] E.J. Rohling, R.C. Thunell, Five decades of Mediterranean paleoclimate and sapropel studies, *Mar. Geol.* 153 (1999) 7–10.
- [38] E.J. Rohling, W.W.W.C. Gieskes, Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate, *Paleoceanography* 4 (1989) 531–545.
- [39] M. Rossignol-Strick, African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation, *Nature* 304 (1983) 46–49.
- [40] M. Rossignol-Strick, M. Paterne, A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1 Ma: implications for the time scale and formation of sapropels, *Mar. Geol.* 153 (1999) 221–237.
- [41] M. Rossignol-Strick, W. Nesteroff, P. Olive, C. Vergnaud-Grazzini, After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation, *Nature* 295 (1982) 105–110.
- [42] M. Rossignol-Strick, N. Planchais, M. Paterne, Vegetation dynamics and climate during the deglaciation in an Adriatic record, *Quat. Sci. Rev.* 11 (1992) 415–423.
- [43] M. Rossignol-Strick, M. Paterne, F.C. Bassinot, K.C. Emeis, G. J. De Lange, An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia, *Nature* 392 (1998) 269–272.
- [44] W.B.F. Ryan, 1972. Stratigraphy of Late Quaternary Sediments in the eastern Mediterranean, in: D.J. Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, USA, 1972, pp. 149–169.
- [45] W.B.F. Ryan, W.C. Pitman, C.O. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G.A. Jones, P. Dimitrov, N. Görür, M. Sakaç, H. Yüce, An abrupt drowning of the Black Sea shelf, *Mar. Geol.* 138 (1997) 119–126.
- [46] J.H. Ryther, D.W. Menzel, N. Corwin, Influence of the Amazon outflow on the ecology of the western tropical Atlantic. I: Hydrography and nutrient chemistry, *J. Mar. Res.* 25 (1967) 69–83.
- [47] N.J. Shackleton, in: Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Colloque CNRS n°219*, Centre national de la recherche scientifique, Paris, 1974, pp. 203–210.

- [48] Shipboard Scientific party, Leg 160, Sites 963, 964, 966, 967, 969, Proc ODP, Init. Rept 160 (1996) 972.
- [49] Shipboard Scientific party, Leg 161, Sites 974, 975, 976, 979, Proc ODP, Init. Rept 161 (1996) 972.
- [50] H. Sutherland, S.E. Calvert, R.J. Morris, Geochemical studies of the recent sapropel and associated sediment from Hellenic outer Ridge, eastern Mediterranean sea. Mineralogy and chemical composition, *Mar. Geol.* 56 (1984) 79–92.
- [51] R. Tiedemann, M. Sarnthein, N.J. Shackleton, *Paleoceanography* 9 (1994) 619.
- [52] R.C. Thunell, D.F. Williams, Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects, *Nature* 338 (1989) 493–496.
- [53] P.C. Tzedakis, J.F. McManus, H. Hooghiemstra, D.W. Oppo, T. A. Wimjstra, Comparison of changes in vegetation in Northeast Greece with records of climatic variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.* 212 (2003) 192–212.
- [54] C. Vergnaud-Grazzini, M. Caralp, J.-C. Faugères, E. Gonthier, F. Grousset, C. Pujol, J.-F. Saliège, Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 000 years B.P., *Oceanol. Acta* 12 (1989) 305–324.
- [55] D.F. Williams, R.C. Thunell, J.P. Kennett, Periodic freshwater flooding and stagnation of the eastern Mediterranean sea during the Late Quaternary, *Science* 201 (1978) 252–254.
- [56] R. Zahn, M. Sarnthein, Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the Late Quaternary, *Paleoceanography* 2 (1987) 543–559.
- [57] T.A. Wimjstra, Palynology of the first 30 meters of a 120-m-deep section in Northern Greece, *Acta Bot. Neerl.* 18 (1969) 511–527.