



ΤΡΑΠΕΖΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ

ΕΥΡΩΣΥΣΤΗΜΑ



ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗΣ ΑΛΛΑΓΗΣ

ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ

ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΕΚΠΑ

ΜΑΡΙΑ ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, ΔΡ. ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ CAMBRIDGE

ΙΟΥΝΙΟΣ 2011

Πίνακας Περιεχομένων

ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ	3
1. Παγκόσμιο πλαίσιο παλαιοκλιματικών αλλαγών.....	3
1.1 Εισαγωγή.....	3
1.1.1 Σύγκριση με την περίοδο του Ολοκαίνου	8
1.2 Παγκόσμια γεγονότα ψύχρανσης μέσα στο Ολόκαινο - μηχανισμοί κλιματικής αλλαγής..	9
1.3 Παγκόσμιοι Ρυθμοί θέρμανσης.....	11
1.3.1 Ο ρόλος του CO ₂	14
2. Παλαιοκλιματικές αλλαγές στην Μεσόγειο και στην Ελλάδα	15
2.1 Κλιματικό Καθεστώς	15
2.2 Παλαιοκλιματικές μεταβολές των τελευταίων 21.000 χρόνων στην Ανατολική Μεσόγειο.	17
2.2.1 Εισαγωγή	17
2.2.2 Χρονικό θερμοκρασιακών μεταβολών	17
2.2.2.α Περίοδος των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων	17
2.2.2.β Περίοδος της τελευταίας χιλιετίας.	20
2.3 Απότομες μεταβολές θερμοκρασίας στην Ανατολική Μεσόγειο κατά το Ολόκαινο.	24
2.4 Μεταβολές βροχοπτώσεων κατά το Ολόκαινο στην Ανατολική Μεσόγειο.	28
3. Σύγκριση αναμενόμενης κλιματικής αλλαγής με παλαιοκλιματικά δεδομένα μεταβολών.....	29
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	32

ΠΑΛΑΙΟΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ

1. Παγκόσμιο πλαίσιο παλαιοκλιματικών αλλαγών

1.1 Εισαγωγή

Η μελέτη του παλαιοκλίματος είναι απαραίτητη για την παρακολούθηση και εκτίμηση των επιπτώσεων της ανθρωπογενούς επίδρασης στην σύγχρονη κλιματική αλλαγή κατά τους τελευταίους δύο αιώνες σε σχέση με την φυσική διακύμανση του κλίματος η οποία παρατηρείται εδώ και εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια. Η γνώση των φυσικών διακυμάνσεων του κλίματος σε χρονικές κλίμακες της τάξης δεκάδων χιλιάδων και εκατομμυρίων ετών συντελεί σε μια πιο ολοκληρωμένη κατανόηση των μηχανισμών του κλίματος.

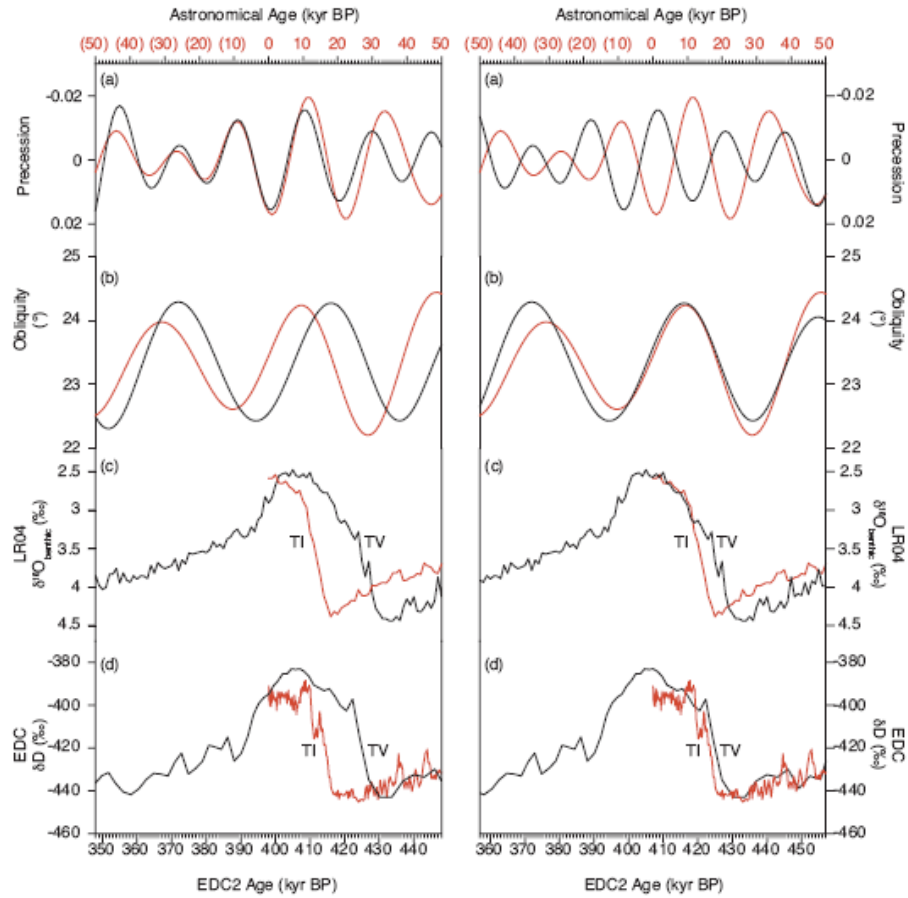
Το κλίμα της Γης 55 εκατομμύρια έτη πριν (αρχή του Ηωκαίνου) υπήρξε θερμό, 6-7°C ψηλότερα από σήμερα, και έκτοτε ακολούθησε μια μακροχρόνια τάση μείωσης της θερμοκρασίας (Zachos *et al.*, 2001). Στα 34 εκατομμύρια έτη πριν δημιουργήθηκαν οι παγετώνες της Ανταρκτικής (Barret 1996) ενώ 2,6 εκατομμύρια έτη πριν αναπτύχθηκαν και οι παγετώνες του βορείου ημισφαιρίου (Maslin *et al.*, 1998). Από τότε αρχίζει και η τελευταία γεωλογική περίοδος του Τεταρτογενούς, το λεγόμενο Ice Age, με τις χαρακτηριστικές εναλλαγές των σχετικά σύντομων (10–30 χιλιάδες χρόνια) μεσοπαγετωδών και παρατεταμένων παγετωδών περιόδων, οι οποίες απέκτησαν αισθητά μεγαλύτερη ένταση και μικρότερη συχνότητα κατά το τελευταίο 1 εκατομμύριο χρόνια.

Συνοπτικά, το κλίμα διαμορφώνεται από τους εξής παράγοντες (π.χ. Bradley 1999; Alverson *et al.*, 2003): α) Τροχιακές παράμετροι Γης-Ήλιου, δηλαδή η εκκεντρότητα (eccentricity), η λοξότητα (obliquity) του άξονα περιστροφής και η μετάπτωση των ισημεριών (precession), β) Διεργασίες ανάδρασης του συστήματος υδρόσφαιρα – ατμόσφαιρα – λιθόσφαιρα – βιόσφαιρα (ανάδραση είναι κάθε επακόλουθη επίδραση ενός γεγονότος στον ίδιο του τον εαυτό. Τα βασικά στοιχεία ανάδρασης στις κλιματολογικές αλλαγές είναι οι υδρατμοί, το χιόνι και ο πάγος, τα σύννεφα και ο ρυθμός ανάπτυξης των δασών), γ) Οι διακυμάνσεις του όγκου των παγετώνων, δ) Οι μεταβολές στην ταχύτητα και τρόπο κυκλοφορίας των θαλάσσιων ρευμάτων, ε) Η ηφαιστειακή και ηλιακή δραστηριότητα, στ) Οι μεταβολές των αερίων του θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας (π.χ. CO₂, CH₄) και η επίδρασή τους στην εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία, ζ) Οι ανθρωπογενείς επιδράσεις.

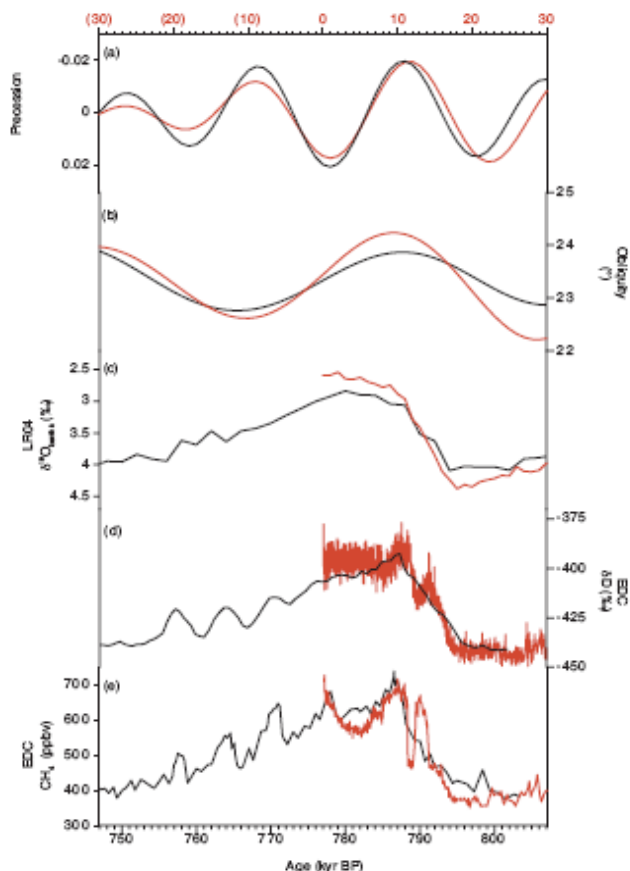
Πλήθος εργασιών των τελευταίων δεκαετιών έχει δείξει ότι η μεταβλητότητα του κλίματος σε χρονική κλίμακα χιλιάδων – εκατομμυρίων χρόνων καθορίζεται σε ένα μεγάλο βαθμό από τις τροχιακές παραμέτρους της Γης. Αυτή η διαπίστωση αναπτύχθηκε αρχικά από τους Adhemar (1842), Croll (1875) και Milankovitch (1941) και έκτοτε πλήθος εργασιών πιστοποίησε την αποτύπωση των τριών τροχιακών παραμέτρων, που απαντούν σε περιοδικότητες των 400 και 100, 41, και 19–21 χιλιάδων χρόνων (ky), σε ποικίλους παλαιοκλιματικούς δείκτες. Η υπολογιστική απεικόνιση των μεταβολών των

τριών τροχιακών παραμέτρων του παρελθόντος (Berger & Loutre, 1991) και μέλλοντος (Berger *et al.*, 1998) αποτελεί σημαντικό εργαλείο ποικίλων παλαιοκλιματικών μελετών. Για παράδειγμα, προσφέρει την δυνατότητα σύγκρισης της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου (έναρξη 11,5 χιλιάδες χρόνια πριν) με αυτές του παρελθόντος που χαρακτηρίζονταν από παρόμοιες τροχιακές παραμέτρους και στη συνέχεια την εκτίμηση της παρούσας φάσης του κλιματικού κύκλου καθώς και της μελλοντικής του εξέλιξης. Σύμφωνα με τις εκτιμήσεις της 4^{ης} έκθεσης αξιολόγησης (2007) της διακρατικής επιτροπής για την μεταβολή του κλίματος (IPCC), για να δημιουργηθούν κατάλληλες συνθήκες τροχιακής διάταξης της Γης τέτοιες που να προκαλέσουν πολύ ψυχρά καλοκαίρια στο βόρειο ημισφαίριο, παρόμοια με αυτά που καταγράφηκαν πριν από 116 χιλιάδες χρόνια (ka) (έναρξη τελευταίας παγετώδους περιόδου) θα πρέπει να περάσουν το λιγότερο 30 χιλιάδες χρόνια από σήμερα. Παρόλο αυτά, η επιστημονική κοινότητα παραμένει μέχρι σήμερα σκεπτική τόσο ως προς την επιλογή της μεσοπαγετώδους περιόδου του παρελθόντος με την οποία θα μπορούσε να ταυτιστεί/συγκριθεί η σημερινή θερμή περίοδος όσο και ως προς τον τρόπο (analogue) με τον οποίο θα ταυτιστεί. Για παράδειγμα, εάν η σημερινή μεσοπαγετώδης περίοδος (ισοτοπικό στάδιο 1 ή MIS 1) ταυτιστεί με αυτήν του MIS 11 (~ 400 ka), η οποία είναι χαρακτηριστική για την μεγάλη της διάρκεια (28 ky), και με την οποία έχουν παρόμοιες τιμές προσπίπτουσας ακτινοβολίας, CO₂ και χαμηλά εύρη precession, και ευθυγραμμιστούν οι καμπύλες της μετάπτωσης των ισημεριών (precession) (Loutre & Berger 2000, 2003; Ruddiman 2007; Tzedakis 2010) των δύο μεσοπαγετωδών περιόδων τότε προκύπτει ότι **η σημερινή θερμή περίοδος πρέπει να βρίσκεται στο τέλος της (Εικ.1)**. Εάν όμως ευθυγραμμιστούν οι καμπύλες της λοξότητας (obliquity) (Masson-Delmotte *et al.*, 2006; Broecker & Stocker 2006) μεταξύ των δύο θερμών περιόδων τότε προκύπτει ότι η σημερινή θερμή περίοδος **θα συνεχιστεί για περίπου 12 ky** πριν διαμορφωθούν οι συνθήκες για την επόμενη παγετώδη περίοδο (Εικ.1). Εάν από την άλλη, το σημερινό MIS 1 ταυτιστεί με το MIS 19 (~ 770 ka) (Loutre & Berger 2000) **(Εικ. 2)** με το οποίο επίσης παρουσιάζει ομοιότητες στις τροχιακές παραμέτρους τότε η σημερινή θερμή περίοδος θα έχει **9 ky ακόμη να διανύσει**.

Είναι επομένως φανερό ότι οι αβεβαιότητες και τα ερωτηματικά όσον αφορά την εξέλιξη του κλιματικού κύκλου που διανύουμε, όπως και το ποσοστό κατά το οποίο οι ανθρωπογενείς επιδράσεις έχουν επηρεάσει την πορεία του, κυρίως μέσα από την αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου (τα οποία μερικοί υποστηρίζουν ότι εμποδίζουν την έναρξη της επόμενης παγετώδους φάσης σε συνδυασμό με τα χαμηλά εύρη της μετάπτωσης των ισημεριών και εκκεντρότητας) είναι πολλά. Συμπερασματικά, στηριζόμενοι στις γνώσεις της επίδρασης των αστρονομικών παραγόντων στην διαμόρφωση του κλίματος φαίνεται ότι η επόμενη παγετώδης περίοδος θα μπορούσε ή να αρχίσει άμεσα ή στα επόμενα 9, 12 ή και 30 χιλιάδες χρόνια.



Εικ. 1 Σύγκριση δύο διαφορετικών τρόπων ευθυγράμμισης (analogue) μεταξύ του παρόντος-παρελθόντος-μέλλοντος (50 ky από σήμερα, με κόκκινο χρώμα). Το παρελθόν αναφέρεται σε ένα χρονικό διάστημα 100 ky κατά το MIS 11 (μαύρη γραμμή) (σύμφωνα με Masson-Delmotte *et al.*, 2006). Στο αριστερό σχήμα συγχρονίζεται η παραμέτρος της μετάπτωσης των ισημεριών μεταξύ των MIS 1 και 11 ενώ στο δεξί η παράμετρος της λοξότητας. α) μετάπτωση των ισημεριών (Berger and Loutre, 1991), β) λοξότητα (Berger and Loutre, 1991), γ) $\delta^{18}\text{O}$ βενθονικό αρχείο του LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005), δ) ισότοπα δευτέρου από τον πυρήνα πάγου EDC Ανταρκτικής (EPICACommunity Members, 2004). Οι ηλικίες σε παρένθεση αντιπροσωπεύουν χιλιάδες χρόνια στο μέλλον (kyr AP; after present). Τα δεδομένα της EPICA στηρίζονται στο χρονολογικό πλαίσιο της EPICA Community Members (2004). Σχήμα από Tzedakis (2010).



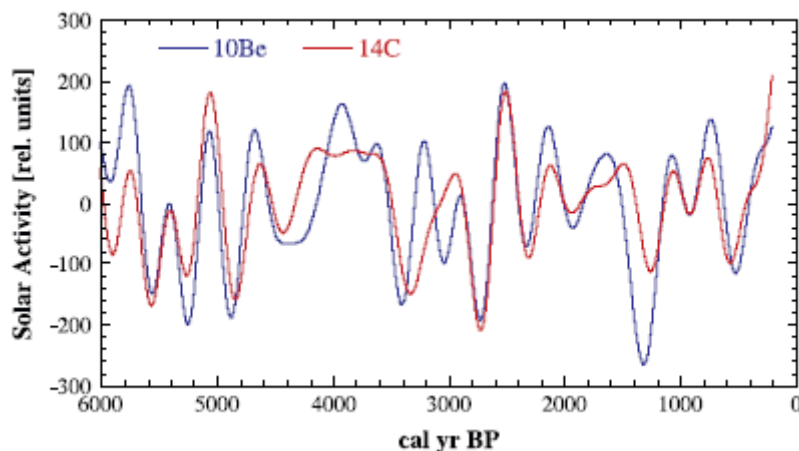
Εικ.2 Ευθυγράμμιση των παραμέτρων της μετάπτωσης των ισημεριών (και της λοξότητας) του παρελθόντος με αυτές του παρόντος και του μέλλοντος για τα επόμενα 30 ky (κόκκινες γραμμές). Το παρελθόν αντιστοιχεί σε ένα χρονικό διάστημα διάρκειας 60 ky πριν από 750–800 ka κατά το MIS 19 (μαύρες γραμμές). a) μετάπτωση των ισημεριών (Berger and Loutre, 1991), b) λοξότητα (Berger and Loutre, 1991), c) $\delta^{18}\text{O}$ βενθονικό αρχείο του LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005), d) ισότοπα δευτέρου από τον πυρήνα πάγου EDC Ανταρκτικής (Jouzel *et al.*, 2007), βασιζόμενα στο EDC3 χρονολογικό πλαίσιο, e) συγκέντρωση ατμοσφαιρικού μεθανίου CH_4 από τον πυρήνα πάγου EDC (Loulergue *et al.*, 2008) βασιζόμενο στο χρονολογικό πλαίσιο EDC3. Οι ηλικίες σε παρένθεση δηλώνουν χιλιάδες χρόνια από σήμερα προς το μέλλον (kyr AP).

Η μεταβλητότητα του κλίματος μπορεί να κατηγοριοποιηθεί ανάλογα με τις συχνότητες των περιόδων της αλλαγών σε αυτήν των εκατοντάδων – χιλιάδων χρόνων (400 έως 19 ky) σχετιζόμενων με τις τροχιακές παραμέτρους της Γης που αναφέρθηκαν προηγουμένως, στην μεταβλητότητα των 1 έως 15 χιλιάδων χρόνων σχετιζόμενων με τα παγκόσμιας σημασίας γεγονότα ψύχρανσης των υδάτων ονομαζόμενα “Dansgaard-Oeschger” και “Heinrich” γεγονότα, ή αλλιώς ονομαζόμενα sub-Milankovitch μεταβλητότητα, και τέλος στην μεταβλητότητα της τάξης των ετών έως δεκάδων ετών που σχετίζονται με φαινόμενα όπως ElNino/ταλάντωση του Νότιου Ωκεανού και την κυκλικότητα της έντασης της ηλιακής δραστηριότητας. Μεταξύ αυτών, τα Heinrich, Dansgaard-Oeschger γεγονότα και τα ElNino φαινόμενα θεωρείται ότι αναφέρονται σε

μεταβλητότητες εσωτερικών παραγόντων του κλιματικού συστήματος της Γης ενώ τα υπόλοιπα σε μεταβλητότητες εξωτερικών παραγόντων. Τα Heinrich γεγονότα για παράδειγμα, αφορούν την ανάπτυξη και κατάρρευση τμημάτων των παγετικών καλυμμάτων (κατά την διάρκεια του παγετώδους κύκλου) σε κλίμακα 5–10 χιλιάδων χρόνων, πιθανόν προερχόμενες από διακυμάνσεις στις δυναμικές των ίδιων των παγετικών καλυμμάτων με σημαντικές όμως κλιματικές επιπτώσεις παγκόσμια.

Ενόργανες μετρήσεις ηλιακής δραστηριότητας μέσα από τις παρατηρήσεις των ηλιακών κηλίδων (έμμεση έκφραση ηλιακής δραστηριότητας) υπάρχουν από τον 17^ο αιώνα μέχρι σήμερα και εμφανίζουν περιοδικές μεταβολές με κύκλους των 11, 22, 75 και 200 ετών. Η αναπαράσταση της ηλιακής δραστηριότητας στο ιστορικό και γεωλογικό παρελθόν προκύπτει με έμμεσο τρόπο από τις μεταβολές των συγκεντρώσεων των κοσμογενών ισοτόπων (^{10}Be σε πολικό πάγο και ^{14}C σε δακτυλίους δέντρων). Μια τέτοια αναπαράσταση αποτελεί η **Εικ. 3** φτάνοντας τα 6 χιλιάδες χρόνια πριν (Wanner *et al.*, 2008) ή τα 10 χιλιάδες χρόνια πριν (Vonmoos *et al.*, 2006) στην οποία όμως αναπαράσταση παρουσιάζονται ανακολουθίες μεταξύ των αρχείων του ^{10}Be και του ^{14}C μετά τα 6 χιλιάδες χρόνια.

Η επίδραση της ηλιακής δραστηριότητας στην εκατονταετή – χιλιετή μεταβλητότητα του κλίματος υποστηρίζεται (Karlén and Kuylénstierna, 1996; Bond *et al.*, 2001; Fleitmann *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2005) από τον συσχετισμό των μεταβολών των κοσμογενών ισοτόπων με τις μεταβολές ποικίλων κλιματικών δεικτών (ισότοπα οξυγόνου, βιογενή και γεωχημικά αρχεία κ.α). Κάποιοι ερευνητές αποδίδουν σημαντική βαρύτητα στις μεταβολές της ηλιακής δραστηριότητας στην κλιματική αλλαγή. Για παράδειγμα οι Scafetta and West (2006) υπολόγισαν ότι το 75% της παγκόσμιας θέρμανσης της περιόδου 1900-1980 είχε ηλιακή προέλευση ενώ το ποσοστό μειώνεται στο 30% για την περίοδο 1980-2000. Κάποιοι άλλοι όπως οι Wanner *et al.* (2008) είναι πιο σκεπτικοί ως προς την φυσική ερμηνεία με την οποία η ηλιακή δραστηριότητα επηρεάζει το κλίμα και ως προς την αισθητή επίδραση που μπορεί να έχουν οι μεταβολές της ηλιακής δραστηριότητας, τόσο στις κλιματικές αλλαγές του Τεταρτογενούς (αυξομειώσεις παγετώνων) όσο και στην σημερινή παγκόσμια θέρμανση (Bard and Frank, 2006) και θεωρούν ότι ενδεχομένως να ασκεί απλώς δευτερεύουσα επίδραση. Είναι δηλαδή πιθανόν η ηλιακή επίδραση να συμβάλλει σε μικρές διακυμάνσεις του κλίματος διάρκειας μερικών αιώνων, όπως για παράδειγμα οι περιπτώσεις κλιματικών διακυμάνσεων της τελευταίας χιλιετίας π.χ. η μεσαιωνική θερμή περίοδος (900–1400 AD) και ακολούθως η «μικρή Παγετώδης εποχή» (γνωστή ως Little Ice Age, 1500–1800 AD). Συνολικά, η έλλειψη συνεκτικότητας μεταξύ των διάφορων συνόλων δεδομένων καθιστά δύσκολη την απόδοση των κλιματικών διακυμάνσεων χρονικής κλίμακας χιλιετιών σε εξωτερικούς παράγοντες, (όπως ηλιακή δραστηριότητα, επεισόδια έντονης ηφαιστειότητας) ή στην εσωτερική μεταβλητότητα του κλιματικού συστήματος η οποία λειτουργεί με ποικίλου εύρους (χωροχρονικού) και φύσης μηχανισμούς ανάδρασης (θετικούς ή αρνητικούς).



Εικ. 3 Αναπαράσταση ηλιακής δραστηριότητας βασισμένη σε ^{10}Be και ^{14}C . Ο ρυθμός παραγωγής του ^{10}Be προέκυψε από τις συγκεντρώσεις ^{10}Be που μετρήθηκαν στον πυρήνα πάγου της Γροιλανδίας GRIP (Vonmoos *et al.*, 2006). Ο ρυθμός παραγωγής ^{14}C υπολογίστηκε με το Bern3D δυναμικό μοντέλο κύκλου του άνθρακα (Müller *et al.*, 2006) ορίζοντας τα αρχεία δακτυλίων δέντρων και των δύο ημισφαιρίων (Reimer *et al.*, 2004; McCormack *et al.*, 2004). Σχήμα από Wanner *et al.* (2008).

1.1.1 Σύγκριση με την περίοδο του Ολοκαίνου

Η υψηλής χρονικής ανάλυσης παρακολούθηση της εξέλιξης του κλίματος **τα τελευταία 11,5 χιλιάδες χρόνια (Ολόκαινο)** είναι κρίσιμη για την εκτίμηση τόσο της τάσης αλλαγής των διαφόρων παραμέτρων του κλίματος, του εύρους και της ταχύτητας διακυμάνσεών του όσο και για την σύγκρισή τους με το παρελθόν και την κατασκευή μελλοντικών σεναρίων. Επιπλέον, η περίοδος του Ολοκαίνου αποτελεί ένα συγκρίσιμο κλιματικό καθεστώς με αυτό του παρόντος ενώ παράλληλα διαθέτει **παλαιοκλιματικά αρχεία ιζημάτων και άλλων βιοδεικτών υψηλής χρονικής ανάλυσης**. Η χρονολόγηση των αρχείων αυτών μπορεί να επιτευχθεί με ικανοποιητική ακρίβεια, αναλόγως με την περίπτωση, είτε με απόλυτες χρονολογήσεις (π.χ. ραδιενεργά ισότοπα ^{14}C , ^{210}Pb) ή με έμμεσες χρονολογήσεις (π.χ. χαρακτηριστικούς στρωματογραφικούς ορίζοντες ηφαιστειακής τέφρας, σαπροπηλών κτλ.). Η διαθεσιμότητα υψηλής ανάλυσης καταγραφών των παραμέτρων του κλίματος (π.χ. θερμοκρασία, αλατότητα, βροχόπτωση) τόσο από ενόργανες μετρήσεις (τελευταίους δύο αιώνες) όσο και από καταγραφές ιζημάτων (χιλιάδες, εκατοντάδες χρόνια) αποκαλύπτει μια μεγάλης έντασης μεταβλητότητα σε επίπεδο δεκαετιών και εκατονταετιών. Αυτή η μεταβλητότητα παρουσιάζει μια έντονη χωρική διαφοροποίηση η οποία αποδεικνύει **την επίδραση των τοπικών συνθηκών** στη διαμόρφωση της εσωτερικής διαμόρφωσης του κλίματος κάθε περιοχής. Η διάκριση των ενδείξεων του παλαιοκλίματος που οφείλονται σε παγκόσμιες μεγάλης κλίμακας τάσεις και αλλαγές από αυτές που οφείλονται στις τοπικές συνθήκες μιας περιοχής είναι κρίσιμη για την κατανόηση αλληλεπίδρασης μεταξύ διαφορετικών

συστατικών του κλιματικού συστήματος και εκτίμηση της συνολικής τάσης κλιματικής αλλαγής του πλανήτη. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η Μεσόγειος, η οποία επηρεάζεται από τα κλιματικά συστήματα των Αφρο-Ασιατικών μουσώνων από το νότο, των δυτικών (westerlies) ανέμων από δυτικά, του υψηλού βαρομετρικού της Σιβηρίας από τον βορρά και από την ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού και Νότιου Ωκεανού.

Τόσο η παράμετρος της θερμοκρασίας όσο και η παράμετρος της στάθμης της θάλασσας είναι δύσκολο να καθοριστούν τόσο στο παρελθόν όσο και στο παρόν από μια μέση παγκόσμια τιμή διότι οι τιμές καταγραφής διαφοροποιούνται ανά περιοχή. Οι τοπικές διακυμάνσεις για παράδειγμα της θερμοκρασίας, ακόμα και αυτές μερικών μόνο δεκαετιών, μπορεί να είναι αρκετοί βαθμοί Κελσίου και επομένως μεγαλύτεροι από την ένδειξη θέρμανσης του πλανήτη κατά **τον τελευταίο αιώνα** που θεωρείται της τάξης του **0.7 °C** (IPCC). Επαρκής κάλυψη ενόργανων μετρήσεων φτάνει τα 150 χρόνια πριν ενώ η σύνθεση δεδομένων διαφόρων παραμέτρων από δακτυλίους δέντρων, από πυρήνες πάγου, σπηλαιοαποθέσεις, ιστορικές καταγραφές κτλ, φτάνουν τα 1000 χρόνια και 500 χρόνια πριν για την Μεσόγειο (π.χ. Luterbacher *et al.*, 2006).

Σκοπός της συγκεκριμένης έκθεσης είναι η σύγκριση του **ρυθμού, του εύρους και της διάρκειας** των κλιματικών αλλαγών του παρελθόντος με αυτά του παρόντος στο παγκόσμιο καθεστώς και κυρίως στην Ανατολική Μεσόγειο και στην Ελλάδα.

1.2 Παγκόσμια γεγονότα ψύχρανσης μέσα στο Ολόκαινο - μηχανισμοί κλιματικής αλλαγής.

Η Ολοκαινική περίοδος είναι γνωστή ως η τελευταία μεσοπαγετώδης θερμή περίοδος τα τελευταία στάδια της οποίας διανύουμε σήμερα. Παρόλο αυτά, σημαντικός αριθμός εργασιών αναδεικνύει μια κλιματική μεταβλητότητα η οποία εκφράζεται με κάποια παγκόσμια απότομα ψυχρά κλιματικά γεγονότα, των οποίων τα χαρακτηριστικά (διάρκεια, ένταση, ρυθμός) και οι κινητήριες δυνάμεις είναι απολύτως απαραίτητο να καθοριστούν και να συγκριθούν με αυτά της σημερινής κλιματικής αλλαγής της τελευταίας χιλιετίας έως εκατονταετίας. Σύμφωνα με μια συνθετική ανασκόπηση και επανεξέταση (Mayewski *et al.*, 2004) της παγκόσμιας κλιματικής μεταβλητότητας κατά την διάρκεια του Ολοκαίνου προκύπτει η διάκριση τεσσάρων διαστημάτων απότομης κλιματικής αλλαγής, δηλαδή διαστήματα ψύχρανσης μέσα στην γενικότερα θεωρούμενη θερμή περίοδο.

Η παλαιότερη αιφνίδια κλιματική αλλαγή του Ολοκαίνου είναι αυτή των **9–8** χιλιάδων χρόνων πριν (γνωστό ως '8.2 ka event') (π.χ. Alley *et al.*, 1997) η οποία συντρέχει με:

- πιθανές απελευθερώσεις μεγάλης ποσότητας λιωμένου πάγου στον Βόρειο Ατλαντικό (Barber *et al.*, 1999) που ενδεχομένως οδήγησαν στη δημιουργία θαλάσσιου πάγου αποτελώντας θετική ανάδραση στην κλιματική ψύξη.
- μείωση της καλοκαιρινής ηλιακής προσπίπτουσας ακτινοβολίας (summer insolation).

- απουσία ένδειξης μεταβολής της ηλιακής δραστηριότητας [διότι το Be^{10} παραμένει αμετάβλητο στους πυρήνες πάγου, και ενώ το ΔC^{14} σημειώνει μείωση μπορεί να οφείλεται σε αλλαγή της θερμόαλης κυκλοφορίας εξαιτίας της αυξημένης παραγωγής γλυκού νερού (meltwater)].
- αυξημένα ποσοστά SO_4 τα οποία υποδηλώνουν πιθανή συμβολή ηφαιστειακών εκρήξεων τόσο στην ψύχρανση όσο και στην ξηρότητα των χαμηλών γεωγραφικών πλατών (μέσω μείωσης των Αφρο-Ασιατικών μουσώνων).

Νεότερα των 9–8 ka ακολουθούν τα αιφνίδια κλιματικά γεγονότα των **6 έως 5 ka**, των **3,5 έως 2,5 ka**, και τα μικρότερης εξάπλωσης **4,2 έως 3,8** και **1,2 έως 1 ka** (Mayewski *et al.*, 2004). Το κλιματικό καθεστώς και οι κινητήριες δυνάμεις που συνδέονται με τα παραπάνω κλιματικά γεγονότα είναι διαφορετικά από αυτά των 9–8 ka. Αυτό σημαίνει ότι δεν υπάρχουν ενδείξεις απελευθέρωσης μεγάλων ποσοτήτων γλυκού νερού ή έντονες μεταβολές των παγετικών καλυμμάτων του Βορείου ημισφαιρίου, ούτε συστηματικές αλλαγές στη συγκέντρωση ηφαιστειακών αερίων και ατμοσφαιρικού CO_2 . Ενώ λοιπόν στην αλλαγή των 9–8 ka οι παγετώνες του βορείου ημισφαιρίου διαδραμάτιζαν ακόμη σημαντικό ρόλο στην διαμόρφωση των κλιματικών αλλαγών κάποιες από τις νεότερες κλιματικές αλλαγές φαίνεται να καθορίζονται περισσότερο από την μεταβλητότητα της ηλιακής δραστηριότητας. Αυτά τα ψυχρά διαστήματα των υψηλών γεωγραφικών πλατών του βορείου ημισφαιρίου εκφράζονται με **συνθήκες ξηρότητας στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη** (Mayewski *et al.*, 2004; Staubwasser and Weiss, 2006), όπως για παράδειγμα στην Μεσόγειο. Πιο συγκεκριμένα τα διαστήματα των **6–5** και **3,5–2,5** χιλιάδων χρόνων συνδέονται με:

- μειωμένες τιμές ηλιακής δραστηριότητας που αντανakλούνται σε μέγιστες τιμές των Be^{10} και ΔC^{14} .
- αύξηση του ατμοσφαιρικού μεθανίου μετά τα 5 χιλιάδες χρόνια πριν (ακολουθώντας μια μείωση μετά τα 8 χιλιάδες χρόνια)

Οι επόμενες νεότερες αιφνίδιες κλιματικές αλλαγές των διαστημάτων **4,2–3,5** και **1,2–1 ka** είναι δύσκολο να αποδοθούν σε συγκεκριμένους μηχανισμούς καθώς για παράδειγμα η περίοδος **4,2–3,5 ka** σημειώνει μέγιστο στο Be^{10} αλλά ανεπαίσθητη αλλαγή στο ΔC^{14} αποδυναμώνοντας το επιχείρημα της ηλιακής δραστηριότητας. Από την άλλη, η καταγεγραμμένη ξηρότητα στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη πιθανόν να ερμηνεύεται με την νότια οπισθοχώρηση της Ενδοτροπικής Ζώνης Σύγκλισης (ITCZ) (Hodell *et al.*, 2001) η οποία συναύδει με την ενδυνάμωση των δυτικών ανέμων (westerlies) στον Βόρειο Ατλαντικό. Η ξηρότητα αυτής της περιόδου (**4,2–3,5**) φαίνεται να είναι η αιτία της κατάρρευσης του Ακκαδικού πολιτισμού (deMenocal *et al.*, 2000a). Το διάστημα των **1,2–1 ka** συμπίπτει με μικρή αύξηση του ατμοσφαιρικού CO_2 και η ξηρασία αυτού του διαστήματος φαίνεται να συμπίπτει με την κατάρρευση του πολιτισμού των Μάγια (Hodell *et al.*, 2001). Σε περίοδο χαμηλών θερμοκρασιών η ξηρότητα στις τροπικές περιοχές μπορεί να οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως εξασθένιση των μουσωνικών συστημάτων, μείωση της εξάτμισης από τους κρύους ωκεανούς, και μειωμένη θερμική μετάδοση πάνω από τις τροπικές ηπείρους (Mayewski *et al.*, 2004).

Το πιο πρόσφατο ψυχρό γεγονός καταγράφεται **600** χρόνια πριν (BP) όπου οι χαμηλές θερμοκρασίες των υψηλών γεωγραφικών πλατών συνδυάζονται με **αυξημένη υγρασία** στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Κατά τη διάρκεια αυτής της απότομης αλλαγής παρατηρείται **μείωση του CO₂** και αύξηση του CH₄ κάτι το οποίο **καταδεικνύει υγρές συνθήκες**. Υψηλές συγκεντρώσεις ηφαιστειακών αερίων κατά την έναρξη του γεγονότος πιθανόν να συμβάλλουν θετικά στην έναρξη της ψύχρανσης. Επίσης, μια διακριτή αύξηση τόσο του Be¹⁰ και του ΔC¹⁴ όσο και των ηλιακών κηλίδων (Beer, 2000; Stuiver and Braziunas, 1989, 1993) δηλώνουν ότι αυτήν την περίοδο η μεταβλητότητα της ηλιακής δραστηριότητας είχε σημαντική επίδραση (Bond *et al.*, 2001; Denton and Karlén, 1973; Mayewski *et al.*, 1997; O'Brien *et al.*, 1995) και πιθανόν να συσχετίζεται με το Spoorer Minimum της ηλιακής δραστηριότητας κατά το 1450 AD ή λίγο μεταγενέστερα με το Dalton Minimum (DM, ca 1800 AD).

Συμπερασματικά, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι οι απότομες κλιματικές αλλαγές κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου (πιο συχνές από το Μέσο Ολόκαινο μέχρι σήμερα) δεν παρατηρούνται ταυτόχρονα και με την ίδια ένταση σε όλες τις περιοχές της Γης, αφού ουσιαστικά συνιστούν το αποτέλεσμα πολλαπλών διαφορετικών μηχανισμών και παράλληλα γίνεται αντιληπτό ότι κάθε ένα ψυχρό γεγονός αποτελεί την έκφραση ενός ξεχωριστού και μη επαναλαμβανόμενου συνδυασμού κλιματικών μηχανισμών και κινητήριων δυνάμεων.

1.3 Παγκόσμιοι Ρυθμοί Θέρμανσης

Η σημερινή κλιματική αλλαγή εκτιμάται ότι ισοδυναμεί με αύξηση περίπου 1°C (θερμοκρασία εδάφους) τα τελευταία 500 χρόνια στο βόρειο ημισφαίριο (Pollack and Smerdon, 2004; Huang *et al.*, 2000) και 0.7 °C τα τελευταία 100 χρόνια (IPCC 2007). Εκτιμάται μάλιστα ότι τα τελευταία 50 χρόνια εμφανίζονται ως θερμότερα από οποιαδήποτε άλλη 50-ετή περίοδο μέσα στα τελευταία 500 χρόνια. Παρόλο αυτά, η ακρίβεια και συνεκτικότητα μεταξύ των δεδομένων που έχουν προκύψει από τη συλλογή έμμεσων εκτιμήσεων για το παλαιοκλίμα από ιστορικές καταγραφές και άλλους παλαιοκλιματικούς δείκτες 400 και 500 χρόνια πριν από σήμερα με αυτά των ενόργανων μετρήσεων του ενάμισι τελευταίου αιώνα δεν είναι ικανά να μας οδηγήσουν στην εκτίμηση ότι τα τελευταία 100 χρόνια εμφανίζουν πιο ακραίες κλιματικές αλλαγές από ότι τα προηγούμενα 400 χρόνια (Xoplaki *et al.*, 2005.)

Παρόλο που οι μεταβολές και ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας είναι δύσκολο να προσδιορισθούν δεδομένου ότι υπάρχουν τεράστιες διαφορές από περιοχή σε περιοχή, η επιστημονική κοινότητα έχει προβεί σε θερμοκρασιακές εκτιμήσεις για συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα του γεωλογικού παρελθόντος οι οποίες παραθέτονται ακολούθως ξεκινώντας από τα παλαιότερα προς τα νεότερα. Αυτές οι εκτιμήσεις συνοψίζονται και στον **πίνακα 1**.

Η παγκόσμια μέση θερμοκρασία (επιφάνειας) την προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο, **120–125 χιλιάδες χρόνια πριν**, εκτιμάται στους **2 °C ψηλότερα** από την σημερινή (Otto *et al.*, 2006). Η διακύμανση της θερμοκρασίας από το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου πριν από 21–18 χιλιάδες έτη μέχρι την έναρξη της σημερινής θερμής περιόδου πριν 10–11 χιλιάδες έτη εκτιμάται στους 4° με 7 °C (Jansen *et al.*, 2007). Κατά την διάρκεια της τελευταίας (και σημερινής) θερμής περιόδου, τα τελευταία 11.500 έτη, εκτιμάται ότι μεταξύ **9 με 4** χιλιάδες χρόνια πριν (Μέσο Ολόκαινο) έλαβε χώρα η κορύφωση της θερμής περιόδου η οποία εμφανίζεται να αντιστοιχεί σε **1–3 °C ψηλότερα** από τις σημερινές τιμές (δεδομένα από επιφανειακά θαλάσσια ύδατα και από πυρήνες πάγου) (Dahl-Jensen *et al.*, 1998; Masson-Delmotte *et al.*, 2005). Κατά την θερμή περίοδο του Μεσαίωνα (**800–1200 AD**), σύμφωνα με δεδομένα από πυρήνες πάγου της Γροιλανδίας, προκύπτει ότι η θερμοκρασία ήταν **1 °C ψηλότερα** από την σημερινή (Dahl-Jensen *et al.*, 1998). Αντίθετα, σύγχρονες καταγραφές δείχνουν ότι οι πιο ψυχρές δεκαετίες του 19^{ου} αιώνα ήταν 0,6–0,7 °C και του 17^{ου} (Little Ice Age) ήταν 0,5 °C χαμηλότερα από αυτές του 20^{ου} αιώνα. Όλες οι αναπαραστάσεις παρουσιάζουν την περίοδο του μεσαίωνα ως θερμή, τους 17^ο, 18^ο και 19^ο αιώνες ως ψυχρούς, ενώ ο 20^{ος} έως και σήμερα παρουσιάζουν μεγάλους ρυθμούς θέρμανσης.

Οι εκτιμήσεις όσον αφορά τους ρυθμούς θέρμανσης για την περίοδο της μετάβασης **από την παγετώδη (18–21.000 χρόνια πριν) στην έναρξη της θερμής** περιόδου του Ολοκαίνου (**11.500 χρόνια πριν**) είναι **1 °C/100** χρόνια σύμφωνα με δεδομένα από τρηματοφόρα βαθιών νερών του Βόρειου Ατλαντικού (Austin & Kroon, 1996), **0,6–0,8 °C/100** χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κόκκων γύρης από τη Γαλλία (Guiot, 1987) και **1,7–2 °C /100** χρόνια σύμφωνα με αναλύσεις κολεόπτρων από την Βρετανία και Γαλλία (Atkinson *et al.*, 1987; Ponel & Coope, 1990). Ακόμη μεγαλύτεροι ρυθμοί αύξησης θερμοκρασίας έχουν εκτιμηθεί για αυτήν την περίοδο από το παγετικό κάλυμμα της Γροιλανδίας αφού προκύπτουν 5–10 °C αύξησης θερμοκρασίας σε λιγότερο από 1500 χρόνια (Severinghaus *et al.*, 1998) με κάποιες εκτιμήσεις να φτάνουν τους **5–10 °C/100** χρόνια (Alley, 2000).

Ο ρυθμός αύξησης θερμοκρασίας κατά το **Μέσο Ολόκαινο** (6 ka) εκτιμάται ότι για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη δεν ξεπερνούσε τους **0,4 °C/100** χρόνια.

Χρονική περίοδος	ΔΤ (°C)	Ρυθμός ΔΤ (°C/y)	Προέλευση
100 y BP	+ 0.7		IPCC 2007
500 y BP	+1		Pollack and Smerdon, 2004
18 ka –11 ka		+ 1/100y	Τρηματοφόρα Β. Ατλαντικού
18 ka –11 ka		+ 0.6–0.8/100y	Γύρη Γαλλία
18 ka –11 ka		+ 1.7–2/100y	Κολεόπτρα Βρετανίας
6ka		+ 0.4/100y	
800–1200 AD (Μεσαίωνας)	+1		Πάγοι Γροιλανδίας
Ψυχρές περιόδου του 19ου	- 0.6–0.7		Dahl-Jensen et al., 1998
Ψυχρές περιόδου του 17ου (Little Ice Age)	- 0.5		“
1980-1999 – 2090-2099	+ 1.8–4.0		IPCC 2007 (Meehl and Stocker, 2007) climate projections

Πίνακας 1. Παγκόσμιοι ρυθμοί θέρμανσης και μεταβολή θερμοκρασίας από την τελευταία παγετική περίοδο μέχρι σήμερα (ka: χιλιάδες χρόνια πριν από σήμερα, BP: πριν από σήμερα) συνοδευόμενοι με την πηγή προέλευσης των θερμοκρασιακών δεδομένων.

Ας σημειωθεί ότι οι εκτιμήσεις όσον αφορά την τάση αύξησης θερμοκρασίας αναφέρουν 1,8–4,0 °C για τα επόμενα 80-90 χρόνια. (Meehl and Stocker, 2007 IPCC).

Οι υψηλές θερμοκρασίες, η υποχώρηση των παγετώνων και η αύξηση της στάθμης της θάλασσας σε τιμές μεγαλύτερες από τις σημερινές κατά την διάρκεια του Μέσου Ολοκαίνου ερμηνεύονται με τις **υψηλές τιμές** προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (insolation) εκείνης της περιόδου. Τα σημερινά όμως επίπεδα της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας είναι χαμηλά και επομένως οι τιμές θερμοκρασίας και ο όγκος των παγετώνων θα αναμένονταν σε χαμηλότερες τιμές από αυτές που παρατηρούνται. Επιπλέον, ο ρυθμός αύξησης θερμοκρασίας 0.6–0.8 και 1°C/100 χρόνια που αναφέρθηκε παραπάνω αφορά την μετάβαση από μια παγετώδη σε μια μεσοπαγετώδη περίοδο κατά την οποία αναμένεται αυξημένος ρυθμός θέρμανσης, ενώ η σημερινή αύξηση των 0.7 °C/100 χρόνια αφορά τα τελευταία στάδια (πιθανότατα) της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου.

1.3.1 Ο ρόλος του CO₂

Η αύξηση της θερμοκρασίας των τελευταίων 150 χρόνων αποδίδεται κατά κόρον στην ανθρωπογενή ή φυσική αύξηση των αερίων θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας, στην μεταβλητότητα της ηλιακής ακτινοβολίας και στην εσωτερική μεταβλητότητα του συστήματος ωκεανός-ατμόσφαιρα. Η πρόσφατη έκθεση του Geological Society of London (2010 November) χαρακτηριστικά αναφέρει ότι το γεωλογικό αρχείο προσφέρει αποδείξεις οι οποίες συμφωνούν με νόμους της φυσικής που δείχνουν ότι προσθέτοντας μεγάλες ποσότητες CO₂ στην ατμόσφαιρα προκαλείται αύξηση της θερμοκρασίας (σύμφωνα με τον μηχανισμό του φαινομένου του θερμοκηπίου) η οποία με τη σειρά της συμβάλει στην αύξηση της στάθμης της θάλασσας, σε τροποποιημένα πρότυπα βροχόπτωσης (Alverson *et al.*, 2003), σε αύξηση της οξύτητας των ωκεανών (Barker and Elderfield, 2002; Caldeira and Wickett, 2003) και σε μειωμένα επίπεδα οξυγόνου στο θαλασσινό νερό (Keeling *et al.*, 2010).

Οι διακυμάνσεις της συγκέντρωσης του CO₂ στην ατμόσφαιρα είναι γνωστές για τα τελευταία 800 χιλιάδες χρόνια μέσα από τις φυσαλίδες αέρα των πάγων της Ανταρκτικής. Οι μεταβολές της θερμοκρασίας και της συγκέντρωσης του CO₂ βαίνουν παράλληλα κατά τη διάρκεια των παγετωδών-μεσοπαγετωδών εναλλαγών του Τεταρτογενούς, με το εύρος της συγκέντρωσης του CO₂ να βρίσκεται μεταξύ των 180 και 280 ppm αντίστοιχα. Παρόλο αυτά, από το τέλος της προηγούμενης παγετώδους περιόδου η αύξηση του CO₂ παρουσιάζει μια καθυστέρηση μερικών αιώνων σε σχέση με την αύξηση της θερμοκρασίας το οποίο υποδηλώνει ότι η κλιματική αλλαγή σε αυτό το διάστημα δεν υποκινείται από το CO₂. Οι επιστήμονες θεωρούν ότι η σταθερή τάση μείωσης της θερμοκρασίας από το τέλος του Ηωκαίνου (34 εκατομμύρια χρόνια πριν) μέχρι και το Ολόκαινο πιθανόν να σχετίζεται με την μείωση του CO₂ από τιμές της τάξης των 1000 ppm σε τιμές των 180 ppm μέσα στο Τεταρτογενές. Η σημερινή τιμή του CO₂ βρίσκεται στα 390 ppm και έχει αυξηθεί κατά το 1/3 τα τελευταία 200 χρόνια και το μισό αυτής της αύξησης πραγματοποιήθηκε μέσα σε 30 χρόνια. Τέτοιους ρυθμούς αύξησης CO₂ μπορεί κανείς να συναντήσει 183 εκατομμύρια πριν (Κάτω Ιουρασικό) και επίσης 55 εκατομμύρια (Παλαιόκαινο-Ηώκαινο) πριν. Παρόμοια υψηλά επίπεδα CO₂ στο παρελθόν εκτιμάται ότι υπήρξαν την περίοδο του Πλειοκαίνου (5,2-2,6 εκατ. χρόνια πριν) με συγκεντρώσεις 330-400 ppm και με θερμοκρασίες 2-3°C (Seki *et al.*, 2010) υψηλότερα και θαλάσσια στάθμη 10-25 μέτρα υψηλότερα.

Στο γεωλογικό παρελθόν έχει καταγραφεί πληθώρα περιόδων παγκόσμιας θέρμανσης του κλίματος. Σε κάθε περίπτωση όμως η θέρμανση μπορεί να ερμηνευτεί ή να συσχετιστεί με ποικίλα γεωλογικά γεγονότα (π.χ. τροχιακοί παράμετροι της Γης, κατάρρευση των υδριτών μεθανίου, μεταβολή στην κυκλοφορία των ωκεάνιων ρευμάτων, ηφαιστειακή δραστηριότητα, μετακίνηση ηπείρων, μεταβολές στην ηλιακή δραστηριότητα). Η ανησυχία για την σημερινή θέρμανση, από το 1970 μέχρι σήμερα, οφείλεται στο ότι φαίνεται αδύνατος ο συσχετισμός και η αιτιολόγηση του φαινομένου με κάποια γεωλογικά γεγονότα σαν αυτά που αναφέρθηκαν παραπάνω. Για παράδειγμα, η θέρμανση που θα μπορούσε να προκύψει από μια εσωτερική μεταβλητότητα του

κλίματος, όπως αυτή του El Nino, θα προκαλούσε τοπικής κλίμακας και όχι παγκόσμιας κλίμακας θέρμανση (Hegerl *et al.*, 2007). Η πρόσφατη θέρμανση του κλίματος συμπίπτει με την ανθρωπογενούς προέλευσης απότομη αύξηση του CO₂ η οποία σύμφωνα με τα γεωλογικά δεδομένα και την θεωρία της φυσικής αναμένεται να συμβάλλει στην αύξηση της θερμοκρασίας (Solomon *et al.*, 2007) του πλανήτη. Έχει υπολογιστεί ότι ο διπλασιασμός της συγκέντρωσης του CO₂ ισοδυναμεί με αύξηση θερμοκρασίας της τάξης των 2 έως 4°C.

2. Παλαιοκλιματικές αλλαγές στην Μεσόγειο και στην Ελλάδα

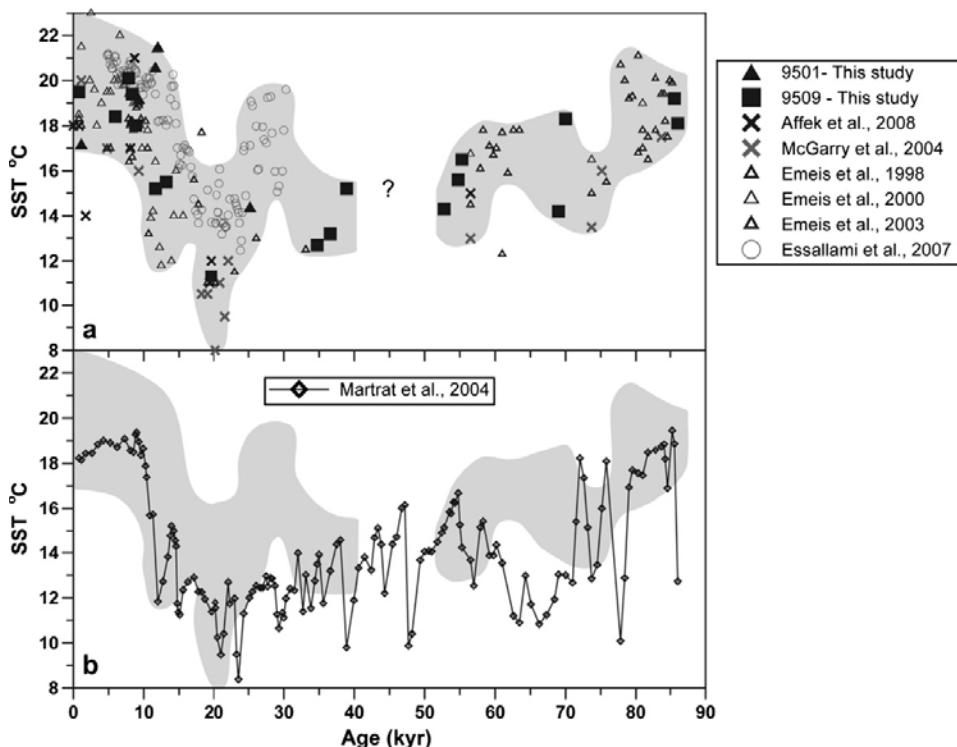
2.1 Κλιματικό Καθεστώς

Το κλίμα της Μεσογείου επηρεάζεται από το υποτροπικό υψηλό της ξηρής ζώνης των ερήμων της Βόρειας Αφρικής, από τους δυτικούς ανέμους της κεντρικής και βόρειας Ευρώπης, από τους αφρικο-ασιατικούς μουςώνες (Lionello & Galati, 2008), το υψηλό σύστημα πιέσεων της Σιβηρίας, και την ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation/NAO) και του νότιου ωκεανού South Oscillation (SO). Το NAO εκτός από την ατμοσφαιρική κυκλοφορία της Μεσογείου επηρεάζει και τις ποτάμιες εισροές ύδατος και γενικά την θερμόαλη κυκλοφορία της (π.χ. Tsimplis *et al.*, 2006). Συγκεκριμένα, το σχήμα που καταγράφεται τουλάχιστον για τα τελευταία 500 χρόνια (Luterbacher *et al.*, 2006) είναι ότι αρνητικός δείκτης NAO συσχετίζεται με υγρές (χαμηλής-πίεσης ανωμαλίες) και συνήθως ψυχρές συνθήκες στην Μεσόγειο, ενώ θετικός δείκτης NAO συσχετίζεται με έντονους δυτικούς ανέμους στα υψηλά-μέσα γεωγραφικά πλάτη και ξηρές (αντικυκλωνικές) και συνήθως θερμές συνθήκες στην Μεσόγειο. Οι Αφρικανικοί και Ασιατικοί μουςώνες συμβάλλουν μέσω έντονων βροχοπτώσεων στην εισροή γλυκού νερού κυρίως στην Ανατολική Μεσόγειο μέσω του Νείλου και άλλων ποτάμιων συστημάτων, ενώ στην μεταβλητότητα των κατακρημνίσεων συμβάλλει και ο ENSO (El Niño Southern Oscillation) (Alpert *et al.*, 2005). Επομένως, κατά την προσπάθεια ανασύστασης του παλαιοκλίματος της Μεσογείου και ερμηνείας των μεταβολών του, είναι σύνηθες οι παλαιοκλιματικές μεταβολές να συσχετίζονται με την διακύμανση της έντασης της μουσωνικής δραστηριότητας, την κυκλικότητα των τροχιακών παραμέτρων της γης, την ηλιακή κυκλικότητα καθώς και την ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού.

Οι κύριοι φυσικογεωγραφικοί παράγοντες που καθορίζουν την διαμόρφωση των κλιματικών συνθηκών της Μεσογείου είναι η ατμοσφαιρική κυκλοφορία, το γεωγραφικό πλάτος, το υψόμετρο/ανάγλυφο, οι θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων του Ατλαντικού και της Μεσογείου, οι αλληλεπιδράσεις θάλασσας-ξηράς (απόσταση από τη θάλασσα) και μικρότερης κλίμακας διεργασίες. Οι ωκεανοί ασκούν άμεση επίδραση στην ατμόσφαιρα εξαιτίας συνεχούς ανταλλαγής θερμότητας και υδρατμών και εξαιτίας του σημαντικού ρόλου που διαδραματίζουν στην χημική ισορροπία του ατμοσφαιρικού συστήματος. Η θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (SST) αποτελεί από τις σημαντικότερες παραμέτρους του κλιματικού συστήματος καθώς η αλλαγή της

αλληλεπίδρασής της με την ατμόσφαιρα επηρεάζει την διαμόρφωση προτύπων κατακρήμνισης και κατ'επέκταση ξηρασιών, καταιγίδων, και άλλων ακραίων καιρικών φαινομένων.

Τόσο τα γεωλογικά δεδομένα θαλάσσιων αρχείων (από παλιοθερμοκρασιακούς βιοδείκτες π.χ. τρηματοφόρων, κοκκολιθοφόρων, αλκενονών κ.τ.λ.) χιλιάδων και εκατοντάδων χρόνων πριν όσο και οι αναπαραστάσεις ατμοσφαιρικών παραμέτρων θερμοκρασίας, κατακρήμνισης και ατμοσφαιρικής πίεσης των τελευταίων 500 χρόνων δείχνουν ότι η Μεσόγειος χωρίζεται κλιματικά σε υποπεριοχές με πιο ξεκάθαρη αυτήν της Ανατολικής Μεσογείου από την Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο (Luterbacher and Xorlaki, 2003). Έτσι, η θερμοκρασία της Ανατολικής Μεσογείου φαίνεται να συσχετίζεται αρνητικά με τον NAO ενώ η Δυτική και Κεντρική Μεσόγειος εμφανίζουν ασήμαντο συσχετισμό.



Εικ. 4 Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από αλκενόνες α) στην ανατολική και β) δυτική Μεσόγειο. Almogi-Labin *et al.* (2009).

Η συνδυαστική ανάλυση δεδομένων από απολιθωμένα κορράλια της βορειοδυτικής Ερυθράς θάλασσας και προσομοιώσεις με μοντέλα ατμόσφαιρας-ωκεανού (ECHO-G) έδειξαν επίδραση του NAO ενδοετήσια αλλά και συνολικά στις μέσες τιμές κλίματος κατά το Ανώτερο Ολόκαινο (2.9 ka) και στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο (122 ka) στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και Μέσης Ανατολής (Felis *et al.*, 2004).

Αυτές οι διαφοροποιήσεις πιστοποιούνται και στο γεωλογικό παρελθόν όπου οι θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων τα τελευταία 300 χιλιάδες χρόνια κυμαίνονται μεταξύ 9 και 21°C για την δυτική και μεταξύ 17 και 25 °C για την ανατολική Μεσόγειο σύμφωνα με τον Emeis *et al.* (2003). Στην **Εικ. 4** Φαίνονται παρόμοιες αναλογίες για τα τελευταία 90 χιλιάδες χρόνια (Almogi-Labin *et al.* (2009).

2.2 Παλαιοκλιματικές μεταβολές των τελευταίων 21.000 χρόνων στην Ανατολική Μεσόγειο.

2.2.1 Εισαγωγή

Οι σημερινές κλιματικές συνθήκες στο Αιγαίο κατά τη διάρκεια του χειμώνα επηρεάζονται από βόρειους και ξηρούς πολικούς/ηπειρωτικούς ανέμους οι οποίοι διοχετεύονται μέσα από τις κοιλάδες των ποταμών του Αξιού, Στρυμόνα και Έβρου συμβάλλοντας έτσι σε θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων 12–14°C στο βόρειο Αιγαίο και 16°C στο νότιο (Theocharis & Georgopoulos, 1993; Poulos *et al.* 1997). Το θερμοκρασιακό εύρος των επιφανειακών υδάτων στην Μεσόγειο είναι 3.6°C (από 16.6 έως 20.2°C) για την άνοιξη και από 13.9°C έως 17.3°C για το χειμώνα (Brasseur *et al.*, 1996). Η θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της δυτικής και ανατολικής Μεσογείου είναι της τάξης των 2–3 °C (Emeis *et al.*, 2000).

Μια σειρά από παλαιοωκεανογραφικά αρχεία από την περιοχή του Αιγαίου υποδηλώνουν ότι κατά την διάρκεια του Ολοκαίνου μικρής διάρκειας ψυχρά επεισόδια (σύγχρονα των D-O stadials, άρα της κλιματικής μεταβλητότητας του B. Ατλαντικού, την οποία οι Rohling *et al.* (2009) συσχετίζουν με την ηλιακή μεταβλητότητα), συνδέονται με την αύξηση της έντασης των βορείων ανέμων, μιας δραστηριότητας που επισκιάζει την ούτως ή άλλως υπάρχουσα τροπική/υποτροπική επίδραση στην τοπική υδρογραφία και τα οικοσυστήματα (Rohling *et al.*, 2002b; Casford *et al.*, 2003; Gogou *et al.*, 2007; Marino, 2008). Αυτά τα ευρήματα υποδηλώνουν ότι το κλίμα στην περιοχή της ΒΑ Μεσογείου ήταν περισσότερο ασταθές από ότι γενικά θεωρείται, κατά την διάρκεια του τελευταίου κλιματικού κύκλου.

2.2.2 Χρονικό θερμοκρασιακών μεταβολών

2.2.2.α Περίοδος των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων

Μετά το τέλος της κορύφωσης της τελευταίας παγετικής περιόδου (**21 ka**, LGM), και μέχρι τα 13 ka οι θερμοκρασίες επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) στην Μεσόγειο είχαν μέσες τιμές **11–15°C** (Emeis *et al.*, 2000), και η συνολική θερμοκρασιακή μεταβολή κατά τη μετάβαση στο Ολόκαινο (11.5 ka) εκτιμάται στους **10 °C** (Emeis *et*

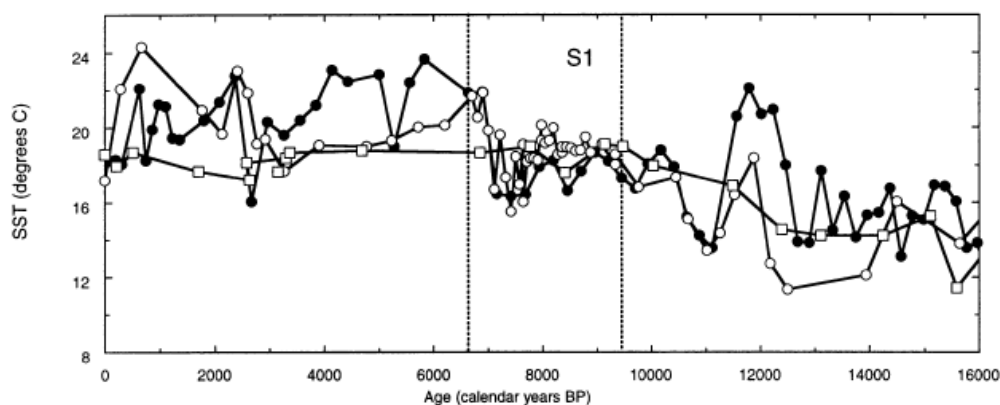
al., 2003) (**Εικ. 6**). Ιδιαίτερης σημασίας, στο διάστημα αυτό, αποτελεί ένα μικρό επεισόδιο σχετικά υψηλής θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων, π.χ. **22.9°C** στο βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007) που σημειώνεται μεταξύ των **15 και 13 ka** και αντιστοιχεί στο συμβάν **Bolling-Allerød** (Bar-Matthews *et al.*, 1997; Geraga *et al.*, 2000; Sbaffi *et al.*, 2001). Ακολούθως, σημαντικά αιφνίδια κλιματικά γεγονότα ψύχρανσης γνωστά ως **Older** και **Younger Dryas** σημειώνονται κατά το διάστημα μεταξύ **14.7 και 11.7** χιλιάδων ετών, π.χ. καταγράφοντας χαμηλές SST, **13-14°C** στα 14 ka στην Ιόνια λεκάνη (Emeis *et al.*, 2000) και **14.5 °C** στο βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007), και σε όλη την Μεσόγειο (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986; Rossignol-Strick, 1995; Geraga *et al.*, 2000; Sbaffi *et al.*, 2001; Ascoli *et al.*, 2001; Aksu *et al.*, 1995; Bar-Matthews *et al.*, 1997; Zachariasse *et al.*, 1997; De Rijk *et al.*, 1999).

Η έναρξη του Ολοκαίνου στα 11–11.5 ka ακολουθήθηκε από μια ενίσχυση της έντασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στον εποχικό κύκλο του Βορείου ημισφαιρίου προκαλώντας μία μετατόπιση των μουσώνων προς βορειότερες περιοχές (Jolly *et al.*, 1998). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την περιοδική κορύφωση του Αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο, με αύξηση των κατακρημνισμάτων πάνω από την Ισημερινή Αφρική και πιθανή αύξηση της εκροής του ποταμού Νείλου (Rossignol-Strick, 1985; Rohling *et al.*, 2002). Παράλληλα, αύξηση των κατακρημνισμάτων ενδέχεται να δημιουργήθηκε και στο βόρειο τμήμα της Μεσογείου, ως συνέπεια αυξημένης δραστηριότητας των ατμοσφαιρικών πιέσεων πάνω από την περιοχή (Duplessy *et al.*, 2005). Το προκαλούμενο αυξημένο απόθεμα γλυκού ύδατος στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου δημιούργησε μεταβολές στην θαλάσσια κυκλοφορία με αποτέλεσμα μια έντονη στασιμότητα των βαθιών υδάτων η οποία σε συνδυασμό με την αυξημένη παραγωγικότητα και εναπόθεση οργανικού υλικού στους πυθμένες οδήγησε στην απόθεση του πλέον πρόσφατου σαπροπηλού S1 (Rohling & Hilgen, 1991; Rohling, 1994). Στην περιοχή του Αιγαίου η έναρξη της απόθεσης αυτού του σαπροπηλικού στρώματος καταγράφεται περίπου στα **9.6–10 ka** (Perissoratis & Piper, 1992; Aksu *et al.*, 1995; Zachariasse *et al.*, 1997; De Rijk *et al.*, 1999, De Lange *et al.*, 2008) και διαρκεί μέχρι και τα 6.5 ka περίπου με ένα διάστημα διακοπής μεταξύ των 7.3 και 7.9 ka (π.χ. **Εικ. 8**).

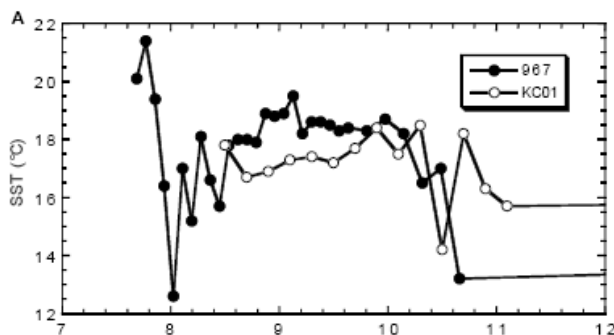
Κατά το χρονικό διάστημα που προηγείται της απόθεσης του σαπροπηλού S1 λαμβάνουν χώρα χαμηλές SST και συγκεκριμένα στα 11 ka καταγράφεται θερμοκρασία **13-14°C** στην Ιόνια λεκάνη (Emeis *et al.*, 2000), στα 10.8 και 9.7 ka θερμοκρασία **17°C** στο ΝΑ Αιγαίο (Triantaphyllou *et al.*, 2009) και στα 10.5 ka περίπου **16°C** στο βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007) (**Εικ. 8**). Οι θερμοκρασίες κατά την απόθεση του σαπροπηλού S1 (9.5–6.6 ka) ανέρχονται στους **16–19°C** σύμφωνα με τρεις θέσεις της Μεσογείου (Δυτική, Κεντρική και Ανατολική) (Emeis *et al.*, 2000) (**Εικ. 6, 7**) και **17.5°C** με **22.9°C** στο βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007) (**Εικ. 7**). Η διακοπή της απόθεσης του σαπροπηλού S1 σηματοδοτείται με το παγκόσμιο ψυχρό γεγονός των **8.2 ka** το οποίο καταγράφεται με σημαντική πτώση της θερμοκρασίας των θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων (Geraga *et al.*, 2008) στην Ανατολική Μεσόγειο (de Rijk *et al.*, 1999; Geraga *et al.*, 2000, 2005) και την εγκαθύδριση ξηρών συνθηκών σύμφωνα με δεδομένα από τη

θάλασσα του Αιγαίου (π.χ. Rohling *et al.*, 2002; Triantaphyllou *et al.*, 2009a,b). Το ψυχρό και ξηρό αυτό γεγονός αποτυπώνεται και σε αρχαιολογικές θέσεις όπως για παράδειγμα στην περιοχή της Κρήτης, όπου ενώ Νεολιθικά κεραμικά στην Κνωσό δηλώνουν εποικισμό της περιοχής κατά τα 9.8–8 ky BP, για το χρονικό διάστημα μεταξύ 9 και 7.5 ky BP υπάρχουν ενδείξεις ότι ο οικισμός είχε μερικώς εγκαταληφθεί (Efstratiou *et al.*, 2004). Επιπλέον, απώλεια ανθρώπινων αποθέσεων για αυτό το χρονικό διάστημα έχει παρατηρηθεί και σε μια σειρά άλλων θέσεων όπως στην σπηλιά του Κύκλωπα στις Σποράδες, στην σπηλιά της Θεοπέτρας, στα κεραμικά ευρήματα στο Σιδάρι Κέρκυρας (Berger & Guilaine, 2009) και σε άλλες θέσεις της Μεσογείου.

Μετά την απόθεση του S1 (νεότερα των 6.6 ka) η θερμοκρασία των υδάτων αυξήθηκε και διακυμάνθηκε γύρω από τους **20 °C** στις λεκάνες της Ιόνιας και Λεβαντίνης με μέγιστη τους **24°C** (Emeis *et al.*, 2000) στα 6 ka και μέση τιμή τους **19°C** στο βορείο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007), όμοια με την σημερινή ετήσια θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (Worley *et al.*, 2005) στην ίδια θέση. Κατά το Μέσο Ολόκαινο (4.9 ka) σημειώνεται η ανώτατη θερμοκρασία SST για το ΝΑ Αιγαίο στους **25°C** (Triantaphyllou *et al.*, 2009).



Εικ. 6 Εκτιμήσεις θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων από αλκενόνες. Η γραμμή με τετράγωνο σύμβολο αντιπροσωπεύει τον πυρήνα KS80 (Alboran Sea), με μαύρο κύκλο τον πυρήνα RL11 (Ionian Sea), με άσπρο κύκλο τον πυρήνα 967 (Levantine Sea) (Emeis *et al.*, 2000).



Εικ. 7 Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από αλκενόνες στους πυρήνες ODP 967 στην θάλασσα της Λεβαντίνης και KC01 στην Ιόνια λεκάνη. Ο οριζόντιος άξονας αναφέρεται σε χιλιάδες χρόνια πριν. Emeis *et al.*, 1998.

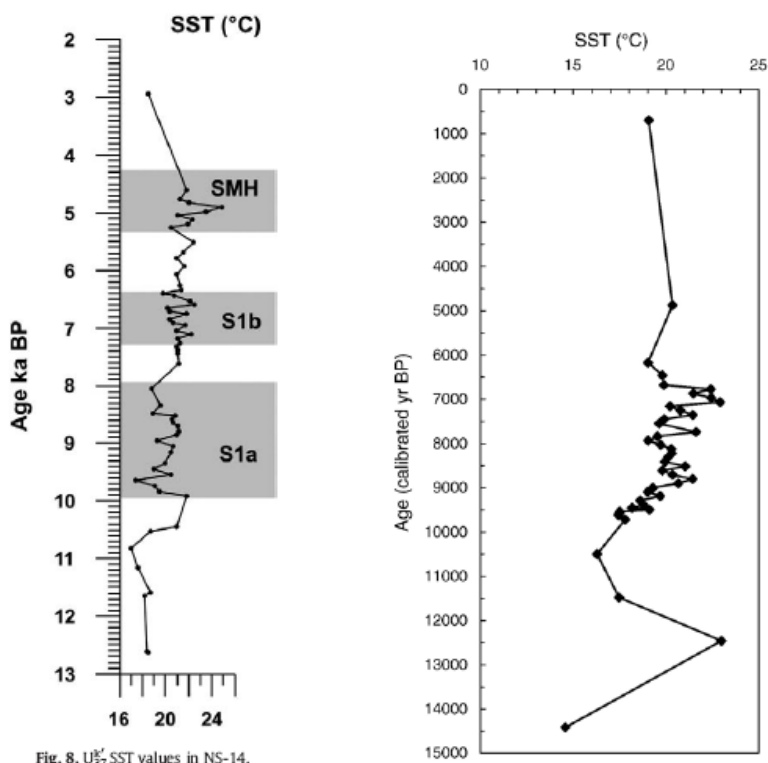


Fig. 8. U_{37}^* SST values in NS-14.

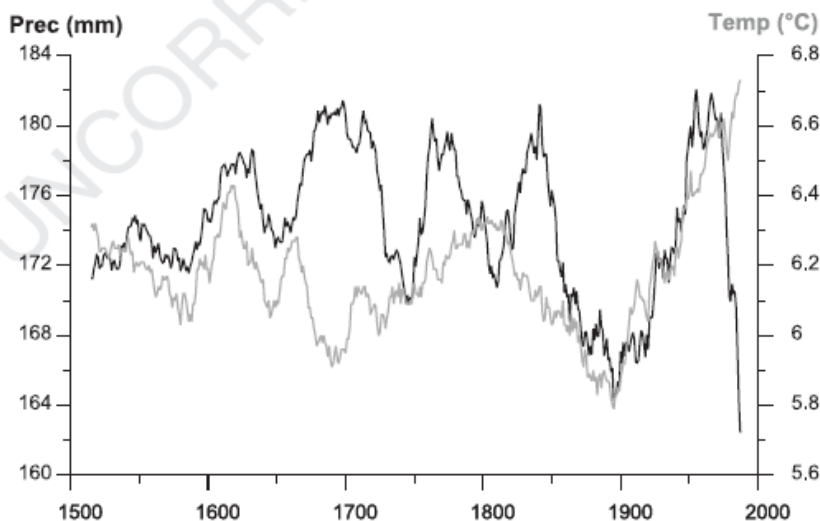
Εικ. 8 (Αριστερά) Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων (SST) προερχόμενες από αλκενόνες στον πυρήνα NS-14, νότια της Νισύρου (Triantaphyllou *et al.*, 2009). (Δεξιά) Θερμοκρασίες επιφανειακών υδάτων από τον πυρήνα MNB3 στο βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007).

2.2.2.β Περίοδος της τελευταίας χιλιετίας.

Κατά την διάρκεια της τελευταίας χιλιετίας καταγράφονται κάποιες χαρακτηριστικές κλιματικές περιόδους στην Μεσόγειο οι οποίες είναι η θερμή περίοδος του Μεσαίωνα (Medieval Warm Period) γύρω από το 1000 AD, η ψυχρή του Little Ice Age περίπου από

το 1500 έως το 1850 AD (**Εικ. 5**), όπως και τα μικρής διάρκειας ψυχρά γεγονότα Late Maunder Minimum (LMM, ca. 1700 AD) και Spörer (SM ca. 1450 AD) τα οποία πιθανότατα, αν και με έντονο σκεπτικισμό (Jansen *et al.*, 2007 κτλ), σχετίζονται με ελάχιστα της ηλιακής δραστηριότητας, και συγκεκριμένα το LMM επιπλέον συσχετίζεται με ηφαιστειακή δραστηριότητα και εσωτερικές διακυμάνσεις και συνδέσεις με τον Βόρειο Ατλαντικό (Luterbacher *et al.*, 2001; Luterbacher and Xoplaki 2003).

Στην (Βόρεια) Ελλάδα υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασίας από έγγραφες καταθέσεις (ιστορικές και μοναστηριακές) αναφορικά με την ύπαρξη ακραίων χειμώνων για το διάστημα 1200–1900 (Repapis *et al.*, 1989) από όπου προέκυψε ότι οι ψυχρότερες περίοδοι έλαβαν χώρα στο πρώτο μισό του 15^{ου} αιώνα (συμπίπτει με το 600 BP ψυχρό παγκόσμιο συμβάν Mayewski *et al.*, 2004), το δεύτερο μισό του 17^{ου} αιώνα και μέσα στον 19^ο αιώνα. Για το διάστημα 1675–1830 (Little Ice Age) υπάρχουν καταγραφές από Ελλάδα και Κύπρο σε μηνιαία μη συνεχόμενη βάση για θερμοκρασία, κατακρήμνιση, ξηρασία και πλημμύρα (Xoplaki *et al.*, 2001). Συγκεκριμένα, το πιο υγρό κλίμα κατά το Little Ice Age έλαβε χώρα μεταξύ του 1650–1710 και 1750–1820 (**Εικ. 5**). Η θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων για την (SST) περίοδο του Little Ice Age από ανάλυση δΟ¹⁸ σε ασβεστολιθικά συμφύσματα vermetids (θερμόφιλα γαστρόποδα) στην βορειοδυτική Σικελία (Silenzi *et al.*, 2004) εκτιμήθηκε $1.99 \pm 0.37^{\circ}\text{C}$ χαμηλότερα από την σημερινή. Η αναπαράσταση της SST δείχνει ότι στις αρχές μέχρι τα μέσα του 1500 οι θερμοκρασίες ήταν ψηλότερες από τις σημερινές.



Εικ. 5 Αναπαράσταση των χαμηλής συχνότητας διακυμάνσεων της θερμοκρασίας και κατακρήμνισης για τον χειμώνα. Μέσες τιμές (ανά 31 χρόνια) θερμοκρασίας χειμώνα (γκρι καμπύλη) και κατακρημνίσεων (μαύρη γραμμή) στη Μεσόγειο για την περίοδο 1500–2002 (Luterbacher *et al.*, 2006).

Καταγραφές για την θερμή Μεσαιωνική περίοδο και την αρχή του Little Ice Age για την Ανατολική Μεσόγειο έχουν συλλεχθεί από τον Telelis (2000, 2004). Για την χρονική περίοδο μεταξύ 1925 με 1995 έχουν εκτιμηθεί από σταθμούς στην περιοχή του Μαραθώνα θερμοκρασίες αέρα μεταξύ 10 και 27 °C (μέση τιμή 18 °C) και θερμοκρασίες επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων μεταξύ 10,3 και 26,7 °C (Pavlopoulos *et al.*, 2006). Το ερώτημα που προκύπτει είναι σε ποιο βαθμό τα κλιματικά πρότυπα του 20^{ου} αιώνα (calibration period of the statistical models) αντιπροσωπεύουν το συνολικό εύρος της κλιματικής μεταβλητότητας (π.χ. Luterbacher & Xoplaki, 2003).

Μεταξύ του 1500 και 1900 υπήρξε έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Μεσόγειο από τα ηφαίστεια της Ιταλίας όπως Αίτνα, Βεζούβιος, Βουλκάνο και Στρόμπολι τα οποία δημιούργησαν τις λεγόμενες ξηρές ομίχλες dry fogs. Το πιο έντονο ηφαιστειακό επεισόδιο το οποίο επηρέασε όλο το βόρειο ημισφαίριο έλαβε χώρα το 1783 στην Ισλανδία.

Τους τελευταίους αιώνες δεδομένα SST υψηλής ανάλυσης (ετήσια, εποχιακά) δεν είναι διαθέσιμα στην περιοχή της Μεσογείου εξαιτίας της έλλειψης κατάλληλων δεικτών, όπως για παράδειγμα τα κορράλια σε τροπικές-υποτροπικές θάλασσες. Τα υφαλογενή κορράλια (με ετήσιες ζωνώσεις) της Ερυθράς θάλασσας αποτελούν εξαίρεση. Νέοι δείκτες αναζητούνται από υφάλους βερμιτών vermetids (τελευταία 500-600 χρόνια, με ανάλυση 30-50 χρόνια), μη-τροπικά κορράλια (τελευταία 100-150 χρόνια, με ανάλυση εποχική έως εβδομαδιαία) και κορράλια βαθιάς θάλασσας (όμοια με τα μη-τροπικά). Ο στόχος είναι αυτά τα νέα αρχεία να συμπληρώσουν την πληροφορία προερχόμενη από τους βασικούς κλιματικούς δείκτες όπως για παράδειγμα των τρηματοφόρων, αλκενόνων, δινομαστιγωτών, ναννοαπολιθωμάτων όπως και ανάπτυξη σερπουλιτών σε βυθισμένα σπηλαιοαποθέματα (Antonioli *et al.*, 2001). Οι παραπάνω θαλάσσιοι δείκτες προσφέρουν ανάλυση χαμηλότερη των 100-200 χρόνων με εξαίρεση περιοχές υψηλού ρυθμού ιζηματογένεσης (> 80 cm/kyr) όπως για παράδειγμα στην λεκάνη της νότιας Λεβαντίνης όπου η σύσταση των σταθερών ισοτόπων τρηματοφόρων δείχνει ξεκάθαρα την θερμή περίοδο του Μεσσαίωνα και το LIA με ανάλυση 40-50 χρόνια για την τελευταία χιλιετία. (Schilman *et al.*, 2001). Οι Kuniholm & Striker (1987) έχουν προβεί σε μεγάλο αριθμό δεντροχρονολογήσεων κυρίως στην Ελλάδα και Τουρκία με σκοπό την χρονολόγηση αρχαιολογικών θέσεων. Οι διάφορες μελέτες από δεδομένα δακτυλίων δέντρων της Τουρκίας έδειξαν ότι η διάρκεια ξηρών χρόνων εκτείνεται σε ένα με δυο χρόνια και σπάνια σε περισσότερα από τρία. Τα ξηρότερα έτη, από συνδυασμό μελετών, φαίνεται να υπήρξαν τα 1693, 1735, 1819, 1868, 1878, 1887 και 1893 στην λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου (Akkemik & Aras, 2005).

Στον **πίνακα 4.** παρατίθεται το μεγαλύτερο τμήμα δημοσιευμένων εργασιών που παρουσιάζουν απόλυτες τιμές παλαιοθερμοκρασίας της Μεσογείου, κυρίως SST επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων βασιζόμενες σε αναλύσεις αλκενονών, για τα τελευταία 340 χιλιάδες χρόνια

Α. Θαλάσσιοι Πυρήνες με δεδομένα παλαιοθερμοκρασίας στην Μεσόγειο

Πυρήνας/θέση	Αναφορά	Τοποθεσία	Δείκτης παλαιοθερμοκρασίας	Ηλικιακό εύρος Χιλιάδες χρόνια πριν (Ka)
NS-14	Triantaphyllou et al., 2009	Nisyros (SE Aegean)	alkenones	(3) 4.5-12.7 Ka
MNB-3	Gogou et al., 2007	Skyros (N Aegean)	alkenones	(1,5) 6-10.5(14.5) Ka
ODP967D ODP964 KC01/01B	Emeis et al., 1998	Levantine, Ionian Basins	alkenones	7.69 Ka-3 ma
KS8230,967, RL11	Emeis et al., 2000	Alboran, Ionian, Levantine basins	Alkenones, planktonic O isotopes	16 Ka
M40/87, RL11, 964, M40/71, 969, M40/67, 967	Emeis et al., 2003	Alboran, Ionian, S. Aegean, Levantine basins	alkenones	340 Ka
BS7933, BS7938, MD95 2043, M39008	Cacho et al 2001	Tyrrhenian, Alboran sea, Gulf of Cadiz	alkenones	25Ka
9509, 9501	Almogi-Labin et al 2009	S and N Levantine basin	alkenones	0.240-86 Ka
	McGarry et al 2004	Israel Piquin cave	Speleothem, liquid inclusions	0-140 Ka
GeoB 7702-3	Castaneda et al., 2010	East Mediterrenan, North of Nile	Alkenones and TEX ₈₆	27 ka
BS79 38/33/22, MD 95-2043, GISP2, GRIP	Sbaffi et al., 2001	North of Sicily, Alboran Sea, Greenland	Forams, pteropods, dO18, alkenones	0-34 Ka

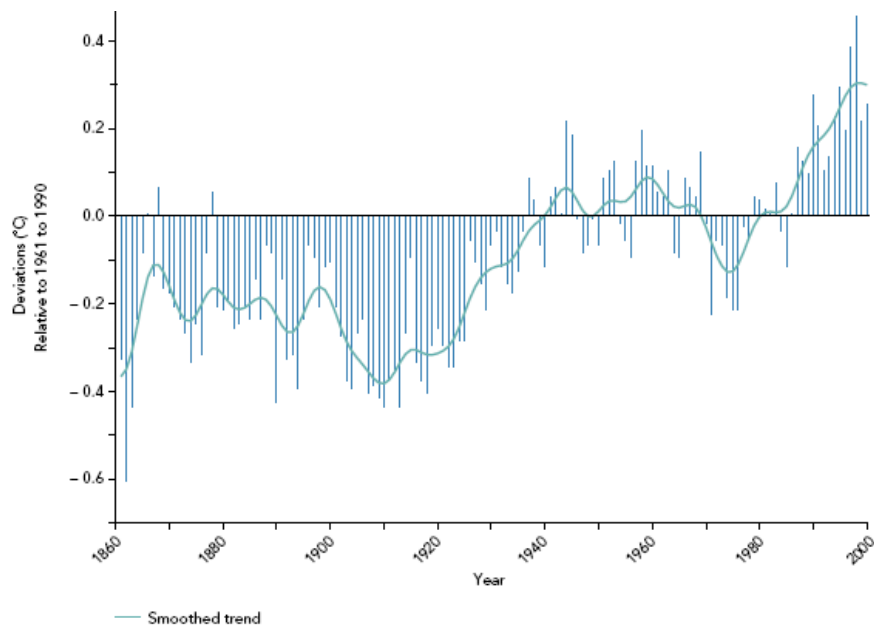
Πίνακας 4. Αναγραφή δημοσιευμένων εργασιών που αφορούν αναπαραστάσεις θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) μέσω της ανάλυσης του δείκτη U^{37} αλκενονών στην Μεσόγειο (κυρίως Ανατολική) κατά την διάρκεια του Τεταρτογενούς.

2.3 Απότομες μεταβολές θερμοκρασίας στην Ανατολική Μεσόγειο κατά το Ολοκαίνο.

Σε αυτό το υποκεφάλαιο απαριθμούνται, και συνοψίζονται στον **πίνακα 2**, οι απότομες μεταβολές της θερμοκρασίας των επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο του Ολοκαίνου. Στον πυρήνα της Ιόνιας λεκάνης RL11 (Emeis *et al.*, 2000) παρατηρείται μια απότομη θέρμανση των επιφανειακών υδάτων (δείκτη $U^k 37$ αλκενονών) **από τους 14 στους 22 °C σε λιγότερο από 1000 χρόνια** κατά την περίοδο του Alleröd (~ 13 ka) με ακόλουθη μείωση της θερμοκρασίας στα επόμενα 1000 χρόνια κατά το Younger Dryas (**Εικ. 6**). Αυτή η διακύμανση μπορεί να σχετίζεται με μια αλλαγή της δομής των θαλάσσιων υδάτινων μαζών με μεταφορά της δημιουργίας ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων κατά το Younger Dryas στην Ιόνια λεκάνη. Στον πυρήνα NS-14 του ΝΑ Αιγαίου (**Εικ.8**) παρατηρείται μια μείωση θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων (δείκτη $U^k 37$ αλκενονών) της τάξης των **1.6 °C μέσα σε 91 χρόνια (στα 9.8 ka)** και ακολούθως **αύξηση 3°C μέσα σε 92 χρόνια (9.7 ka)**. Αυτές οι μεγάλης έντασης και απότομες αλλαγές δεν παρατηρούνται σε όλο το Αιγαίο κάτι που φανερώνει την σημασία των τοπικών υδρολογικών και βαθυμετρικών συνθηκών κάθε περιοχής. Ακολούθως, κατά το ψυχρό και ξηρό **'8.2 ka event'** εκτιμάται από έμμεσες μεθόδους (ισότοπα οξυγόνου και συγκεντρώσεις τριηματοφόρων) **2 °C μείωση θερμοκρασίας μέσα σε περίπου 50 χρόνια** στον πυρήνα LC21 (Rohling *et al.*, 2007) στο νότιο Αιγαίο κάτι το οποίο συνδέεται με την επικράτηση σφοδρών πολικών βορειοδυτικών ανέμων. Σύμφωνα με τα δεδομένα του συγκεκριμένου πυρήνα η μείωση της θερμοκρασίας διατηρείται για περίπου 150–250 χρόνια ενώ μεσολαβούν αρκετοί αιώνες για να επέλθει σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας. Οι Rohling and Pälike (2005) σημείωσαν ότι σε πολλά δεδομένα από την Ασία, το 8.2 ka ψυχρό γεγονός ήταν μέρος μιας μεγάλης ανωμαλίας που διήρκεσε 400 με 600 χρόνια, ενώ στην Γροιλανδία καταγράφηκε ως ένα απότομο συμβάν διάρκειας 150 χρόνων.

Περίπου **2900-2800 χρόνια** πριν καταγράφεται στον πυρήνα της Ιονίου RL11 (Emeis *et al.*, 2000) απότομη μείωση των SST από **τους 20 στους 16°C** και ακολούθως θέρμανση των επιφανειακών υδάτων από **τους 16 στους 22°C σε λιγότερο από 500 χρόνια**. Πτώση θερμοκρασίας των SST (από 21–24 σε 18,5°C) καταγράφουν και οι αλκενόνες στον πυρήνα του νότιου Αιγαίου (Triantaphyllou *et al.*, 2009) την ίδια χρονική περίοδο.

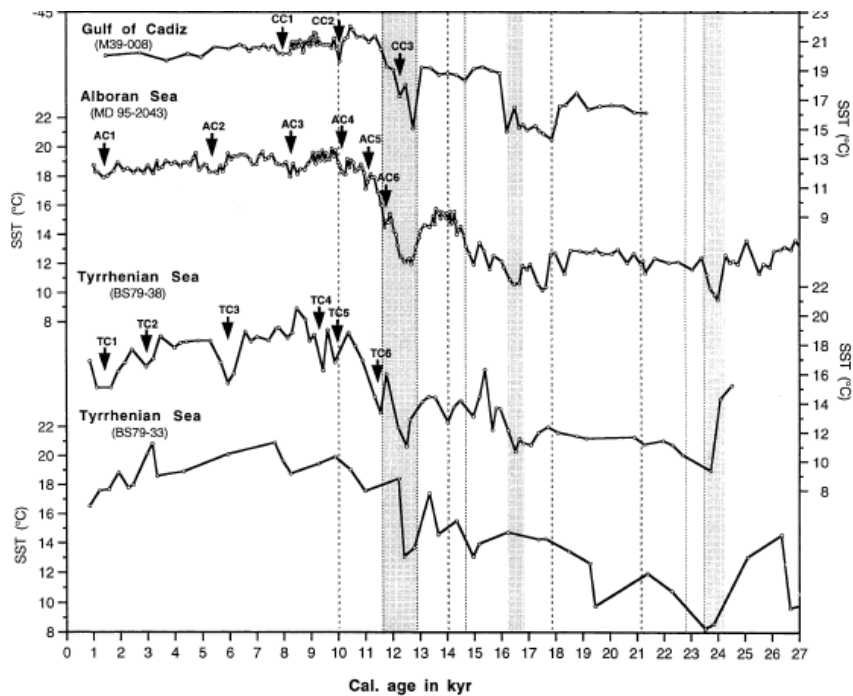
Επομένως, σύμφωνα με το διάγραμμα της **Εικ. 9** των ετήσιων αποκλίσεων από το επίπεδο αναφοράς της περιόδου 1961-1990 των μέσων τιμών SST του βόρειου ημισφαιρίου, η εξομαλυμένη καμπύλη τάσης των ετήσιων τιμών καταγράφει μια συνολική μεταβολή στην απόκλιση θερμοκρασίας της τάξης των 0,9 °C μέσα σε 90 χρόνια. Αυτός ο ρυθμός μεταβολής φαίνεται να μην ξεπερνάει τις εκτιμήσεις παλαιοθερμοκρασιακών μεταβολών SST (**πτώση 2-3°C σε 70 χρόνια**, πριν από **9.7 ka**, ή άνοδος **από 21 σε 23,4°C μέσα σε 72 χρόνια** πριν από **5 ka** Triantaphyllou *et al.*, 2009) προερχόμενες από την επεξεργασία αλκενονών στην περιοχή του Αιγαίου για συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.



Source: IPCC, 2001a.

Εικ. 9 Ετήσιες αποκλίσεις θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων απο την περίοδο αναφοράς 1961-1990 για το βόρειο ημισφαίριο.

Συνοπτικά (**Πίνακας 3**), οι κλιματικές μεταβολές μέσα στη περίοδο του Ολοκαίνου καταγράφονται με μεταβολές της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας της τάξεως των 2–6°C στην Ανατολική Μεσόγειο (Emeis *et al.*, 2000, 2003; Triantaphyllou *et al.*, 2009), έως 8°C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007), 4–12°C στην νότια Ανατολική Μεσόγειο βόρεια του Νείλου (Castañeda *et al.*, 2010), 4°C στη Δυτική Μεσόγειο (Cacho *et al.*, 2001) (**Εικ.10**) και περίπου 5°C (Sbaffi *et al.*, 2001) στο Τυρρήνιο.



Εικ. 10 Θερμοκρασίες θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων στη δυτική και κεντρική Μεσόγειο. Cacho *et al.*(2001).

Χρονική περίοδος	Ρυθμός μεταβολής SST (°C / y)	SST (°C)	Περιοχή
13 ka	+ 8 / 1000 y	από 14 σε 22	Ιόνιο (Emeis et al ., 2000)
9.8 ka	- 1.6 / 91 y		NA Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009)
9.7 ka	- 2–3 / 70 y		NA Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009)
9.7 ka	+ 3 / 92 y		NA Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009)
8.2 ka	- 2 / 50 y		Νότιο Αιγαίο (Rohling et al., 2007)
2.8 ka	+ 6 / ~250 y	από 16 σε 22	Ιόνιο (Emeis et al., 2000)
2.9 ka	- 4 / ~250 y	από 20 σε 16	Ιόνιο (Emeis et al., 2000)
2.9 ka		Από 21-24 σε 18.5	NA Αιγαίο (Triantaphyllou et al., 2009)
1500-1850 AD	- 2		Σικελία vermetids (Silenzi et al., 2004)
1860-2000 με επίπεδο αναφοράς 1961-1990	0.9 / 90 y		IPCC 2001

Πίνακας 2. Θερμοκρασία επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων (SST) και ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας για διάφορα χρονικά διαστήματα (χιλιάδες χρόνια πριν=ka) στην Ελλάδα.

Υπάρχουν ενδείξεις ότι η περιοδικότητα των μεταβολών αυτών ήταν 2300 χρόνια για το Αιγαίο (Rohling *et al.*, 2002) και περίπου 730 χρόνια για τη Δυτική Μεσόγειο (Cacho *et al.*, 2001).

Συνολική Μεταβολή SST στην Μεσόγειο κατά το Ολόκαινο (11.5 ka μέχρι σήμερα)

Μεταβολή SST	Περιοχή	Αναφορές
2–6 °C	Ανατολική Μεσόγειος	Emeis <i>et al.</i> , 2000, 2003; Triantaphyllou <i>et al.</i> , 2009
8 °C	Βόρειο Αιγαίο	Gogou <i>et al.</i> , 2007
4–12 °C	ΝΑ Μεσόγειος, βόρεια Νείλου	Castaneda <i>et al.</i> , 2010
4 °C	Δυτική Μεσόγειος	Cacho <i>et al.</i> , 2001
5 °C	Τυρρηνίο πέλαγος	Sbaffi <i>et al.</i> , 2001

Πίνακας 3. Συνολικές μεταβολές θερμοκρασίας επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων κατά το Ολόκαινο (τελευταία 11,5 χιλιάδες χρόνια, και πριν την βιομηχανική επανάσταση).

2.4 Μεταβολές βροχοπτώσεων κατά το Ολόκαινο στην Ανατολική Μεσόγειο.

Εκτιμήσεις των μεταβολών θερμοκρασίας και της ποσότητας βροχοπτώσεων κατά το Ολόκαινο έχουν προκύψει από την κατασκευή σταθερών ισοτόπων οξυγόνου $\delta^{18}\text{O}$ και άνθρακα $\delta^{13}\text{C}$ προερχόμενες από αναλύσεις ασβεστίτη των καρστικών σπηλαίων της Ανατολικής Μεσογείου. Το καρστικό σπήλαιο Soreq Cave στο κεντρικό Ισραήλ (40-50 m κάτω από την επιφάνεια στα 400 m υψόμετρο) συγκεντρώνει έντονο ενδιαφέρον από την επιστημονική κοινότητα με σημαντικές μελέτες όπως των Bar-Matthews *et al.*, (2003) και Bar-Matthews (2005). Η μελέτη αυτή έδειξε ότι υπάρχει ομοιότητα μεταξύ των θερμοκρασιών των επιφανειακών υδάτων (Emeis *et al.*, 2000, McGarry *et al.*, 2004) και του ατμοσφαιρικού αέρα ενώ μια εκτίμηση παλαιοβροχοπτώσεων τα τελευταία 10.000 χρόνια δείχνει τουλάχιστον 50 % περισσότερη βροχόπτωση στις αρχές του Ολοκαίνου από ότι σήμερα. Το ψυχρό γεγονός των 8,2 χιλιάδων χρόνων πριν ισοδυναμεί για τις περιοχές χαμηλών γεωγραφικών πλατών με περίοδο ξηρότητας σε μια πάραυτα υγρή περίοδο (African humid period 15–5 ka) (deMenocal *et al.*, 2000a, b). Μέγιστες τιμές επικρατούν μέχρι τα 7.000 χρόνια BP ενώ από τα 5 με 6 ka σηματοδοτείται το τέλος της υγρής περιόδου στην τροπική Αφρική (African humid period) (Gasse 2000, 2001) με καταγραφή σταδιακής μείωσης της κατακρήμνισης στην Ανατολική Μεσόγειο κατά τα 6.2 με 5.8 ka (Bar-Matthews *et al.*, 1997; 2003, Frisia *et al.*, 2006) και αύξηση ξηρότητας στο Αιγαίο (Rohling *et al.*, 2002). Ακολουθεί ένα διάστημα αυξημένων κατακρήμνισεων μεταξύ των 5 με 4 ka αποτυπωμένο σε έναν πιθανά νεότερο σαπροπηλό του S1, τον επονομαζόμενο SMH (sapropel mid Holocene) εντοπισμένο στο νότιο Αιγαίο (Triantaphyllou *et al.*, 2009).

Ακολουθώντας, μεταξύ 4.600 και 4.200 χρόνια BP παρατηρείται στην βόρεια Ιταλία (Drysdale *et al.*, 2006), στην Λεβαντίνη (Bar Matthews *et al.*, 1997; Enzel *et al.*, 2003), και στη βόρεια Ερυθρά θάλασσα (Arz *et al.*, 2006) σημαντική μείωση στην βροχόπτωση

από τα 600 στα 400 χιλιοστά η οποία διατηρείται σε χαμηλότερα επίπεδα από τα σημερινά για μεγάλο χρονικό διάστημα. Το ανώτερο Ολόκαινο (4.000-0 πριν από σήμερα) εμφανίζει μία γενική, ελαφρά τάση ψύχρανσης με προοδευτική ξήρανση (Cacho *et al.*, 2001; Sbaffi *et al.*, 2001; Marchal *et al.*, 2002; Rohling *et al.*, 2002). Αυτή η περίοδος ξηρότητας συμφωνεί με μια γενική προτεινόμενη τάση ξηρότητας στην Βόρεια Αφρική και Μέση Ανατολή, πιθανόν σχετιζόμενη με αλλαγές των παραμέτρων της τροχιάς της γης (deMenocal *et al.*, 2000).

3. Σύγκριση αναμενόμενης κλιματικής αλλαγής με παλαιοκλιματικά δεδομένα μεταβολών.

Συγκρίνοντας σχετικές και απόλυτες τιμές θερμοκρασίας των πρόσφατων δεκαετιών με αυτές του παρελθόντος συμπεραίνουμε ότι ψηλότερες τιμές στο παρελθόν έχουν παρατηρηθεί παγκόσμια: α) στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο, **120–125 χιλιάδες χρόνια πριν**, με **2 °C ψηλότερα**, β) μεταξύ **9 με 4 χιλιάδες χρόνια πριν** (Μέσο Ολόκαινο) με **1–3 °C ψηλότερα**, και γ) κατά την θερμή περίοδο του Μεσαίωνα (**800–1200 AD**) με **1°C ψηλότερα**.

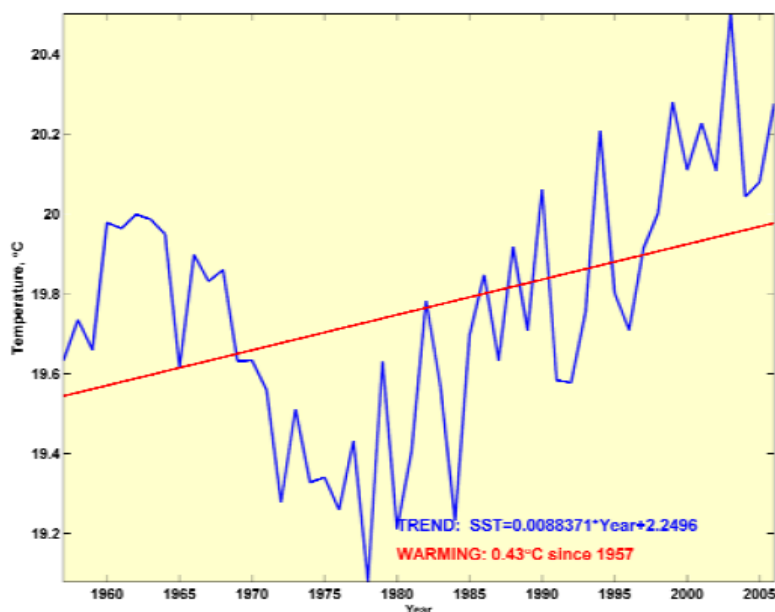
Αντίστοιχα, οι εκτιμήσεις παγκόσμιων ρυθμών θέρμανσης για την μετάβαση από την παγετώδη **18–21.000 χρόνια πριν** στην έναρξη της μεσοπαγετώδους περιόδου **11.500 χρόνια πριν** είναι **0.6 – 2°C/100y** ενώ για το **Μέσο Ολόκαινο** (6 ka) ο ρυθμός μειώνεται στους **0,4 °C/100y**.

Συγκρίνοντας σχετικές και απόλυτες μεταβολές των θερμοκρασιών επιφανειακών θαλάσσιων (SST) υδάτων της Μεσογείου **των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων με τις σημερινές**, και θεωρώντας ότι η σημερινή μέση τιμή SST της Μεσογείου είναι **20°C** (χειμερινή καταγραφή 16°C, καλοκαιρινή 28°C), συμπεραίνουμε ότι **έχουν καταγραφεί ψηλότερες θερμοκρασίες**, τουτέστιν **25 °C** στα 4.9 ka στο ΝΑ Αιγαίο, **24°C** στα 6 ka στην Ιόνια λεκάνη, **22.9°C** στα 13 ka στο βόρειο Αιγαίο, **22°C** στην Ιόνια λεκάνη στα **1000 AD** ενώ εκτιμάται ότι οι SST ήταν θερμότερες από τις σημερινές από τις αρχές μέχρι τα μέσα του **1500 AD**.

Αντίστοιχα, ενδεικτικοί ρυθμοί μεταβολής των SST της Μεσογείου κατά το Ολόκαινο είναι οι εξής: μείωση **1.6 °C** μέσα σε 91 χρόνια (στα **9.8 ka**) και ακολούθως **αύξηση 3°C** μέσα σε **92 χρόνια** (9.7 ka) στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, μείωση **2°C** μέσα σε **50 χρόνια** στο νότιο Αιγαίο στα **8.2 ka**, και αύξηση **2.4°C** (από 21 σε 23,4°C) μέσα σε **72 χρόνια** στα **5 ka** στο νοτιοανατολικό Αιγαίο.

Όπως σχολιάστηκε και στο υποκεφάλαιο 2.3 οι διαθέσιμες ετήσιες αποκλίσεις των μέσων τιμών SST (**Εικ.9**) από το επίπεδο αναφοράς της περιόδου 1961-1990 για το χρονικό διάστημα 1860 έως 2000 του βόρειου ημισφαιρίου, καταγράφουν μια συνολική μεταβολή στην απόκλιση θερμοκρασίας της τάξης των 0,9°C μέσα σε 90 χρόνια η οποία είναι μικρότερη από αυτές που έχουν παρατηρηθεί τα τελευταία 21 χιλιάδες χρόνια. Σε

μια νεότερη όμως καταγραφή (1957-2006) των μέσων ετήσιων SST της Μεσογείου προκύπτει μεγαλύτερη μεταβολή της θερμοκρασίας, δηλαδή 1.2°C μέσα σε 28 χρόνια (**Εικ.11**), η οποία είναι συμβατή με τον ρυθμό αύξησης 0.067°C/y βασισμένη σε δορυφορικά δεδομένα για την περίοδο 1990–2006 (Del Rio Vera *et al.*, 2006). Δυστυχώς η αναπόφευκτα χαμηλή χρονική ανάλυση των παλαιοκλιματικών αρχείων δεν επιτρέπει την επιθυμητή σύγκριση μεταξύ των ρυθμών μεταβολής των σημερινών με τις παλαιές SST. Υψηλής ανάλυσης ωκεάνια μοντέλα εκτιμούν αύξηση SST κατά 3°C μέχρι το 2100 (Somot *et al.*, 2006), ρυθμός ο οποίος έχει παρατηρηθεί στο γεωλογικό παρελθόν π.χ. πριν από 9.7 ka στο νοτιοανατολικό Αιγαίο.



Εικ. 11 Ετήσιες μέσες τιμές θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων (SST) για την Μεσόγειο το χρονικό διάστημα 1957–2006 βασισμένο στην κλιματολογία Hadley (Belkin 2009).

Συγκρίνοντας τον σημερινό ρυθμό θέρμανσης $0.7^{\circ}\text{C}/100\text{y}$ (IPCC 2007) με τους παγκόσμιους ρυθμούς θέρμανσης των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων συμπεραίνεται ότι έχει καταγραφεί στο γεωλογικό παρελθόν και μάλιστα με μεγαλύτερες τιμές. Οι περιπτώσεις όμως αυτές υψηλών ρυθμών θέρμανσης του παρελθόντος αντιστοιχούσαν σε περιόδους μετάβασης από μια παγετώδη προς μια μεσοπαγετώδη περίοδο κατά την οποία είναι αναμενόμενο να παρατηρούνται μεγαλύτεροι ρυθμοί θέρμανσης. Ο ρυθμός θέρμανσης κατά το Μέσο Ολόκαινο, όπου η ουσιαστικότερη κλιματική μετάβαση έχει ολοκληρωθεί και βρίσκεται σε μια πιο σταθερή κλιματική περίοδο, μειώνεται στους $0.4^{\circ}\text{C}/100\text{y}$. Οπότε η σύγκριση μεταξύ του μεσσαίου και τελευταίου τμήματος της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου δείχνει ότι ο σημερινός ρυθμός θέρμανσης υπερβαίνει αυτόν του Μέσου Ολοκαίνου. Από την άλλη, συγκρίνοντας τις απόλυτες τιμές θερμοκρασίας παρατηρείται ότι υπήρξαν μεγαλύτερες από τις σημερινές κατά $1\text{--}3^{\circ}\text{C}$ τόσο κατά το Μέσο Ολόκαινο όσο και κατά το ιστορικό

παρελθόν (800-1200 AD, Μεσαίωνας). Συμπερασματικά, προκύπτει ότι η αποκλίνουσα παράμετρος της σημερινής κλιματικής αλλαγής σε σχέση με το παρελθόν φαίνεται να είναι ο ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας λαμβάνοντας υπόψη την θέση που διανύουμε στον σημερινό κλιματικό κύκλο.

Ας σημειωθεί ότι οι εκτιμήσεις όσον αφορά την τάση αύξησης θερμοκρασίας αναφέρουν ένα εύρος **1,8–4,0°C για τα επόμενα 80-90 χρόνια** (Meehl and Stocker, 2007 IPCC), το οποίο υπερβαίνει τις μέσες τιμές ρυθμών θέρμανσης που καταγράφονται στα γεωλογικά αρχεία. Ο ανώτερος ρυθμός θέρμανσης που έχει εκτιμηθεί αγγίζει τις ακραίες τιμές των **5-10°C/100y** προερχόμενος όμως από μετρήσεις στους πάγους της Αρκτικής κατά την μεταβατική περίοδο από τα 18.000 στα 11.500 χρόνια πριν και επομένως έχει τοπικού χαρακτήρα βαρύτητα.

Η ανομοιογένεια και η μη συνεκτικότητα των παλαιοκλιματικών δεδομένων της Μεσογείου των τελευταίων 500 χρόνων, στηριζόμενα σε ενόργανες μετρήσεις των τελευταίων 150 χρόνων και σε έμμεσα δεδομένα μεταξύ των 300 και 500 χρόνων πριν, δεν μπορεί να οδηγήσει στην ασφαλή διαπίστωση ότι τα τελευταία 100 χρόνια χαρακτηρίζονται από συχνότερα ακραία κλιματικά φαινόμενα σε σχέση με αυτά των προηγούμενων 400 χρόνων.

Η παλαιοκλιματική ανασκόπηση των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων για την Μεσόγειο δείχνει ότι ενώ οι τάσεις (θέρμανση/ψύξη) των κλιματικών μεταβολών είναι συνήθως όμοιες για όλες τις περιοχές, δεν ισχύει το ίδιο για το εύρος των θερμοκρασιακών μεταβολών (**πίνακας 3**) ή τους ρυθμούς θερμοκρασιακής μεταβολής (**πίνακας 2**). Το ίδιο σχήμα πιστοποιείται και στις πρόσφατες ενόργανες μετρήσεις SST όπου κατά την περίοδο θέρμανσης από το 1975 έως το 1990 η αύξηση θερμοκρασίας ήταν 0.8°C, 0.6°C και σχεδόν μηδενική για την δυτική Μεσόγειο, την Ιόνια θάλασσα και την θάλασσα της Λεβαντίνης αντίστοιχα (Belkin 2009). Αυτή η παρατήρηση υποδεικνύει ότι η αναμενόμενη αύξηση θερμοκρασίας, ανάλογα με τα υιοθετούμενα σενάρια, θα εκφραστεί με διαφορετική ένταση και διάρκεια σε κάθε περιοχή της Μεσογείου διότι κάθε υπολεκάνη έχει διαφορετικά υδρολογικά χαρακτηριστικά και κλιματικούς παράγοντες από τους οποίους επηρεάζεται. Η Ανατολική Μεσόγειος παρουσιάζει μεγαλύτερο εποχικό θερμοκρασιακό εύρος των επιφανειακών θαλάσσιων υδάτων πιθανότατα εξαιτίας της σταθερά χαμηλότερης θερμοκρασίας των βαθιών υδάτων της σε σχέση με τις άλλες υπολεκάνες (Berman *et al.*, 2003), και παράλληλα επηρεάζεται περισσότερο από τους Ινδικούς μουσώνες σε αντίθεση για παράδειγμα με την Δυτική Μεσόγειο η οποία καθορίζεται περισσότερο από τις συνθήκες του Ατλαντικού.

Καταλήγωντας, συμπεραίνουμε ότι τα χαρακτηριστικά της σημερινής θέρμανσης παρουσιάζουν υψηλό ρυθμό αύξησης της θερμοκρασίας δεδομένης της φάσης του κλιματικού κύκλου τον οποίο διανύουμε, χωρίς όμως να βρίσκονται εκτός του παρατηρούμενου εύρους, σε σχέση με αντίστοιχα εύρη των τελευταίων 21 χιλιάδων χρόνων. Η επίδραση του CO₂ στην σημερινή θέρμανση φαίνεται να αποτελεί έναν σημαντικό παράγοντα καθώς αυτός ο μεγάλος ρυθμός θέρμανσης δεν μπορεί να

ερμηνευτεί ή να συσχετιστεί με συγκεκριμένα γεωλογικά γεγονότα π.χ. τροχιακοί παράμετροι της Γης, κατάρρευση των υδριτών μεθανίου, μεταβολή στην κυκλοφορία των ωκεάνιων ρευμάτων, ηφαιστειακή δραστηριότητα, μετακίνηση ηπείρων, μεταβολές στην ηλιακή δραστηριότητα, τα οποία αποτελούσαν αιτίες παγκόσμιας θέρμανσης στο γεωλογικό παρελθόν.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Adhemar, J. (1842) *Revolutions of the sea*. France.

Affek, H.P., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Matthews, A., Eiler, J.M., (2008) Glacial/interglacial temperature variations in Soreq cave speleothems as recorded by ‘clumped isotope’ thermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 5351–5360.

Akkemik, Ü., Aras, A. (2005) Reconstruction (1689-1994 AD) of April-August precipitation in the southern part of central Turkey. *International Journal of Climatology*, 25, 537.

Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J., Gillespie, H., (1995) Late Glacial–Holocene palaeoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 25, 1–28.

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25, 6, 483–486.

Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Shriki, D., Kolosovsky, E., Paterne, M., Schilman, B., Ayalon, A., Aizenshtat, Z., Matthews, A. (2009) Climatic variability during the last 90 ka of the southern and northern Levantine Basin as evident from marine records and speleothems. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2882–2896.

Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodo, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., Mariotti, A., & Xoplaki, E. (2005) Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, the Indian and the African monsoons, hurricanes and Saharan dust, Elsevier book on Mediterranean climate variability.

Alverson, K.D., Bradley, R.S. and Pedersen, T.F., (eds.), (2003) *Paleoclimate, Global Change and the Future*. The IGBP Series. Springer-Verlag, New York.

Antonioli, F., Silenzi, S., & Frisia, S. (2001) Tyrrhenian holocene palaeoclimate trends from spelean serpulids. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1661.

Arz, H.W., Lamy, F., Pätzold, J., (2006) A pronounced dry event recorded around 4.2 kyr in brine sediments from the Northern Red Sea. *Quaternary Research*, 66, 432–441.

Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J. J., Ariztegui, D., Langone L., Oldfield, F. (2001) Sub-millennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 20, 11, 1201–1221.

Atkinson, T.C., Briffa, K.R., Coope, G.R. (1987) Seasonal temperatures in Britain during the last 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325, 587–92.

Austin, W.E.N. and Kroon, D. (1996) The Lateglacial palaeoceanographic evolution of the Hebridean Continental Shelf, N.W. Scotland. In: Andrews, J.T., Austin, W.E.N. and Bergsten, H.E. (eds.) *The Lateglacial Palaeoceanography of the North Atlantic Margins. Geological Society Special Publication*, 111, 187–214.

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D, Gagnon, J.-M. (1999) Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344–348.

- Bard, E., Frank, M. (2006)** Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Frontiers. Earth and Planetary Science Letters*, 248, 1–14.
- Barker, S. and Elderfield, H. (2002)** Foraminiferal calcification response to Glacial-Interglacial changes in atmospheric CO₂. *Science*, 297, 833–83.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., (1997)** Late Quaternary palaeoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47, 155–168.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J. (2003)** Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 3181–3199.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. (2005)** Evidence from speleothem for abrupt climatic changes during the Holocene and their impact on human settlements in the Eastern Mediterranean region: Dating methods and stable isotope systematics. In Fouache, E. and Pavlopoulos, K. (ed.) Sea level changes in Eastern Mediterranean during Holocene-indicators and human impacts. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Volume 137*, 45–59. Berlin-Stuttgart.
- Barrett, P. J. (1996)** Antarctic paleoenvironment through Cenozoic times—a review. *Terra Antarctica*, 3, 103–119.
- Beer, J. (2000)** Polar ice as an archive for solar cycles and the terrestrial climate. The Solar Cycle and Terrestrial Climate. *Proc. 1st Solar and Space Weather Euroconference*, SP-463. ESA, Santa Cruz de Tenerife, Spain, pp. 671– 676.
- Belkin, I.M. (2009)** Rapid warming of Large Marine Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 81, 1-4, 207–213.
- Berger, J-F., Guilaine, J. (2009)** The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, 1-2, 31-49.
- Berger, A.L., Loutre, M.F. (1991)** Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Berger, A., Loutre, M. F., Mélice, J. L. (1998)** Instability of the astronomical periods from 1.5 Myr BP to 0.5 Myr AP. *Paleoclimates*, 2, 239–280.
- Berman, T., Paldor, N., Brenner, S. (2003)** Annual SST cycle in the Eastern Mediterranean, Red Sea and Gulf of Elat. *Geophysical Research Letters*, 30, 5, 1261, doi:10.1029/2002GL015860.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. (2001)** Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130– 2136.
- Bradley, R.S. (1999)** Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. International Geophysics, Academic Press.
- Brasseur, P., Beckers, J.M., Brankart, J.M., Schoenauen, R., (1996)** Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea: climatological analyses of an historical dataset. *Deep-Sea Research*, 43, 2, 159–192.
- Broecker, W. S., Stocker, T. L. (2006)** The Holocene CO₂ rise: Anthropogenic or natural?, *Eos Trans. AGU*, 87, 3, 27.
- Cacho, I. et al (2001)** Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 1, 40-52.
- Caldeira, K. and Wickett, M.E. (2003)** Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425, 365.
- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G., Thomson, J., (2003)** A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and

- oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 103–119.
- Castañeda, I.S., Schefuß, E., Pätzol, J., Damsté, J.S.S., Weldeab, S., Schouten, S. (2010)** Millennial-scale sea surface temperature changes in the Eastern Mediterranean (Nile River Delta Region) over the last 27,000 years. *Paleoceanography*, in press.
- Croll, J. (1875)** Climate and time. New York, Appleton & Co.
- Dahl-Jensen, D., et al. (1998)** Past temperature directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282, 268–271.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C., (2008)** Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geosciences*, 1, 606–610.
- Del Rio Vera, J., et al. (2006)** Mediterranean Sea level analysis from 1992 to 2005, presented at *ESA workshop*, Venice, Italy.
(www.earth.esa.int/workshops/venice06/participants/838/paper_838_delriovera.pdf).
- Denton, G.H., Karlén, W. (1973)** Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, 155–205.
- De Rijk, S., Hayes, A., Rohling, E.J., (1999)** Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP. *Marine Geology*, 153, 337–343.
- Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L., (2006)** Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, 34, 101–104.
- Efstratiou, N., Karetso, A., Banou, E., Margomenou, D., (2004)** The Neolithic settlement of Knossos: new light on an old picture. In: Cadogan, G. (Ed.), Knossos: Palace, City, State, vol. 12. British School at Athens Studies, London.
- Emeis, K-C., Schulz, H-M., Struck, U., Sakamoto, T., Dooze, H., Erlenkeuser, H., Howell, M., Kroon, D., Paterne, M. (1998)** Stable isotope and alkenone temperature records of sapropels from sites 964 and 967: Constraining the physical environment of sapropel formation in the eastern Mediterranean sea. Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., and Camerlenghi, A. (Eds.), 1998 *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 160.
- Emeis, K.C., Struck, U., Schulz, H-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F. (2000)** Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 259–280.
- Emeis, K-C, Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T. Sakamoto, T., Koizumi, I. (2003)** Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18, 1, 1005.
- Enzel, Y., Bookman, R., Sharon, D., Gvirtzman, H., Dayan, U., Ziv, B., Stein, M. (2003)** Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter rainfall. *Quaternary Research*, 60, 263–273.
- Felis, T., Lohmann, G., Kuhnert, H., Lorenz, S. J., Scholz, D., Pätzold, J., Al-Rousan, S. A., Al-Moghrabi, S.M. (2004)** Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period. *Nature*, 429, 164.
- Fleitmann, D., et al. (2003)** Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 300, 1737–1740.

- Frisia, S., Borsato, A., Mangini, A., Spötl, C., Madonia, G., Sauro, H. (2006)** Holocene climate variability in Sicily from a discontinuous stalagmite record and the Mesolithic to Neolithic transition. *Quaternary Research*, 66, 388–400.
- Gasse, F. (2000)** Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189–211.
- Gasse, F. (2001)** Hydrological changes in Africa. *Science*, 292, 2259–2260.
- Geraga, M., Tsaila-Monopoli, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., (2000)** An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18000 yr BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1–17.
- Geraga, M., Tsaila-Monopoli, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., (2005)** Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 311–332.
- Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, St., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2008)** Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka. *Journal of Marine Systems*, 74, 1-2, 623–638.
- Gogou, A., Bouloubassi, I., Lykousis, V., Arnaboldi, M., Gaitani, P., Meyers, P.A. (2007)** Organic geochemical evidence of abrupt late Glacial–Holocene climate changes in the North Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256, 1–20.
- Guiot, J. (1987)** Late quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series. *Quaternary Research*, 28, 1, 100–118.
- Hegerl, G.C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N.P., Luo, Y., Marengo Orsini, J.A., Nicholls, N., Penner, J.E., Stott, P.A. (2007)** Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T. (2001)** Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science*, 292, 1367–1370.
- Huang, S.P., Pollack, H.N., Shen, P.Y. (2000)** Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, 403, (6771), 756–758.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D. (2007)** Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jouzel, J., Masson-Demotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W. (2007)** Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years. *Science*, 317, 793–796.
- Karlén, W., Kylenstierna, J. (1996)** On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *The Holocene*, 6, 359–365.
- Keeling, R.F., Kortzinger, A., Gruber, N. (2010)** Ocean Deoxygenation in a Warming World. *Annual Review of Marine Science*, 2, 199–229.

- Keigwin, L.D. (1996)** The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 29, 274, 5292, 1503–1508.
- Kuniholm, P. I., Striker, C.L. (1987)** Dendrochronological investigations in the Aegean and neighboring regions, 1983–1986. *Journal of Field Archaeology*, 14, 385.
- Lionello, P., Galati, M.B. (2008)** Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geoscience*, 17, 13–18.
- Louergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J. M., Raynaud, D., Stocker, T. F., Chappellaz, J. (2008)** Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800 000 years. *Nature*, 435, 383–386.
- Loutre M. F., Berger A. (2000)** Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial?, *Climate Change*, 46, 61–90.
- Loutre M. F., Berger A. (2003)** Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial, *Global and Planetary Change*, 36, 209–217.
- Luterbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinguely, C., Beck, C., Pfister, C., Wanner, H. (2001)** The Late Maunder Minimum (1675–1715) – a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climatic Change*, 9, 441–462.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E. (2003)** 500-Year Winter Temperature and Precipitation Variability over the Mediterranean Area and its Connection to the Large-Scale Atmospheric Circulation. Mediterranean Climate. *Variability and Trends*, H.-J. Bolle (ed.) Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 133–153.
- Luterbacher, J., et al., (2006)** (48 co-authors) Mediterranean climate variability over the last centuries: a review. *The Mediterranean climate : an overview of the main characteristics and issues*, 4, 27–148.
- Marino, G. (2008)** Palaeoceanography of the interglacial eastern Mediterranean Sea. Thesis, Utrecht.
- Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.-F., Berger, A. (1998)** The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 17, 411–426.
- Masson-Delmotte, V., Landais, A., Combourieu-Nebout, N., Grafenstein, U. v., Jouzel, J., Caillon, N., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Stenni, B. (2005)** Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. *C. R. Geosciences*, 337, 935–946.
- Masson-Delmotte, V., Dreyfus, G., Braconnot, P., Johnsen, S., Jouzel, J., Kageyama, M., Landais, A., Loutre, M.-F., Nouet, J., Parrenin, F., Raynaud, D., Stenni, B., Tüenter, E. (2006)** Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change. *Climate of the Past*, 2, 145–165.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., Prentice, M. (1997)** Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26345–26366.
- Mayewski, P.A., Rohling, E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004)** Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243–255.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M. (2000a)** Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1–5, 1, 347–361.

- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. (2000b)** Low-Latitude Climate, Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, 288, 2198-2202.
- McGarry, S., Bar-Matthews, M., Matthews, A., Vaks, A., Schilman, B., Ayalon, A. (2004)** Constraints on hydrological and paleotemperature variations in the Eastern Mediterranean region in the last 140 ka given by the dD values of speleothem fluid inclusions. *Quaternary Science Reviews*, 7-8, 919-993.
- Milankovitch, M. (1941)**. Canon of Insolation and the Ice Age Problem. *Royal Serbian Sciences, Special Publication* 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33: p. 633, Belgrade.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I. (1995)** Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962- 1964.
- Otto-Bliesner, B. L. et al. (2006)** Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. *Science*, 311, 1751-1753.
- Pavlopoulos, K., Karkanis, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, T., Palyvos, N. (2006)** Paleoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: Depositional Environment, Climate, and Sea Level Changes. *Journal of Coastal Research*, 22(2), 424-438.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W. (1992)** Age, regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the northern Aegean Sea. *Geomarine Letters*, 12, 49-53.
- Pollack, H.N., Smerdon, J.E. (2004)** Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. *J. Geophys. Res.*, 109 (D11), D11106, doi:10.1029/2003JD004163.
- Ponel, P., Coope, G.R. (1990)** Lateglacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. *Journal of Quaternary Science*, 5, 3, 235-149.
- Poulos, S.E., Drakopoulos, P.G., Collins, M.B. (1997)** Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (eastern Mediterranean): an overview. *Journal of Marine Systems*, 13, 225-244.
- Repapis, C. C., Schuurmans, C. J. E., Zerefos, C., Ziomas, J. (1989)** A note on the frequency of occurrence of severe winters as evidenced in monastery and historical records from Greece during the period 1200-1900 A.D. *Theoretical and Applied Climatology*, 39, 213.
- Rohling, E.J. (1994)** Review and new aspects concerning the formation of Eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28.
- Rohling, E.J., Hilgen, F.J. (1991)** The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Geologie & Mijnbouw* 70, 253-264.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A. (2002b)** Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and The Aegean Sea. *Climate Dynamics*, 18, 587-593.
- Rohling, E. J.; Hayes, A., Mayewski, P. A., Kucera, M. (2009)** Holocene climate variability in the eastern Mediterranean, and the End of the Bronze Age.
- Rohling, E.J., Pälike, H. (2005)** Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago, *Nature*, 434, 975-979.
- Rosignol-Strick, M. (1985)** Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variations of insolation. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 49, 237-263.
- Rosignol-Strick, M. (1995)** Sea-land correlation of pollen records in the eastern Mediterranean for the glacialinterglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale, *Quaternary Science Reviews*, 14, 893-915, (Pergamon, Elsevier, Oxford).

- Ruddiman, W. F. (2007)** The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. *Reviews of Geophysics*, 45, RG4001, doi:10.1029/2006RG000207.
- Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L. (1998)** Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391, 141–146.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N. (2001)** Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during Late Quaternary. *Marine Geology*, 178, 39–62.
- Scafetta, N., West, B.J. (2006)** Phenomenological solar contribution to the 1900–2000 global surface warming. *Geophysical Research Letters*, 33 L05708, doi:10.1029/2005GL025539.
- Schilman, B., Bar-Matthews, M., Almogi-Labin, A., Luz, B. (2001)** Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176, 157.
- Seki, O., Foster, G.L., Schmidt, D.N., Mackensen, A., Kawamura, K., Pancost, R.D. (2010)** Alkenone and boron-based Pliocene pCO₂ records. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 1–2, 201–211.
- Silenzi, S., Antonioli, F., Chemello, R. (2004)** A new marker for sea surface temperature trend during the last centuries in temperate areas: Vermetid reef. *Global Planet. Change*, 40, 105.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M. et al., (2007)** Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M. (2006)** Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27, 7–8, 851–879.
- Soon, W., Baliunas, S. (2003)** Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research*, 23, 89–110.
- Staubwasser, M., Weiss, H. (2006)** Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric–early historic West Asia. *Quaternary Research*, 66, 372–387.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., (1989)** Atmospheric ¹⁴C and century-scale solar oscillations. *Nature*, 388, 405–407.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F. (1993)** Sun, ocean, climate and atmospheric ¹⁴CO₂: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3, 289–305.
- Telelis, I. (2000)** Medieval Warm Period and the beginning of the Little Ice Age in Eastern Mediterranean. An approach of physical and anthropogenic evidence: Byzanzals Raum. Zu Methoden und Inhalten der historischen Geographie des Oˆstlichen Mittelmeerraumes, Veröffentlichung der Kommission für die Tabula Imperii Byzantini, In: K. Belke, F. Hild, J. Koder, & P. Soustal (Eds), Denkschrift 7.
- Telelis, I. (2004)** Meteorological phenomena and climate in Byzantium: approach of sources' information and empirical indications concerning climatic fluctuations in Eastern Mediterranean and the Middle East (AD 300–1500). *Academy of Athens*, Ponimata No 5, Athens (in Greek with English summary).
- The Geological Society (2010)** Climate change: evidence from the geological record. A statement from the Geological Society of London. November 2010. The Geological Society.
- Theocharis, A., Georgopoulos, D. (1993)** Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the north Aegean Sea (eastern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 13, 919–939.
- Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.-C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Melé, A., Papanikolaou, M., Katsouras, G.,**

- Nunez, N. (2009) Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea.. *Marine Geology*, 266, 1-4, 182-197.
- Tsimplis M., V. Zervakis, V., Josey, S., Peneva, E., Struglia, M.V., Stanev, E., Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Theocharis, A., Tragou, E., Oguz, T., (2006) *Changes in the oceanography of the Mediterranean Sea and their link to climate variability*.
- Tzedakis, P. C. (2010) The MIS 11 – MIS 1 analogy, southern European vegetation, atmospheric methane and the “early anthropogenic hypothesis”. *Climate of the Past*, 6, 131–144.
- Vergnaud-Grazzini, C., Devaux, M., Znaidi, J. (1986) Stable isotope anomalies in the Mediterranean Pleistocene records. *Marine Micropaleontology*, 10, 35-69.
- Vonmoos, M., Beer, J., Muscheler, R. (2006) Large variations in Holocene solar activity - constraints from ¹⁰Be in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research* 111, A10105. doi:10.1029/2005JA011500.
- Xoplaki, E., Maheras, P., & Luterbacher, J. (2001) Variability of climate in meridional Balkans during the periods 1675–1715 and 1780–1830 and its impact on human life. *Climatic Change*, 48, 581.
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Paeth, H., Dietrich, D., Steiner, N., Grosjean, M., & Wanner, H. (2005) European spring & autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium, *Geophysical Research Letters*, in press.
- Worley, S.J., Woodruff, S.D., Reynolds, R.W., Lubker, S.J., Lott, N. (2005) ICOADS Release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, (CLIMAR-II Special Issue), 25, 823–842.
- Wang, Y.M., Lean, J.L., Sheeley, N.R. (2005) Modeling the sun’s magnetic field and irradiance since 1713. *The Astrophysical Journal*, 625, 522–538.
- Zachariasse, W.J., Jorissen, F.J., Perissoratis, C., Rohling, E.J., Tsapralis, V. (1997) Late Quaternary foraminiferal changes and the nature of sapropel S1 in Skopelos basin. *Proceedings of 5th Hellenic Symposium on Oceanography and Fisheries I*, Greece, pp. 391–394.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686–693.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. (2008) Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791–1828, doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013.