

Stima della variabilità climatica e ambientale in Italia nell'ultimo millennio

Come già riportato nel rapporto IPCC 2007, gli ultimi due millenni rappresentano un intervallo di tempo importante per comprendere le oscillazioni climatiche del passato e per la determinazione dell'affidabilità dei modelli di previsione a medio e lungo termine. Inoltre, questo breve intervallo di tempo consente il confronto di dati provenienti da documenti storici, registrazioni strumentali e archivi di "paleodati" che hanno registrato le variazioni del clima (anche indotte da forzanti esterne) con ciclicità da pluridecennale a secolare (IPCC, 2013 e 2014). Studi precedenti hanno documentato, durante questo intervallo di tempo, il verificarsi di notevoli oscillazioni climatiche, di ampiezza e durata molto significative, che hanno svolto un ruolo rilevante nelle riorganizzazioni sociali in Europa. La nostra comprensione dell'ampiezza e dell'estensione spaziale, nonché delle possibili cause e concomitanze dei cambiamenti climatici durante questo periodo, sono ancora limitate; emerge anche la scarsità di informazioni integrate derivanti dai record marini. In questo contesto, l'area mediterranea è considerata una delle regioni climaticamente più sensibili (*hotspot*) al *global change* e, grazie alla sua configurazione latitudinale, è un archivio ideale per studiare i cambiamenti avvenuti nel passato su scala secolare. L'obiettivo di questa sfida (Italy-2k) è fornire informazioni sulla climatologia e la variabilità climatica in Italia negli ultimi duemila anni, mediante una combinazione di dati paleoclimatici (carote di ghiaccio e sedimenti, pollini, dati da depositi torbosi, dendroclimatologia) e simulazioni numeriche. I dati delle stazioni meteorologiche, le simulazioni numeriche e le ricostruzioni marine, oltre alla rianalisi, consentiranno una rappresentazione più dettagliata della variabilità climatica negli ultimi 100 anni.

Archivi sedimentari marini

Uno dei principali risultati ottenuti dal confronto degli archivi fossili marini del bacino del Mediterraneo (compresa la zona circostante la penisola italiana) è la corrispondenza cronologica dei principali cambiamenti osservati con le fasi climatiche storiche definite in letteratura (Tab. 1), che corrispondono alla principale riorganizzazione culturale e sociale della regione mediterranea (Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016, 2018; Cisneros et al., 2016; Di Rita et al., 2018; Jalali et al., 2018; Cascella et al., accettato), con un conseguente possibile impatto antropogenico sugli ecosistemi marini.

Nieto Moreno et al. (2011)		Nieto Moreno et al. (2011)		Margaritelli et al. (2018)		Jalali et al. (2018)		Margaritelli et al. (2016)		Lirer et al. (2014)		Grazzi et al. (2011)		Cascella et al. (2011)		Pisa et al. (2008)		Gugno et al. (2018)	
west Algerian-Bahari basin		western Alboran Sea		Mitsrahi basin		Gulf of Lion		central Tyrrhenian Sea		south Tyrrhenian Sea		Ionian Sea		Ionian Sea		Adriatic Sea		Aegean Sea	
Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age	Climatic phase	Age
								Modern Warm Period	upwards-2250 AD	Modern Warm Period	upwards			Present					
		Industrial Period	1850 AD - upwards	Industrial Period	1850 AD - upwards	Industrial Period	1850 AD - upwards	Industrial Period	1950 AD - 2050 AD	Industrial Period	1940 AD - 2050 AD								
Little ice Age	1850 AD - 1300 AD	Little ice Age	1850 AD - 1300 AD	Little ice Age	1850 AD - 1300 AD	Little ice Age	1850 AD - 1400 AD	Little ice Age	1850 AD - 1750 AD	Little ice Age	1850 AD - 1280 AD	Little ice Age	1850 AD - 1400 AD	Little ice Age	1850 AD - 1400 AD	Little ice Age	1850 AD - 1400 AD	Little ice Age	1850 AD - 1300 AD
Medieval Climate Anomaly	1300 AD - 900 AD	Medieval Climate Anomaly	1300 AD - 900 AD	Medieval Climate Anomaly	1270 AD - 950 AD	Medieval Climate Anomaly	1400 AD - 900 AD	Medieval Climate Anomaly	1250 AD - 800 AD	Medieval Climate Anomaly	1280 AD - 880 AD	Medieval Warm Period	1200 AD - 900 AD	Medieval Climate Anomaly	1200 AD - 800 AD	Medieval Warm Period	1200 AD - 900 AD	Medieval Warm Period	1200 AD - 900 AD
Dark Age	900 AD - 550 AD	Dark Age	800 AD - 500 AD	Dark Age	850 AD - 500 AD	Dark Age Cold Period	850 AD - 200 AD	Dark Age	800 AD - 550 AD	Dark Age	840 AD - 530 AD	Dark Age	750 AD - 500 AD			Dark Age	600 AD - 250 AD	Dark Age	800 AD - 500 AD
Roman Warm Period	550 AD - 650 BC	Roman Warm Period	800 AD - 650 BC	Roman Warm Period	500 AD - 50 BC	Roman period	200 AD - 500 BC	Roman period	550 AD - 500 BC	Roman period	550 AD - 500 BC	Roman Warm Period	200 AD - 1 AD	Roman Warm Period	850 BC - 0 AD	Roman Warm Period	300 AD - 200 BC	Roman Warm Period	500 AD - 0 AD

Tab. 1. Tabella con le età e la nomenclatura degli eventi climatici documentati negli archivi marini del Mediterraneo negli ultimi due millenni

Per la prima volta, Margaritelli et al. (2018) hanno fornito un quadro di correlazione basata su stratigrafia isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ *Globigerinoides ruber* records) a scala regionale in diverse aree del Mediterraneo negli ultimi 2000 anni dell'Era Comune (CE). Questa correlazione, nonostante le differenze nella risoluzione e nel modello di età, ha permesso di sottolineare un accordo generale tra le oscillazioni climatiche a lungo e breve termine documentate nelle firme del $\delta^{18}\text{O}$ nel Mediterraneo negli ultimi due millenni (Fig. 2). La quasi sincronicità degli eventi identificati a breve termine, suggeriscono una risposta omogenea del sistema marino

all'oscillazione del clima e rappresentano un quadro robusto per comprendere meglio le forzanti climatiche a scala globale che agiscono nella regione mediterranea. Inoltre, il confronto dei segnali marini con quelli continentali dell'Europa settentrionale consente di evidenziare un'analogia evoluzione climatica su scala mediterranea.

Il Periodo Romano e in particolare il cosiddetto "*Roman Climatic Optimum*" copre l'intervallo di tempo dal 1 CE circa al 500 CE circa (Fig. 2). Questa fase è caratterizzata dalla prosperità e dall'espansione delle civiltà e potrebbe rappresentare un possibile analogo antico delle moderne condizioni climatiche calde nell'area mediterranea. Questa fase di riscaldamento è documentata nelle ricostruzioni della Temperatura Superficiale del Mare (SST) nel Mare di Alboran (Rodrigo-Gamiz et al., 2014), nel bacino di Minorca (Cisneros et al., 2016), nel canale di Sicilia (Margaritelli et al., sottomesso) e nel Mar Egeo (Katsouras, 2009; Kontakiotis, 2016). Il segnale isotopico del *G. ruber* ha mostrato che il Periodo Romano è anche caratterizzato da tre eventi di raffreddamento a breve termine (*Roman I, II e III*) che corrispondono cronologicamente all'attività minima solare (Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016, 2018) (Fig. 2). In particolare, l'evento freddo *Roman III* cade molto vicino al 476 CE, quando storicamente è documentata la caduta dell'Impero Romano d'Occidente. Inoltre, la corrispondenza osservata tra la fase di raffreddamento dell'evento *Roman III* e l'anomalia della temperatura documentata nei record continentale dell'emisfero settentrionale, rivelano una notevole connessione tra il modello climatico continentale e quello marino (Fig. 2).

Dopo la caduta dell'Impero Romano, i valori massimi registrati in $\delta^{18}\text{O}$ di *G. ruber* supportano un miglioramento delle condizioni climatiche regionali alla base della *Dark Age* (550-700 CE circa) (Fig. 2). Questa fase climatica, coincidente con la fase più umida documentata nei sedimenti lacustri della Sicilia, risulta quasi coincidente con la peste giustiniana (541-749 CE). Inoltre, secondo Margaritelli et al. (2018), un ulteriore evento di raffreddamento nella parte alta della *Dark Age*, documentato anche nei record continentali dell'Europa settentrionale e corrispondente al minimo solare *Roman IV*, segna l'inizio di una tendenza al raffreddamento a lungo termine (che copre circa i successivi 1100 anni) che culmina durante la Piccola Età Glaciale (Fig. 2).

L'anomalia climatica medievale (*Medieval Climate Anomaly - MCA*) è stata caratterizzata da condizioni climatiche piuttosto temperate e probabilmente più aride (Lirer et al., 2014; Cisneros et al., 2016; Margaritelli et al., 2016, 2018). Valori elevati nel $\delta^{18}\text{O}$ del *G. ruber*, nei record del Mediterraneo e in particolare nella parte inferiore dell'MCA, risultano quasi in fase con l'anomalia della temperatura positiva misurate nell'emisfero settentrionale, confermando il miglioramento delle condizioni climatiche alla scala regionale (Fig. 2). Più tardi, tra il 1050 e il 1100 CE, Margaritelli et al. (2016, 2018) hanno documentato un evento freddo secco a breve termine, denominato evento freddo medievale (*Medieval Cold Event - MCE*), nei record isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ di *G. ruber*) del Mediterraneo, associato anche a una diminuzione della vegetazione arborea (Margaritelli et al., 2016; Di Rita et al., 2018, 2018a), suggerendo condizioni climatiche più aride (Fig. 2). Il MCA termina con un evento caldo a breve termine (MWE) tra il 1150 e il 1200 CE circa. In termini di riorganizzazione sociale e culturale, il periodo MCA coincide con il *climax* di molte culture mediterranee. Durante il dodicesimo secolo, l'impero bizantino attraversa un'importante espansione sociale, con una notevole produttività agricola, intensi scambi monetari, crescita demografica e una posizione di rilievo nella politica internazionale (Xoplaki et al., 2015).

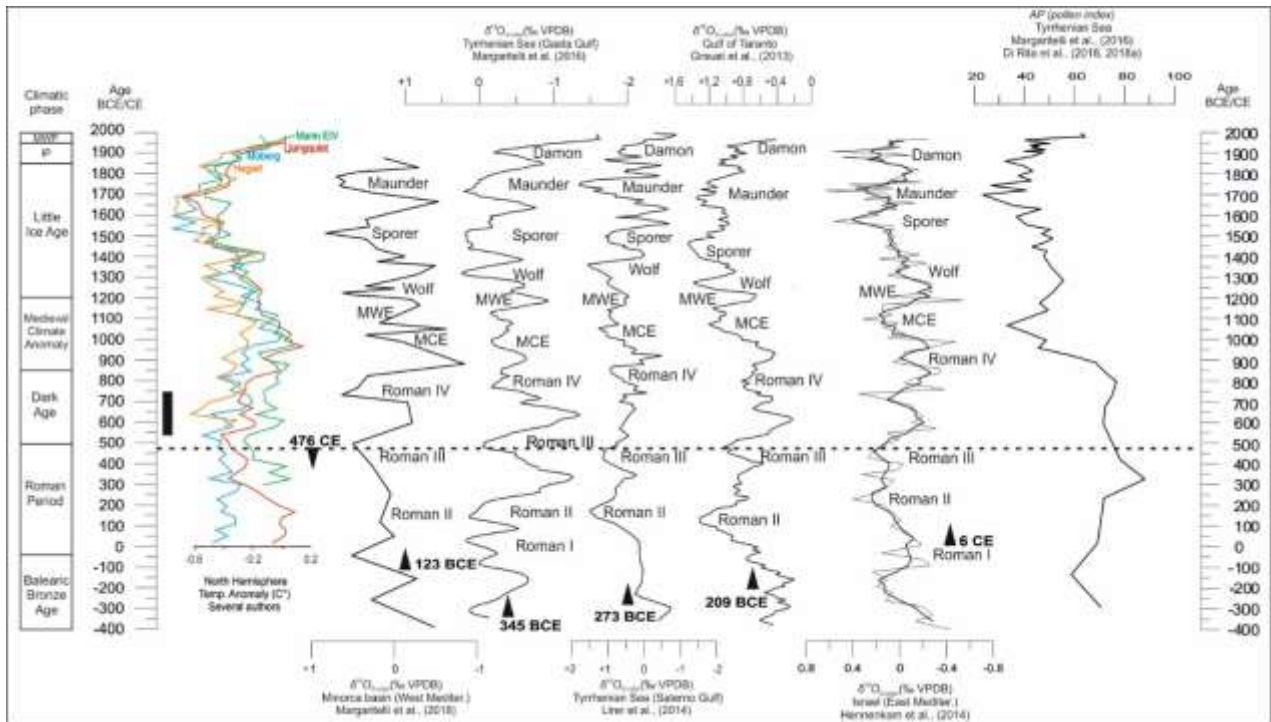


Fig. 1. Confronto nel dominio del tempo tra ricostruzione delle temperature medie dell'emisfero settentrionale da autori diversi [Moberg et al., 2005 (curva blu); Hegerl et al., 2006, 2007 (curva gialla); Mann et al., 2008 (curva verde); Ljungqvist et al., 2010 (curva rossa)], $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* (‰ VPDB) del bacino di Minorca (Margaritelli et al., 2018), $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* (‰ VPDB) del Golfo di Gaeta (Margaritelli et al., 2016), $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* (‰ VPDB) del Golfo di Salerno (Lirer et al., 2013; 2014); $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* (‰ VPDB) del Golfo di Taranto (Grauel et al., 2013), $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* settore costiero di Israele (Hennenkam et al., 2014) e l'indice dell'Alborean Pollen (AP) di Margaritelli et al. (2016), Di Rita et al. (2018, 2018a). L'acronimo MWE corrisponde a Medieval Warm Event e MCE al Medieval Cold Event. Le frecce nere con età, rappresentano gli anni in cui queste aree diventano parte dell'Impero Romano. La spessa linea tratteggiata con associata l'anno 476 CE che rappresenta la Caduta dell'Impero Romano. La barra verticale nera rappresenta il periodo della Peste di Giustiniano. Modificato dopo Margaritelli et al. (2018).

La transizione MCA-LIA, tra il 1200 e il 1250 CE circa, corrisponde all'ultimo *Rapid Climate Change* (RCC) a scala globale di Mayewski et al. (2004) in concomitanza dell'inizio dell'ultima fase di espansione dei ghiacciai alpini (Holzhauser et al., 2005). Lo stabilirsi di condizioni più fredde nel sistema climatico dal 1200 CE circa in poi, ha caratterizzato l'intero intervallo di tempo della Piccola Età Glaciale (LIA), come documentato nelle ricostruzioni di temperatura nell'emisfero settentrionale (PAGES 2K Consortium, 2013), nelle SST (Cisneros et al., 2016), e nelle oscillazioni nei record di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* del Mediterraneo (Margaritelli et al., 2018). In particolare, quattro oscillazioni climatiche, legate all'attività solare, sono state identificate in corrispondenza di particolarmente alti valori di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* del Mediterraneo e note come: gli eventi freddi di Wolf, Spörer, Maunder e Dalton (Fig. 2; Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016, 2018). Questa correlazione tra il segnale $\delta^{18}\text{O}$ di *G. ruber* e i minimi dell'attività solare, supportano l'ipotesi dell'influenza della forzante solare sulla variabilità climatica nel Mediterraneo, come già riportato in letteratura (Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016, 2018). Inoltre, come registrato nel precedente evento freddo-secco, intorno al 1050 CE (MCE), l'importante calo della copertura forestale durante l'evento di Maunder (Margaritelli, 2016; Di Rita et al., 2018, 2018a), conferma le condizioni climatiche fredde e secche a scala regionale come documentato anche nel bacino del Mediterraneo orientale da Kaniewski e Van Campo (2014). Inoltre, un debole indice di oscillazione dell'Oceano Atlantico (NAO), associato all'evento *Atlantic Blocking*, durante la LIA e in particolare durante l'evento freddo di Maunder (1700-1800 CE), è stato considerato da Margaritelli et al. (2016, 2018) e Di Rita et al. (2018, 2018a), come una forzante climatica interna per spiegare i cambiamenti rispettivamente nell'associazione a foraminiferi planctonici [il forte aumento di abbondanza del foraminifero planctonico

Globborotalia truncatulinoides nell'area centrale e occidentale del Mediterraneo (Canale di Sicilia, sud, Mar Tirreno centrale e settentrionale, bacino di Minorca)] e nel record dei pollini.

I dati di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* disponibili per gli ultimi due secoli, e in particolare dopo il 1850 CE, mostrano un ulteriore evento di raffreddamento cronologicamente associato al minimo solare di Damon tra il 1900 e il 1920 CE (Fig. 2). Successivamente, un progressivo trend verso valori isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber*) più leggeri, sembra suggerire un'inversione del clima su scala regionale rispetto alle condizioni più calde (Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016). Questa tendenza al riscaldamento, iniziata dopo la seconda rivoluzione industriale, è confermata anche nella ricostruzione della temperatura della superficie marina del mare nel Mare di Alboran (Nieto-Moreno et al., 2013), del bacino di Minorca (Cisneros et al., 2016), del Golfo del Leone (Sigre et al., 2016), del Golfo di Taranto (Versteeght et al., 2007; Grauel et al., 2013) e del Mar Egeo (Gogou et al., 2016).

Nonostante la firma dell'isotopo stabile dell'ossigeno, eseguita su foraminiferi planctonici (dati $\delta^{18}\text{O}$ di *G. ruber*), rappresenti un segnale misto di temperatura e dei cambiamenti nella composizione isotopica locale dell'acqua di mare (i.e. salinità) e le oscillazioni nell'ampiezza del $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber*, negli ultimi millenni, non siano così importanti come quelle documentate durante i periodi glaciale/interglaciale, la compilazione geografica dei dati disponibili del Mediterraneo di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* ([paleo metadata Italy-2k.pdf](#)), negli ultimi 3000 anni (Alberico et al., 2017), "plottati" con una finestra di 500 anni, hanno permesso di documentare una risposta complessa del bacino del Mediterraneo ai cambiamenti climatici, in cui i fattori locali si sovrappongono a quelli regionali.

Vicino alla penisola italiana, tra 3000 e 2500 anni BP, i dati di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* nel Mar Ionio indicano valori di più pesanti di quelli del Tirreno e dell'Adriatico (Fig. 2). Questa marcatura isotopica suggerisce temperature più calde e acque meno salate. Inoltre, in siti marini di acqua bassa del Mar Tirreno centrale, fattori locali (input di acqua dolce dal continente) potrebbero avere modificato il $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* verso valori più pesanti, suggerendo una possibile fase di riscaldamento (Fig. 2). Questa condizione climatica calda documentata nel Mar Ionio, è anche ben documentata nel Mediterraneo orientale (Fig. 2) e conferma un progressivo aumento dell'aridità durante questo intervallo di tempo (Kaniewski et al., 2010).

Tra 2500 e 2000 anni BP, viene registrato un cambiamento nelle condizioni climatiche della penisola italiana. Infatti, il Mar Tirreno mostra un miglioramento delle condizioni climatiche rispetto ai settori settentrionali del mare Ionio e dell'Adriatico (Fig. 2). Al contrario, il bacino del Mediterraneo orientale è ancora il più caldo mentre il sud del Mar Egeo documenta condizioni climatiche fredde (Fig. 2).

Tra 2000 e 1500 anni BP (Periodo Romano), le aree marine circostanti vicino alla penisola italiana mostrano una condizione generale di clima freddo a scala regionale. Come documentato da diversi autori (Lirer et al., 2014; Margaritelli et al., 2016, 2018) questo raffreddamento è da ricollegare alla forzante solare.

Tra 1500 e 1000 anni BP (dalla *Dark Age* alla prima parte della *Medieval Climate Anomaly*), il segnale di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* presenta nel Mar Ionio, nel Canale di Sicilia e nel Tirreno meridionale, valori più pesanti rispetto all'Adriatico e al Mar Tirreno settentrionale e centrale (Fig. 3). Al contrario, nel Mar Mediterraneo orientale, i dati di $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* documentano un ulteriore riscaldamento (Fig. 3) rispetto al Periodo Romano.

Tra 1000 e 500 anni BP (dalla *Medieval Climate Anomaly* alle prime fasi della Piccola Età Glaciale), tutte le aree marine vicine alla penisola italiana mostrano condizioni climatiche nel complesso più fredde (Fig. 3).

Negli ultimi 500 anni BP (dalla Piccola Età Glaciale al periodo industriale), il segnale $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* documenta un ulteriore raffreddamento nell'Adriatico, nel canale della Sicilia e nel Mar Tirreno, così come nel bacino del Mediterraneo orientale (Fig. 3). Al contrario, nel Mar Ionio, il segnale dell'isotopo stabile mostra una riduzione delle condizioni climatiche fredde (Fig. 3). In questa finestra temporale, abbiamo escluso i dati di

$\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* degli ultimi 150 anni, poiché sono fortemente collegati alla moderna fase di riscaldamento e all'impatto antropogenico.

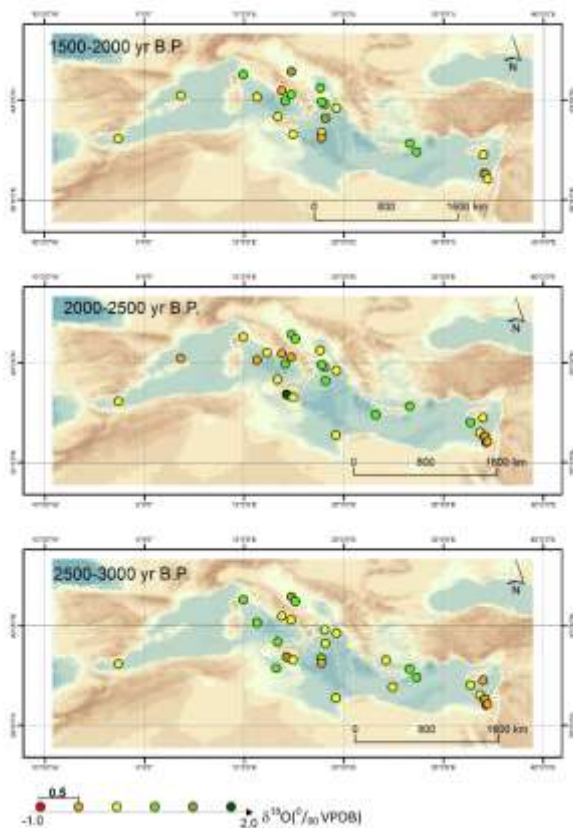


Fig. 2. Distribuzione geografica dei dati $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* del Mediterraneo (valori medi), tra 3000 e 1500 anni BP, plottati con finestre di 500 anni.

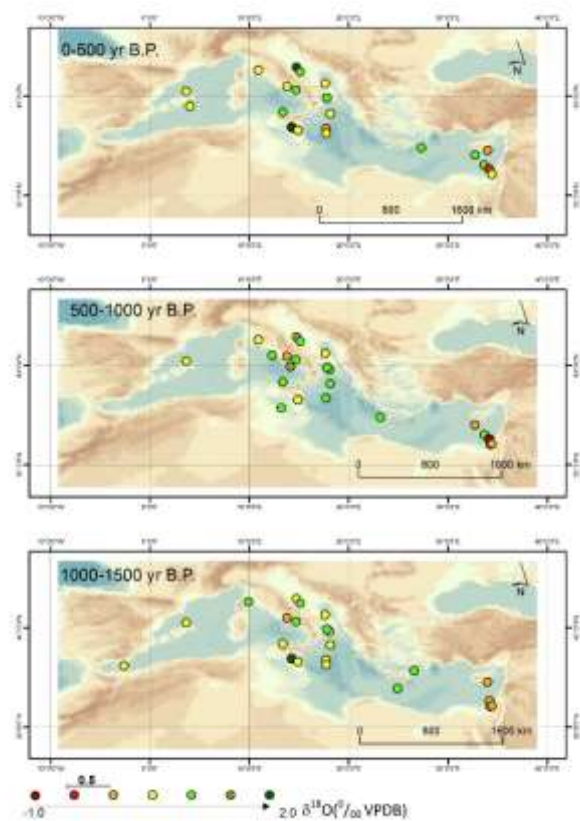


Fig. 3. Distribuzione geografica dei dati $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* del Mediterraneo (valori medi), tra 1500 e 0 anni BP, plottati con finestre di 500 anni.

Bibliografia

- Alberico, I. Giliberti, D.D. Insinga, P. Petrosino, M. Vallefucio, F. Lirer, S. Bonomo, A. Cascella, E. Anzalone, R. Barra, E. Marsella, and L. Ferraro, (2017). Marine sediment cores database for the Mediterranean Basin: a tool for past climatic and environmental studies. *Gruyter Open Geoscience*, 9; 221–239
- Cascella A., Bonomo S., Jalali B., Sicre M.-A., Pelosi N., Schmidt S., Lirer F., (accepted for publication, 2019). Paleoclimate history of the last 2700 years in the Southern Adriatic Sea: Coccolithophore evidences. *The Holocene*.
- Cisneros M., Cacho I., Frigola J., Canals M., Masqué P., Martrat B., Casado M., Grimalt J., Pena L. D., Margaritelli G. and Lirer F., (2016). Sea surface temperature variability in the central-western Mediterranean Sea during the last 2700 years: a multi-proxy and multi-record approach. *Clim. Past*, 12, 849–869.
- Di Rita F., Lirer F., Bonomo S., Cascella A., Ferraro L., Florindo F., Insinga D., Lurcock P., Margaritelli G., Petrosino P., Rettori R., Vallefucio M., Magri D., (2018). Late Holocene forest dynamics in the Gulf of Gaeta (central Mediterranean) in relation to NAO variability and human impact. *Quaternary Science Reviews*, 179; 137-152.
- Di Rita F., Fletcher W.J., Aranbarri J., Margaritelli G., Lirer F., Magri D., (2018). Holocene forest dynamics in central and western Mediterranean: periodicity, spatio-temporal patterns and climate influence. *Scientific Reports*, DOI:10.1038/s41598-018-27056-2

Gogou, A., Triantaphyllou, M., Xoplaki, E., Izdebski, A., Parinos, C., Dimiza, M., Bouloubassi, I., Luterbacher, J., Kouli, K., Martrat, B., Toreti, A., Fleitmann, D., Rousakis, G., Kaberi, H., Athanasiou, M., Lykousis, V., (2016). Climate variability and socio-environmental changes in the northern Aegean (NE Mediterranean) during the last 1500 years. *Quat. Sci. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.009>.

Grauel A.L., Goudeau M.L.S., de Lange G.J., et al. (2013). Climate of the past 2500 years in the Gulf of Taranto, central Mediterranean Sea: a high-resolution climate reconstruction based on $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of *Globigerinoides ruber* (white). *The Holocene* 23, 1440–6.

Hegerl, G.C., Crowley, T.J., Hyde, W.T., et al., (2006). Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature* 440, 1029–1032.

Hegerl, G., Crowley, T., Allen, M., et al., (2007). Detection of human influence on a new, validated, 1500 year temperature reconstruction. *J. Clim.* 20, 650–666.

Holzhauser, H., Magny, M. and Zumbuhl, H.J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15: 789-801.

Lirer F., Sprovieri M., Ferraro L., Vallefucio M., Capotondi L., Cascella A., Petrosino P., Insinga D.D., Pelosi N., Tamburrino S., Lubritto C., (2013). Integrated stratigraphy for the Late Quaternary in the eastern Tyrrhenian Sea. *Quaternary International*, 292, 71-85.

Lirer, F., Sprovieri, M., Vallefucio, M., Ferraro, L., Pelosi, N., Giordano, L., Capotondi, L., (2014). Planktonic foraminifera as bio-indicators for monitoring the climatic changes occurred during the last 2000 years in the SE Tyrrhenian Sea. *Integrative Zoology*, 9: 542–554

Ljungqvist, F.C., (2010). A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Ann. Ser. APhys. Geograph.* 92A, 339–351.

Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 105, 13252–13257.

Margaritelli G., Cacho I., Català, A., Bellucci L., Lubritto C., Pelosi N., Rettori R., Lirer F., (sottomesso, 2019). Warm signature of the Roman period in Mediterranean Sea surface temperatures.

Margaritelli G., Cisneros M., Cacho I., Capotondi L., Vallefucio M., Rettori R. and Lirer F., (2018). Climatic variability over the last 3000 years in the central - western Mediterranean Sea (Menorca Basin) detected by planktonic foraminifera and stable isotope records. *Global and Planetary Change*, 169, 179-187.

Margaritelli G., Vallefucio M., Di Rita F., Capotondi L., Bellucci L.G., Insinga D.D., Petrosino P., Bonomo S., Cacho I., Cascella A., Ferraro L., Florindo F., Lubritto C., Lurcock P.C., Magri D., Pelosi N., Rettori R., Lirer F., (2016). Marine response to climate changes during the last five millennia in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change*. 142, 53-72.

Mayewski, P.A., Rohling, E., Stager, C., Karlén, 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. *Quat. Res.* 62, 243–255.

Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M., Karlén, W., (2005). Highly variable northern hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data. *Nature* 433 (7026), 613–617.

Nieto-Moreno, V., Martínez-Ruiz, F., Willmott, V., García-Orellana, J., Masqué, P., Sinninghe Damsté, J.S., (2013). Climate conditions in the westernmost Mediterranean over the last two millennia: an integrated biomarker approach. *Org. Geochem.* 55, 1–10.

Jalali B., Sicre M.-A., Klein V., Schmidt S., Maselli V., Lirer F., Bassetti M.-A., Toucanne S., Jorry S. J., Insinga D., Petrosino P. and Châles F., (2018). Deltaic and coastal sediments as recorders of Mediterranean regional climate and human impact over the past three millennia. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, DOI: 10.1029/2017PA003298.

Katsouras, G., (2009). Paleoceanographic study of climate variability in the northeastern Mediterranean during the last 20.000 years: a biogeochemical and stable isotopes approach. University of the Aegean, DOI:10.12681/eadd/19333.

Kaniewski D., Paulissen E., Van Campo E., Weiss H., Otto T., Bretschneider J., Van Lerberghe K., (2010). Late second–early first millennium BC abrupt climate changes in coastal Syria and their possible significance for the history of the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research* 74, 207–215

Kaniewski D. and Van Campo. E., (2014). Pollen-inferred palaeoclimatic patterns in Syria during the Little Ice Age. *Journal of Mediterranean geography. Mediterranée*, 122, 139-144.

Kontakiotis G., (2016). Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quaternary International* 401, 28-42

Rodrigo-Gámiz, M., Martínez-Ruiz, F., Rampen, S.W., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., (2014). Sea surface Temperature variations in the western Mediterranean Sea over the last 20 kyr: A dual-organic proxy (UK'37 and LDI) approach. *Paleoceanography*, 29, 87–98

Sicre, M.A., Jalali, B., Martrat, B., Schmidt, S., Bassetti, M.A., Kallel, N., (2016). Sea surface temperature variability in the North Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions) during the Common Era. *Earth Planet. Sci. Lett.* 456, 124–133.

Versteegh GJM, de Leeuw JW, Taricco C et al. (2007). Temperature and productivity influences on U^{K}_{37} and their possible relation to solar forcing of the Mediterranean winter. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8: Q09005.

Xoplaki, E., Fleitmann, D., Luterbacher, J., et al., (2015). The Medieval Climate Anomaly and Byzantium: A review of the evidence on climatic fluctuations, economic performance and societal change. *Quat. Sci. Rev.* 136, 229–252.

Archivi montani e continentali

L'obiettivo principale è quello di ricostruire la variabilità climatica degli ultimi secoli, principalmente relativa all'Italia settentrionale, e fornire strumenti specifici per la calibrazione dei record di temperatura e precipitazione dei proxy dei pollini e degli anelli degli alberi. I metadati di tutti i dataset implementati durante il progetto NextData sono disponibili su: <http://geomatic.disat.unimib.it/dendro> e <http://geomatic.disat.unimib.it/paleodata>. I dati dendrocronologici di accesso libero dei gruppi Adamello-Presanella e Ortles-Cevedale sono disponibili su:

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/19876?siteId=56759> (Val di Fumo – LADE – ITRDB ITAL 041)

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/19875?siteId=56758> (Val d'Avio – LADE – ITRDB ITAL040)

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/19878?siteId=56761> (Val Presena – LADE – ITRDB ITAL043)

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/19877?siteId=56760> (Val Presanella – LADE – ITRDB ITAL042)

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/25691?siteId=57757> (Bosco Antico - LADE - ITRDB ITAL050)

<https://www.ncdc.noaa.gov/paleo-search/study/25692?siteId=57758> (Val di Sole - PICE - ITRDB ITAL051)

Altri due set di dati utilizzati in Cerrato et al. 2019 sono in preparazione per la pubblicazione sull'ITRDB: Val Palù di Vermiglio e Val di Barco.

Il database dei principali proxy data provenienti dalle carote di ghiaccio perforate nei ghiacciai di media latitudine (cioè le Alpi europee) è on-line e consente di ricostruire la variabilità del trasporto di polveri dal Nord Africa alla regione alpina (<http://geomatica.disat.unimib.it/home/GEOMATIC/idb2>). Tutti i riferimenti sono elencati nei risultati 1.4 e 2.3.

I valori assoluti della temperatura per gli ultimi 3500 anni cal BP, rappresentati utilizzando la ricostruzione della temperatura dai dati pollinici, su finestre medie di 500 anni sono presentati in Fig. 4. Temperature più calde sono ricostruite nell'intervallo 3500-3000 nei siti di Rutor e Crotte Basse, temperature leggermente più fredde sono stimate da 3000 a 2000 anni a Rutor e Crotte Basse, mentre temperature più o meno costanti sono registrate nei siti di Armentarga e Lavarone. Parte di questo intervallo corrispondente all'età del ferro, contrassegnata dall'espansione dei ghiacciai nelle Alpi occidentali (v. ad es. Badino et al., 2018). Tra 2000 e

1500 anni cal BP si stimano temperature leggermente più calde per tutti i siti. Temperature leggermente più fredde sono registrate da 1500 anni fino a 500 anni cal BP.

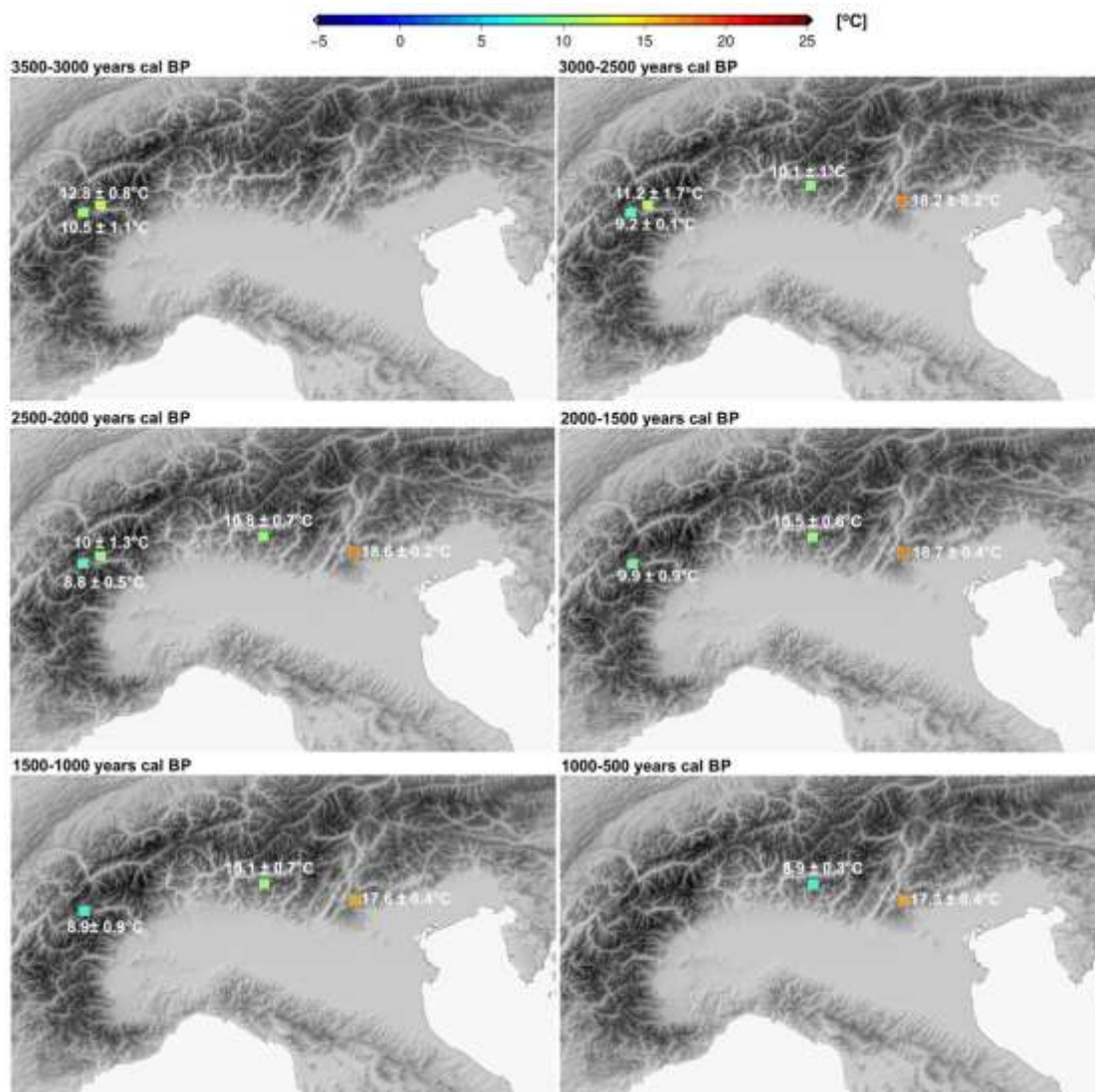


Fig. 4. Temperatura di luglio (Rutor, Crotte Basse, Armentarga) e stime della temperatura estiva (Lavarone) in valori assoluti mediate su finestre di 500 anni. Gli errori rappresentano la deviazione standard nell'intervallo di 500 anni. I valori di temperatura ricostruiti sono stati presi dalle rispettive pubblicazioni: Rutor: Badino et al., 2018; Crotte Basse: Pini et al., 2017; Armentarga: Furlanetto et al., 2018.

Le temperature ad alta quota sono state anche ricostruite con una risoluzione annuale negli ultimi cinque secoli usando la dendrocronologia. In particolare, le misure della larghezza del legno tardivo (LW) di uno dei boschi più longevi situati sulle Alpi italiane chiamato "Bosco Antico", sono state utilizzate per stimare l'andamento delle temperature medie di giugno-luglio come anomalie e valori assoluti alla quota del sito di campionamento dal 1520 CE che rileva variazioni di anomalia termica tra -2,3 e +1,9 °C rispetto alla media 1961-1990 (Fig. 5; Cerrato et al., 2018). Questi risultati aggiungono cinquanta anni di ricostruzione della temperatura ai risultati precedenti (Coppola et al., 2013) che ricostruiscono le temperature medie di giugno-agosto per il massiccio dell'Adamello-Presanella tra il 1550 e il 2008 (Fig. 6). Inoltre, si evidenzia anche nell'Italia settentrionale la mancanza di sensibilità da parte del larice comune (*Larix decidua* Mill.), come registrato in altri siti, causato dal problema della divergenza, probabilmente dovuto al continuo riscaldamento globale (Coppola et al., 2012, Cerrato et al., 2018). Tuttavia, il problema della divergenza, benché ubiquitario, non è registrato in tutti gli stand, come è stato evidenziato in uno studio di sintesi di Leonelli et al. (2016) Infatti, considerando solo i siti di campionamento situati lungo le Alpi che non mostrano

alcuna divergenza tra l'accrescimento anulare e le temperature, è stato possibile ricostruire una cronologia multispecie ad alta sensibilità alla temperatura (HSTT) che spiega circa il 60% della sua varianza tra il 1469 e il 2011 (Fig. 7). Le indagini sull'ampiezza degli anelli degli alberi risultano utili anche per ricostruire le epidemie cicliche di un lepidottero nei siti di alta quota. Il ciclo di vita della tortrice grigia è correlato alla tempistica tra la schiusa delle uova e la maturazione dei germogli di larice ed è stato dimostrato che negli ultimi anni l'innalzamento della temperatura ha portato la fascia ecologica dell'insetto a salire lungo i versanti prima di essere completamente distrutta, evidenziando un altro effetto del cambiamento climatico in corso (Fig. 8, Cerrato et al., 2019a).

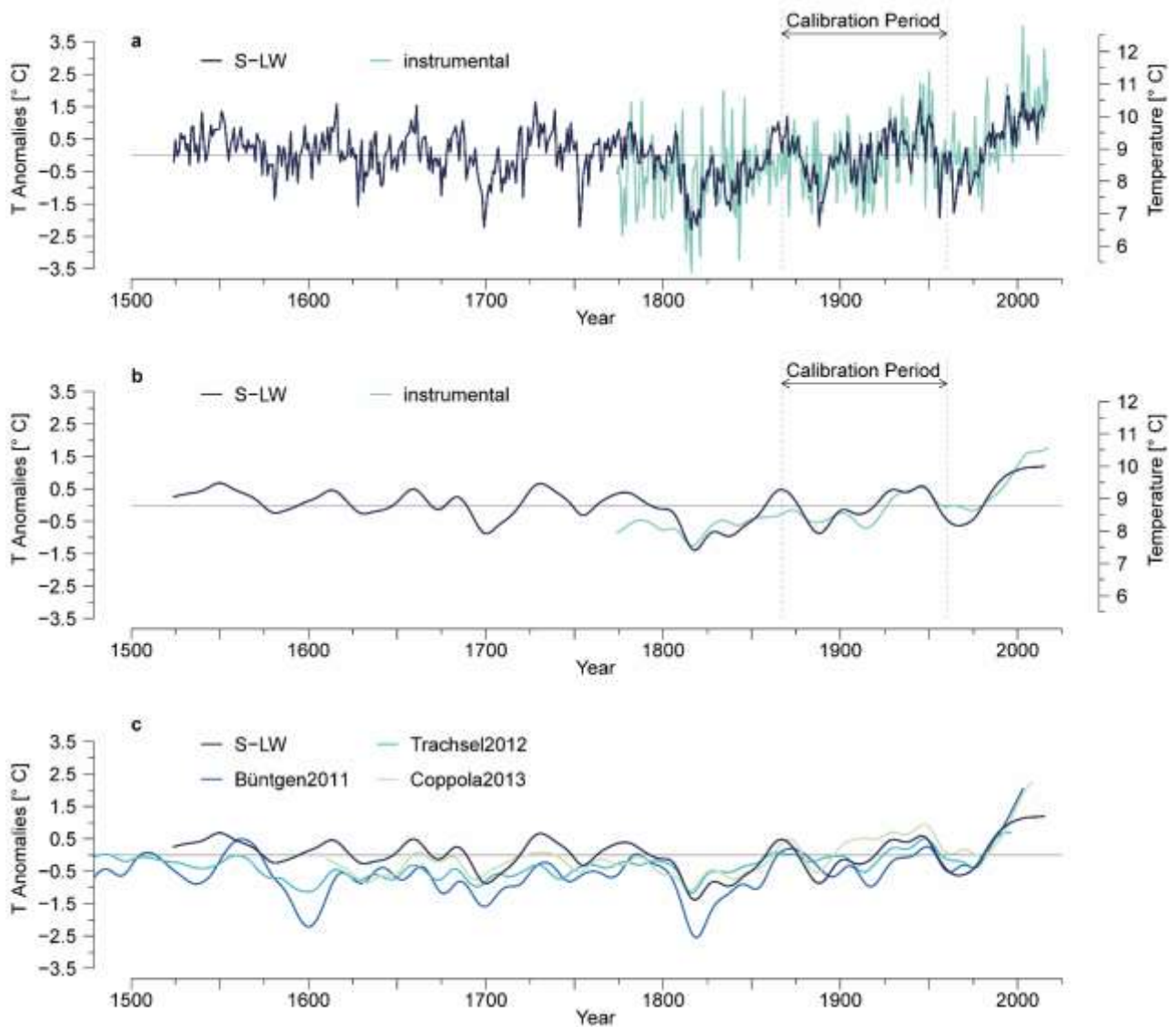


Fig. 5. Anomalie di temperatura di giugno-luglio ricostruite a partire dalla cronologia standard del legno tardivo (S-LW) basate sul periodo di calibrazione 1867-1960 (a) e la serie Gaussiana filtrata a 31 anni (b). Confronto tra le anomalie di temperatura di giugno-luglio ricostruite di Bosco Antico S-LW e ricostruzioni precedentemente pubblicate (c). (da Cerrato et al., 2018).

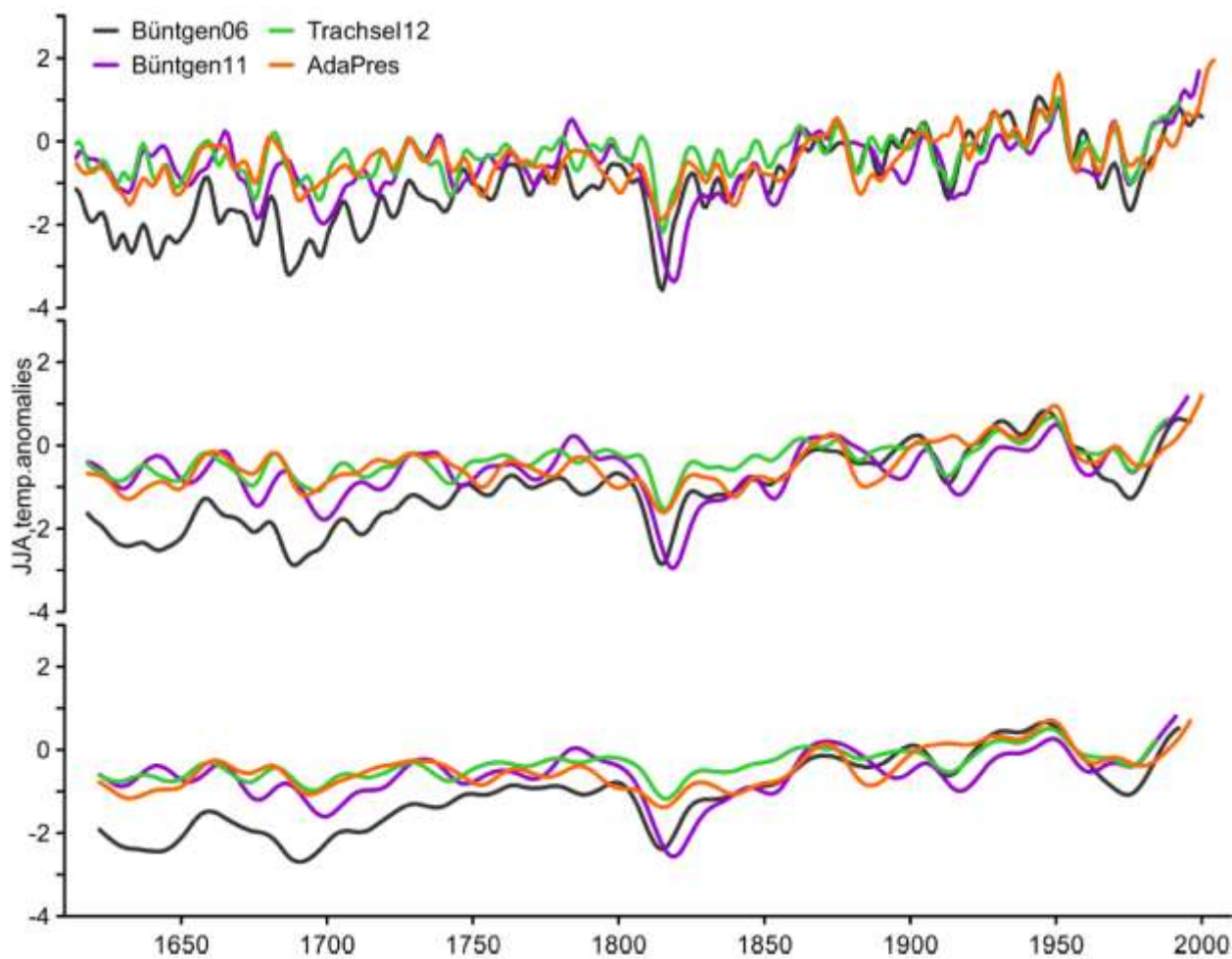


Fig. 6. Confronto tra la ricostruzione delle temperature per l'Adamello-Presarella (AdaPres) e le tre serie comparate. Tutte le serie sono state filtrate mediante un filtro passa-basso gaussiano di 10 (in alto), 20 (in mezzo) e 30 anni (in basso) (da Coppola et al., 2013).

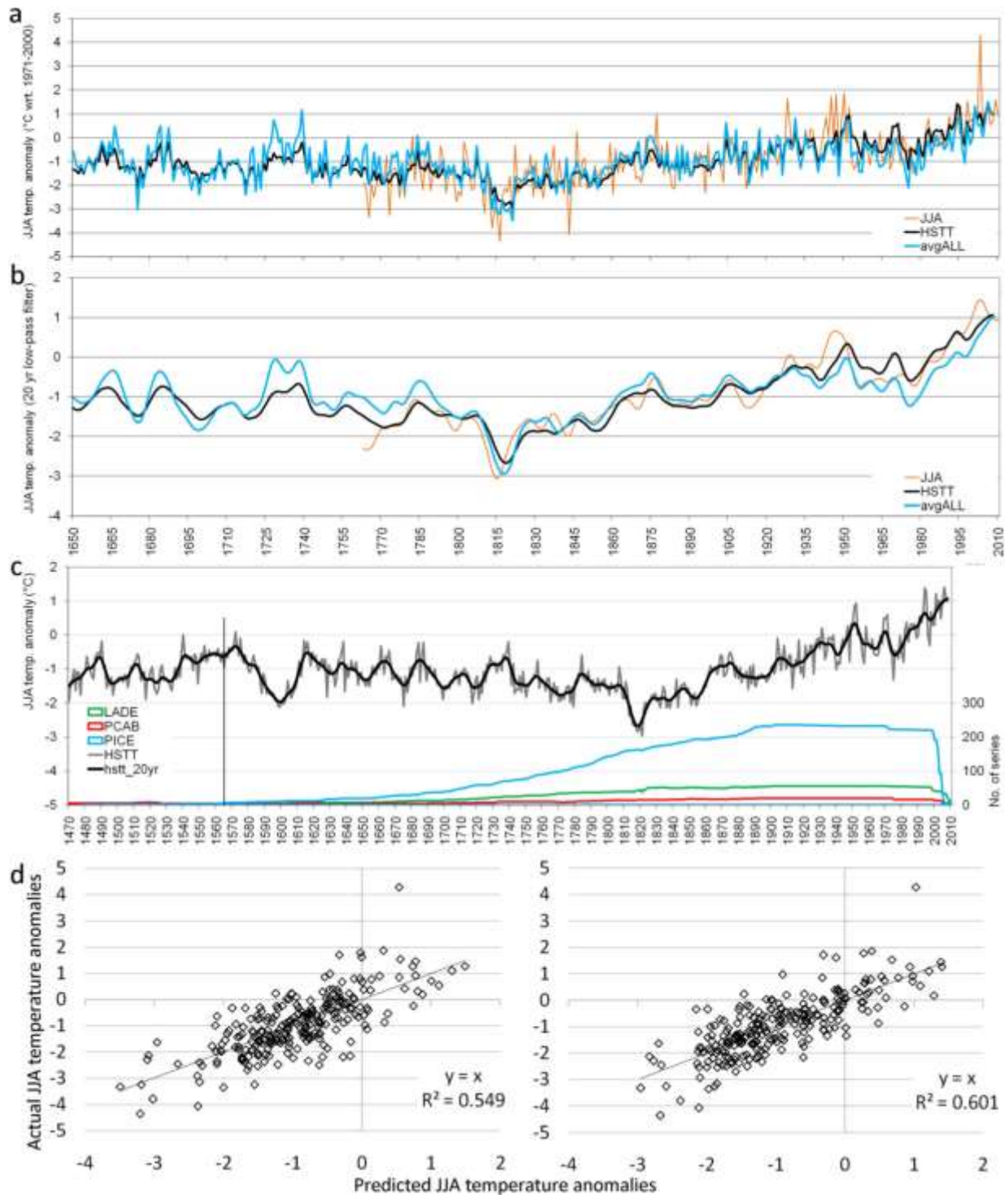


Fig. 7. Ricostruzione delle anomalie di temperatura di giugno-luglio-agosto (JJA) sulla base dell'HSTT e della media di tutte le cronologie (avgALL) (a). Sono anche riportate le ricostruzioni filtrate con un filtro gaussiano passa-basso a 20 anni (b). La ricostruzione dell'HSTT e il contributo delle serie di specie diverse nel tempo (c): la linea verticale del 1566 delimita il periodo più antico in cui il numero di serie di *P. abies* supera le serie di *L. decidua*. (d) Grafico a dispersione dei valori effettivi di JJA sulle anomalie di temperatura JJA previste ottenute dai modelli avgALL (a sinistra) e HSTT (a destra). Sono anche riportate le equazioni di regressione e i loro rispettivi coefficienti di determinazione (da Leonelli et al., 2016).

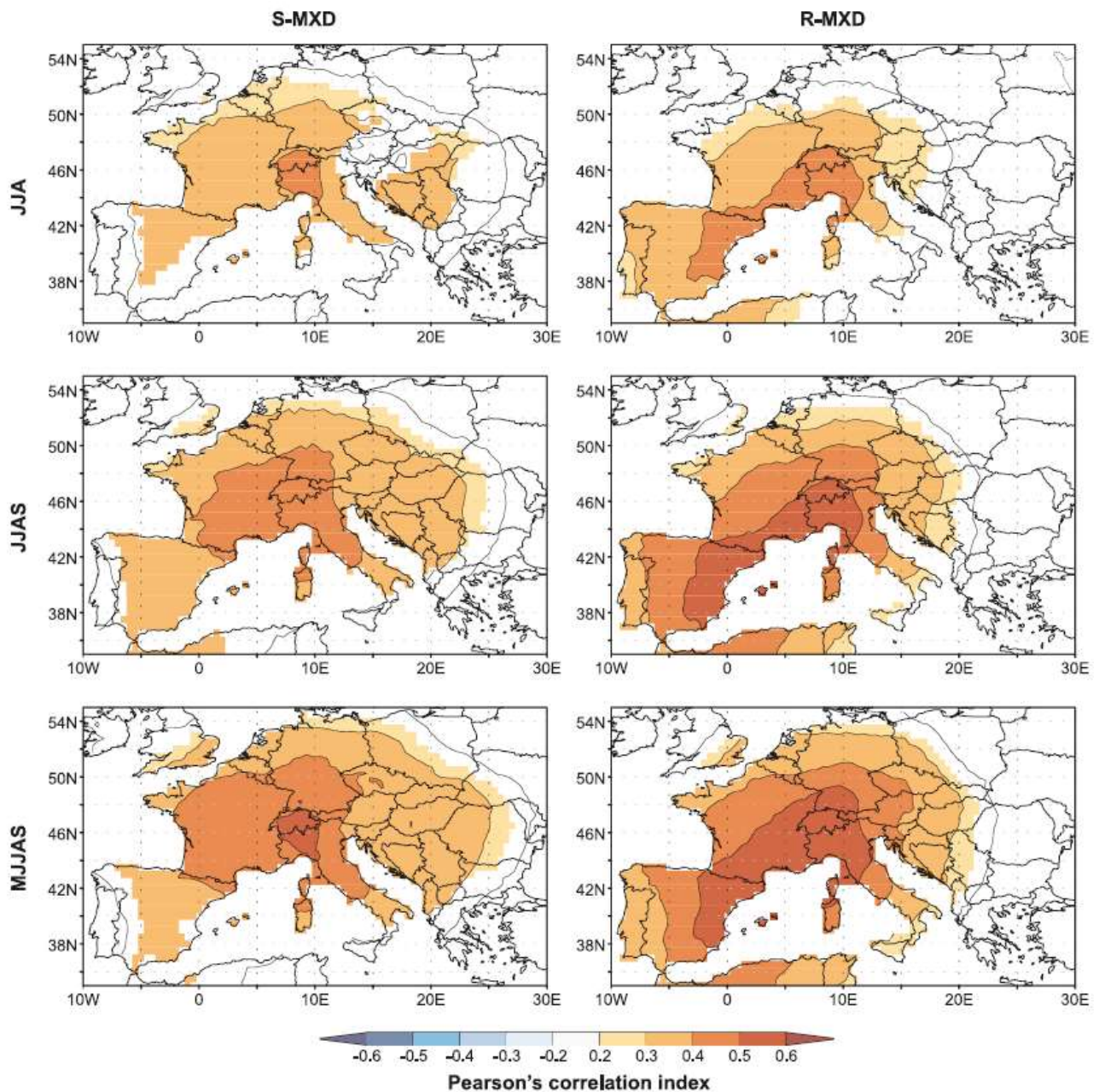


Fig. 8. Valori di correlazione di Pearson spaziali tra la cronologia standard di densità massima del legno tardivo (S-MXD) (colonna di sinistra) o la cronologia dei residui della densità massima del legno tardivo (R-MXD) (colonna di destra) e la temperatura media stagionale (CRU-TS 4.01, Harris et al., 2014) nel periodo 1901-2015. La soglia di significatività è stata impostata a $\alpha = 0,01$ (KNMI climate explorer; <http://climexp.kmni.nl>) (da Cerrato et al., 2019).

Le ricostruzioni della temperatura dai *proxy* degli anelli degli alberi, nella regione del Mediterraneo sono meno frequenti rispetto alla ricostruzione degli indici di precipitazioni o siccità, tuttavia alcuni sforzi sono stati compiuti, includendo principalmente siti di ambienti montani (in condizioni climatiche submediterranee). Anche se queste ricostruzioni hanno come obiettivo principale la temperatura, in questo ambiente la temperatura e le precipitazioni sono spesso correlate negativamente, specialmente durante l'estate, e gli alberi rispondono alla temperatura alta/bassa e alla mancanza/disponibilità di umidità del suolo. Pertanto, le ricostruzioni di temperatura che si ottengono spesso mantengono condizionamenti dovuti alla precipitazione. In un'ampia regione tra il Mediterraneo nord-orientale e i dei Balcani comprendente l'Italia, parte delle Alpi italiane, i Balcani, la Grecia e la Romania centrale e la Bulgaria, una prima ricostruzione della temperatura estiva è stata eseguita utilizzando i dati della larghezza annuale dell'anello degli alberi e dati di MXD (Trouet, 2014). Sulla base di un approccio simile a quello applicato nelle Alpi, per la penisola italiana è

stata eseguita una ricostruzione migliore della temperatura di fine estate utilizzando solo le cronologie MXD dell'Appennino (Leonelli et al., 2017; 1,4 c deliverable). La ricostruzione risultante include il 1700 e mostra un'elevata coerenza con la variabilità della temperatura su una regione più ampia comprendente la Sardegna, la Sicilia, l'Africa settentrionale e i Balcani; inoltre, ha mostrato anche un dipolo nei modelli di precipitazioni tra i Balcani del nord e una regione che comprende l'Irlanda, la Scozia e la Scandinavia meridionale.

Gli eventi estremi meteorologici nell'area mediterranea sono in aumento e uno di questi ha offerto la possibilità di campionare una delle pinete più antiche della penisola italiana. Infatti, dopo le forti raffiche di vento verificatesi a marzo 2015, il gruppo di lavoro ha avuto la possibilità di prelevare campioni di alberi dal parco della "Versiliana" situato a Forte dei Marmi, in Toscana. I campioni appartengono ad alberi di età anche di due secoli e potenzialmente ci daranno la possibilità di ricostruire lo stress da siccità in quest'area del Mediterraneo con una risoluzione annuale (Coppola et al. In preparazione)

Un approccio multi-proxy delle ricostruzioni climatiche del passato necessita di una selezione preventiva dei record climatici appropriati e di una valutazione della loro variabilità. Inoltre, per quanto riguarda gli anelli degli alberi e le registrazioni dei pollini stratigrafici, essi coprono in genere tempi diversi e mostrano risoluzioni temporali diverse. Al fine di valutare le relazioni tra la variabilità di questi due *proxy* si limita quindi il confronto tra i due proxy ad un periodo comune selezionato (di solito il più recente) e si esegue un adattamento della risoluzione annualmente risolta degli anelli degli alberi alla risoluzione generalmente inferiore e variabile delle registrazioni stratigrafiche polliniche.

I risultati principali forniscono un confronto tra le due ricostruzioni di temperature estive derivate da questi due proxy eseguite nel settore centrale delle Alpi italiane selezionando un'area di circa 150 km di diametro, comprendente serie di anelli di larice comune (*Larix decidua* Mill.), abete rosso (*Picea abies* Karst.) e pino cembro (*Pinus cembra* L.) da 42 siti situati in cinque gruppi montuosi: il Gruppo Silvretta (Svizzera), le Alpi Ötztaler e Venoste (Austria, Italia), il Gruppo del Bernina (Svizzera, Italia), il Gruppo Ortles-Cevedale (Italia) e il Gruppo Adamello-Presanella (Italia) e il record di pollini stratigrafici del Lago di Lavarone (Trento), situato a 1115 m slm. L'intera metodologia è ben spiegata nel Deliverable 1.4B. Sia gli anelli degli alberi (Leonelli et al., 2016) sia le ricostruzioni desunte dal polline sono stati calibrati utilizzando le temperature specifiche del sito modellato da una versione migliorata del dataset di Brunetti et al. (2006). Le ricostruzioni della temperatura estiva ottenute in modo indipendente, dopo aver adattato la serie degli anelli degli alberi alla risoluzione temporale delle serie di pollini, hanno mostrato una buona correlazione ($r^2 = 0,6$) nel periodo comune 1803-2003 (Deliverable 1.4a).

I ghiacciai delle medie latitudini forniscono record di ghiaccio più brevi rispetto ai ghiacciai polari: infatti, i record più lunghi coprono solo un paio di secoli fino a un millennio (Bohleber et al., 2018, Gabrielli et al., 2016, Schwerzmann et al., 2006; 1995; Prunkner et al., 2000). In effetti per evitare i disturbi, solo i dati dei ghiacciai di alta quota, dove il rischio di fusione è basso, possono fornire dati ambientali e climatici (Maggi et al., 2006). Sebbene limitati a una scala regionale e a tempi relativamente brevi, i ghiacciai nelle Alpi europee possono essere utili archivi delle condizioni ambientali. Sfortunatamente, i ghiacciai delle medie latitudini con le caratteristiche appropriate per la conservazione dei record glacio-chimici e glacio-meteorologici sono piuttosto scarsi. Nelle Alpi europee sono presenti solo poche aree sopra i 4000 m di altitudine, attorno al Monte Bianco, ai Massici del Monte Rosa e al gruppo dell'Ortles-Cevedale, che rappresentano la parte più alta della zona di accumulo dei ghiacciai di montagna, sono stati identificati come siti potenzialmente idonei per gli studi sulle carote di ghiaccio (<http://geomatica.disat.unimib.it/home/geomatic/idb2>; Fig. 9).

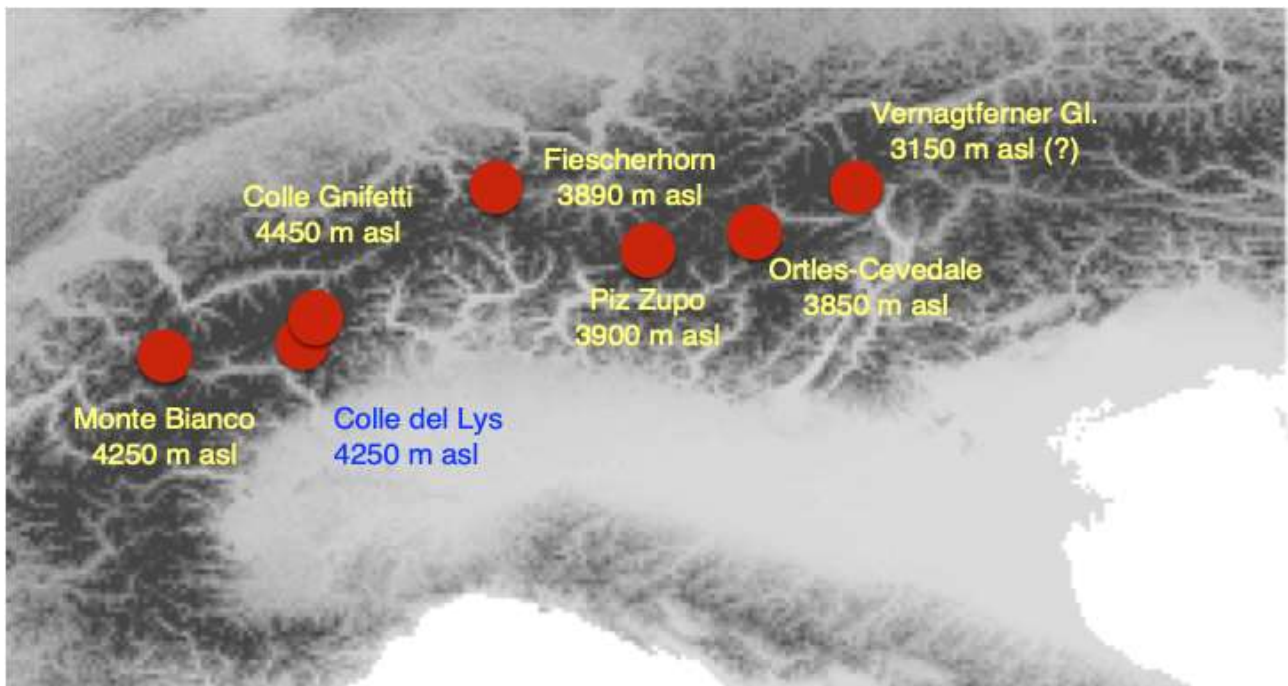


Fig. 9. Ubicazione dei siti di perforazione principali nelle Alpi europee.

Il trasporto di polveri verso l'area mediterranea e l'Europa è principalmente associato all'instaurarsi di flussi meridionali che precedono i sistemi sinottici frontali che viaggiano verso est attraverso il Mediterraneo o si originano nel Nord Africa e si spostano verso nord-est (Di Mauro et al., 2018; Thevenon et al., 2011). Inoltre, le situazioni sinottiche che favoriscono il trasporto di pennacchi di polvere sahariana verso l'Europa occidentale sono frequentemente associate a precipitazioni sulle Alpi, dove la raccolta delle polveri origina strati colorati che possono essere preservati nelle masse glaciali. È quindi importante identificare tali "eventi di polvere sahariana" (di seguito "SDE") come indicatori stratigrafici per la datazione dei ghiacci; si deve notare che in questo contesto il termine generico "Sahariano" si riferisce principalmente alle regioni del Nord Africa (Marocco, Algeria, Tunisia e Libia), che sono considerate le principali fonti di polvere in questa parte d'Europa (Thevenon et al., 2011).

La concentrazione di polveri (entrambe, microparticelle e record di calcio), principalmente legate al trasporto dal Nord Africa, sembra avere una caratteristica generale lungo l'area alpina. Nella prima metà del XX secolo, la polvere raggiunge livelli importanti a causa del trasporto generale dal Nord Africa. Più concentrato sembra essere negli ultimi due decenni e all'inizio del XXI secolo. Al contrario a metà del XX secolo la quantità sembra essere più bassa, specialmente nella polvere totale. In realtà esistono alcuni dati difficili da interpretare, perché il trasporto dal Nord Africa attraverso il Mediterraneo utilizza diversi meccanismi barici (Fig. 10).

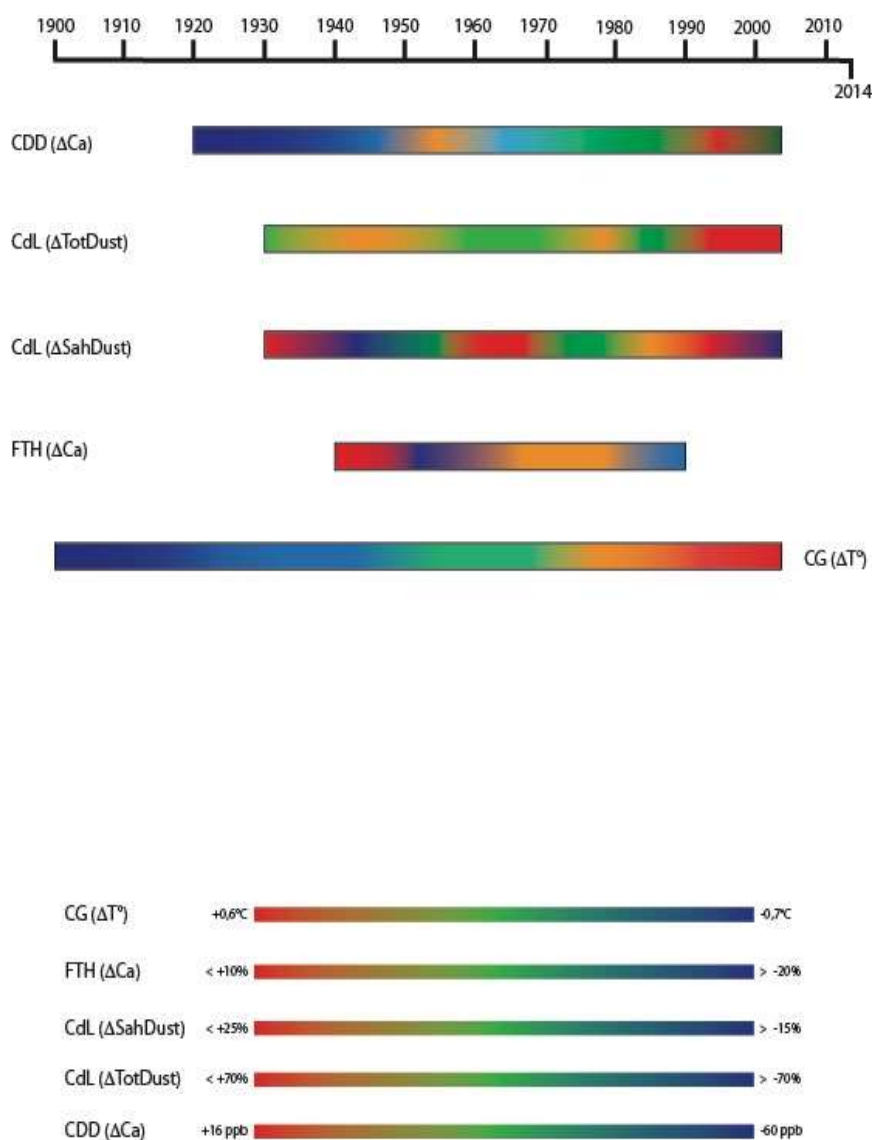


Fig. 10. Variabilità del trasporto di polveri minerali nell'area alpina dai record principali. (CDD = Col du Dome, Monte Bianco; CdL = Colle el Lys, Monte Rosa; FTH = Fiescherhorn, Austria; CG = Colle Gnifetti, Monte Rosa).

Bibliografia

- Badino, F., Ravazzi, C., Vallè, F., Pini, R., Aceti, E., Brunetti, M., Champvillair, E., Maggi, V., Maspero, F., Perego, R., Orombelli, G., (2018). 8800 years of high-altitude vegetation and climate history at the Rutor Glacier forefield, Italian Alps. Evidence of middle Holocene timberline rise and glacier contraction. *Quaternary Science Reviews* 185, 41–68.
- Bohleber, P., Erhardt, T., Spaulding, N., Hoffmann, H., Fischer, H., and Mayewski, P., (2018). Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium, *Clim. Past*, 14, 21-37, <https://doi.org/10.5194/cp-14-21-2018>, 2018.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., and Nanni, T., (2006). Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series, *Int. J. Climatol.*, 26, 345– 381.
- Cerrato R., Salvatore M.C., Brunetti M., Coppola A. & Baroni C. (2018). Dendroclimatic relevance of “Bosco Antico”, the most ancient living European larch wood in the Southern Rhaetian Alps (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 41 (1), 35–49.
- Cerrato R., Cherubini P., Büntgen U., Coppola A., Salvatore M. & Baroni C. (2019a). Tree-ring-based reconstruction of larch budmoth outbreaks in the Central Italian Alps since 1774 CE. *iForest - Biogeosciences and Forestry*, 12 (3), 289–296.

- Cerrato R., Salvatore M.C., Gunnarson B.E., Linderholm H.W., Carturan L., Brunetti M., De Blasi F. & Baroni C. (2019b). A *Pinus cembra* L. tree-ring record for late spring to late summer temperature in the Rhaetian Alps, Italy. *Dendrochronologia*, 53, 22–31.
- Coppola A., Leonelli G., Salvatore M.C., Pelfini M. & Baroni C. (2012). Weakening climatic signal since mid-20th century in European larch tree-ring chronologies at different altitudes from the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Quaternary Research*, 77 (3), 344–354.
- Coppola A., Leonelli G., Salvatore M.C., Pelfini M. & Baroni C. (2013). Tree-ring- Based summer mean temperature variations in the Adamello-Presanella Group (Italian Central Alps), 1610-2008 AD. *Climate of the Past*, 9 (1), 211–221
- Di Mauro, B., Garzonio, R., Rossini, M., Filippa, G., Pogliotti, P., Galvagno, M., Morra di Cella, U., Migliavacca, M., Baccolo, G., Clemenza, M., Delmonte, B., Maggi, V., Dumont, M., Tuzet, F., Lafaysse, M., Morin, S., Cremonese, E., and Colombo, R., (2019). Saharan dust events in the European Alps: role in snowmelt and geochemical characterization, *The Cryosphere*, 13, 1147-1165, <https://doi.org/10.5194/tc-13-1147-2019>.
- Gabrielli, P., Barbante, C., Bertagna, G., Bertó, M., Binder, D., Carton, A., Carturan, L., Cazorzi, F., Cozzi, G., Dalla Fontana, G., Davis, M., De Blasi, F., Dinale, R., Dragà, G., Dreossi, G., Festi, D., Frezzotti, M., Gabrieli, J., Galos, S. P., Ginot, P., Heidenwolf, P., Jenk, T. M., Kehrwald, N., Kenny, D., Magand, O., Mair, V., Mikhalenko, V., Lin, P. N., Oeggli, K., Piffer, G., Rinaldi, M., Schotterer, U., Schwikowski, M., Seppi, R., Spolaor, A., Stenni, B., Tonidandel, D., Uglietti, C., Zagorodnov, V., Zanoner, T., and Zennaro, P., (2016). Age of the Mt. Ortles ice cores, the Tyrolean Iceman and glaciation of the highest summit of South Tyrol since the Northern Hemisphere Climatic Optimum, *The Cryosphere*, 10, 2779–2797, <https://doi.org/10.5194/tc-10-2779-2016>.
- Leonelli, G., Battipaglia, G., Cherubini, P., Saurer, M., Siegwolf, R.T.W., Maugeri, M., Stenni, B., Fusco, S., Maggi, V. and Pelfini, M., (2017). *Larix decidua* $\delta^{18}\text{O}$ tree-ring cellulose mainly reflects the isotopic signature of winter snow in a high-altitude glacial valley of the European Alps. *Science of the Total Environment*, 579: 230-237.
- Leonelli G., Coppola A., Baroni C., Salvatore M.C., Maugeri M., Brunetti M. & Pelfini M. (2016). Multispecies dendroclimatic reconstructions of summer temperature in the European Alps enhanced by trees highly sensitive to temperature. *Climatic Change*, 137 (1–2), 275–291.
- Leonelli G., Coppola A., Salvatore M.C., Baroni C., Battipaglia G., Gentilesca T., Ripullone F., Borghetti M., Conte E., Tognetti R., Marchetti M., Lombardi F., Brunetti M., Maugeri M., Pelfini M., Cherubini P., Provenzale A., Maggi V. (2017). Climate signals in a multispecies tree-ring network from central and southern Italy and reconstruction of the late summer temperatures since the early 1700s. *Climate of the Past*, 13, 1451-1471, doi: 10.5194/cp-13-1451-2017
- Maggi, V., Villa, S., Finizio, A., Delmonte, B., Casati, P., Marino, F., (2006). Variability of anthropogenic and natural compounds in high altitude-high accumulation alpine glaciers. *Hydrobiologia* 562, 43-56.
- Preunkert, S., Wagenbach, D., Legrand, L., and Vincent, C., (2000). Col du Dôme (Mt Blanc Massif, French Alps) suitability for ice-core studies in relation with past atmospheric chemistry over Europe, *Tellus*, 52B, 993–1012.
- Schwerzmann, A., Funk, M., Blatter, H., Lüthi, M., Schwikowski, M., and Palmer, A., (2006). A method to reconstruct past accumulation rates in alpine firn regions: A study on Fiescherhorn, Swiss Alps, *J. Geophys. Res.-Earth*, 111, F01014, <https://doi.org/10.1029/2005JF000283>.
- Thevenon, F., Guédron, S., Chiaradia, M., Loizeau, J., & Poté, J. (2011). (Pre-) historic changes in natural and anthropogenic heavy metals deposition inferred from two contrasting Swiss alpine lakes. *Quaternary Science Reviews*, 30(1–2), 224–233. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.013>
- Trouet, V., (2014). A tree-ring based late summer temperature reconstruction (AD 1675–1980) for the northeastern Mediterranean, *Radiocarbon*, 56, S69–S78, https://doi.org/10.2458/azu_rc.56.18323.