

Il permafrost nelle Alpi ticinesi (2011/2012 w 2012/2013). Rapporto no. 2 del gruppo Permafrost Ticino

Autor(en): **Scapozza, Cristian / Mari, Stefano / Antognini, Marco**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bollettino della Società ticinese di scienze naturali**

Band (Jahr): **102 (2014)**

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-1003035>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2011/2012 e 2012/2013)

Rapporto No. 2 del Gruppo Permafrost Ticino

Cristian Scapozza¹, Stefano Mari², Marco Antognini³,
Vittorio Lepori¹ e Christian Ambrosi¹

¹Istituto scienze della Terra (IST), SUPSI, Campus Trevano, CH-6952 Canobbio

²Département des Géosciences – Géographie, Université de Fribourg, Chemin du Musée 4, CH-1700 Fribourg

³Museo cantonale di storia naturale, Viale Carlo Cattaneo 4, CP 5487, CH-6901 Lugano

cristian.scapozza@supsi.ch

Riassunto: I ghiacciai rocciosi sono degli importanti indicatori dell'influsso dei cambiamenti climatici sugli ambienti di alta montagna. Negli ultimi decenni è quindi iniziato un monitoraggio sistematico della temperatura e della cinematica di ghiacciai rocciosi attivi nell'intero arco alpino. Dal 2006, sono studiati anche ghiacciai rocciosi delle Alpi ticinesi per fornire dei dati sull'evoluzione del permafrost nel contesto morfoclimatico sudalpino. Sette ghiacciai rocciosi sono oggetto del monitoraggio della temperatura della superficie del suolo (GST) grazie a dei sensori autonomi di temperatura e della misura dei movimenti superficiali annuali o pluriennali mediante GPS differenziale. Per il periodo di studio, si assiste a un aumento di GST a seguito dell'estate e autunno 2011 molto caldi. Questo riscaldamento è probabilmente all'origine di un'accelerazione delle velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi. Il raffreddamento di GST durante l'inverno e la primavera 2012/2013 è seguito da una lieve diminuzione della velocità orizzontale di superficie dei ghiacciai rocciosi nell'estate seguente. Questo comportamento è simile a quanto avvenuto nel resto delle Alpi svizzere nello stesso periodo, indipendentemente dal contesto morfoclimatico. Il legame significativo tra le variazioni di temperatura e il comportamento dei ghiacciai rocciosi indicherebbe quindi che la loro cinematica è influenzata in primo luogo dalle variazioni climatiche di primo ordine alla scala sovra-regionale o continentale.

Parole chiave: ghiacciaio roccioso, cinematica, GSTM, DGPS, Alpi svizzere

Permafrost in the Ticino Alps (2011/2012 and 2012/2013). Report No. 2 of the Gruppo Permafrost Ticino

Abstract: Rockglaciers are important indicators of the climate change influence on high mountain environments. In recent decades, a systematic thermal and kinematics monitoring of active rockglaciers has started throughout the Alps. Since 2006, rockglaciers of the Ticino Alps are also studied to provide data on the permafrost evolution in the Southern alpine morphoclimatic context. Seven rockglaciers are subjected to ground surface temperature (GST) monitoring thanks to autonomous mini-loggers and to annual or pluriannual measurement of the surface displacements by differential GPS. For the reporting period, an increase in GST is observed as a result of the warm summer and autumn 2011. This warming is probably at the origin of an acceleration in horizontal surface velocities of the rockglaciers. The cooling of GST during the winter and spring 2012/2013 is followed by a slight decrease of horizontal surface velocities of the rockglaciers in the following summer. This behavior is similar to what happened in other regions of the Swiss Alps in the same reporting period, independently of the morphoclimatic context. The significant link between changes in temperature and the rockglacier behavior may indicate that their kinematics is probably influenced principally by the first order climatic variation at the superregional or continental scale.

Keywords: rockglacier, kinematics, GSTM, DGPS, Swiss Alps

INTRODUZIONE

Monitoraggio del permafrost in Ticino

Nel vasto spettro delle tematiche di ricerca sull'influsso dei cambiamenti climatici sugli ambienti naturali, la criosfera alpina occupa un posto di riguardo in quanto, assieme alle zone artiche, le aree di alta montagna sono quelle che registrano in maniera più sensibile e più marcata i cambiamenti di regime termico e pluviometrico in atto da circa la metà degli anni

'80 del Novecento (per es. Beniston & Haeberli, 2001; Käab et al., 2007a; OcCC, 2008). In questo contesto, l'Europa ha visto nascere e svilupparsi numerosi progetti di carattere continentale (PACE – *Permafrost and Climate in Europe*; Harris et al., 2001), transnazionale alla scala alpina (PermaNET; Cremonese et al., 2011) o nazionale (per gli esempi svizzero e francese, vedi: PERMOS, 2013; Schoeneich et al., 2010). In parallelo, sono stati compiuti numerosi studi alla scala regionale e/o locale che si sono interessati alla

descrizione e alla spiegazione dei processi che condizionano la ripartizione del permafrost (per es., per quanto concerne la regione ticinese: Steens, 2003; Valenti, 2006; Scapozza & Mari, 2010; Mari et al., 2011; Ramelli et al., 2011; Scapozza et al., 2011; Mari et al., 2013).

La comprensione delle reazioni del permafrost di fronte ai cambiamenti climatici passa quindi dall'integrazione dei dati di monitoraggio con dati prodotti da studi alla scala locale, allo scopo di determinare se possono manifestarsi delle specificità regionali. I profili termici rilevati nei sondaggi del programma PACE indicano globalmente una tendenza al riscaldamento delle temperature del permafrost, con delle differenze regionali tra i sondaggi delle Alpi svizzere e italiane e i sondaggi realizzati in Scandinavia e nell'arcipelago delle Svalbard (Harris et al., 2003). A livello delle Alpi svizzere, nei sondaggi della rete PERMOS (*Swiss Permafrost Monitoring Network*; PERMOS, 2013) la forte variazione di temperatura da un anno all'altro dovuta alle perturbazioni topografiche e alle variazioni di innevamento non permette di osservare delle tendenze regionali. Ciononostante, i modelli climatici regionali predicono per il 21° secolo delle differenze tra la Svizzera occidentale e orientale e tra il Nord e il Sud delle Alpi (OcCC, 2007). Allo scopo di ottenere dati a lungo termine a scala regionale, verso la fine del 20° secolo è iniziato il monitoraggio sistematico della temperatura e dei movimenti di numerosi ghiacciai rocciosi dell'intero arco alpino (per es. Avian et al., 2005; Delaloye et al., 2008; Bodin et al., 2009). Questa particolare forma geomorfologica è infatti considerata come un importante indicatore delle variazioni geoecologiche negli ambienti di alta montagna (per es. Barsch, 1996; Haerberli et al., 2006; Kääh et al., 2007b).

In questo contesto, si è assistito nell'ultimo decennio a un moltiplicarsi di ricerche concernenti gli ambienti periglaciali del Sud delle Alpi svizzere in generale e delle Alpi ticinesi in particolare. Il primo rapporto sullo stato del permafrost in Ticino (Mari et al., 2012) presentava brevemente i lavori di ricerca e i dati raccolti nella fase di creazione (2006–2011) di una rete di siti di ricerca e monitoraggio del permafrost nelle Alpi ticinesi. Scaturita da una serie di siti studiati nell'ambito di lavori di diploma e tesi di dottorato svolti presso le Università di Losanna e di Friburgo (Scapozza, 2008; Ramelli, 2010; Scapozza, 2013; Mari, 2014), questa rete è stata perfezionata nel tempo mediante l'inserimento di alcuni siti nella rete nazionale PERMOS e tramite una ridefinizione dell'importanza dei siti monitorati e della frequenza delle misure effettuate nell'ottica di un monitoraggio pluriennale delle principali caratteristiche dei terreni periglaciali delle Alpi ticinesi. Lo scopo dei rapporti del Gruppo Permafrost Ticino è quindi quello di presentare a scadenza biennale i principali risultati ottenuti sui siti di monitoraggio del permafrost in Ticino e di informare sulle ricerche in corso correlate a questo argomento. L'obiettivo del presente articolo è quindi di presentare e discutere i dati riguardanti gli anni idrologici

2011/2012 e 2012/2013 e di inserirli nel contesto delle misure compiute su alcuni siti dal 2006.

Siti di studio

A seguito dell'integrazione della SUPSI nella rete svizzera di monitoraggio del permafrost PERMOS, della vecchia rete di siti gestiti dagli Istituti di geografia delle Università di Friburgo e di Losanna (vedi Mari et al., 2012), l'Istituto scienze della Terra della SUPSI è diventato il responsabile di tutti i siti che erano raggruppati nella regione morfoclimatica "Ticino" (Fig. 1), secondo la suddivisione operata da Delaloye et al. (2010) e Mari et al. (2012). Situato su territorio ticinese ma facente parte della regione morfoclimatica "Gottardo", il sito di Monte Prosa (a nord del Passo del San Gottardo) continuerà invece a essere gestito dall'Università di Friburgo.

I ghiacciai rocciosi monitorati sono sette e sono ripartiti in tutta la fascia settentrionale delle Alpi ticinesi. Le osservazioni svolte sui siti ticinesi sono di due tipi (vedi Tab. 1): (1) la misura in continuo della temperatura della superficie del suolo (GSTM); (2) la misura dei movimenti annui o pluriennali dello strato superficiale dei ghiacciai rocciosi mediante GPS differenziale (DGPS). I siti di monitoraggio sono stati classificati in tre diverse categorie in funzione della magnitudo del movimento e del tipo di monitoraggio svolto. I due siti di categoria A (No. 32/Piancabella e No. 33/Stabbio di Largario) sono misurati annualmente per quanto

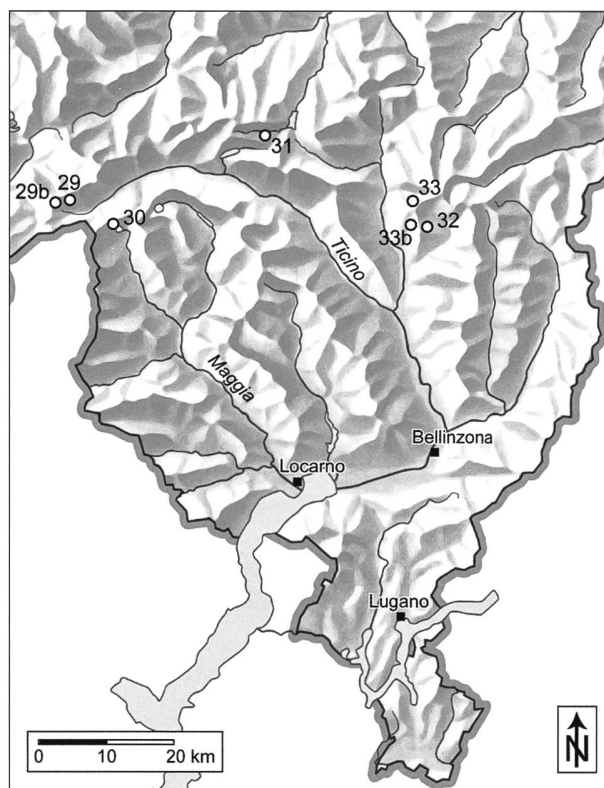


Figura 1: Localizzazione dei ghiacciai rocciosi monitorati nelle Alpi ticinesi. 29: Pizzo Nero; 29b: Pizzo Gallina; 30: Passo di Grandinagia; 31: Ganoni di Schenadüi; 32: Piancabella; 33: Stabbio di Largario; 33b: Alpe Pièi. Per le caratteristiche di ogni sito, vedi la Tab. 1. Fondo di carta: © swisstopo.

concerne il loro movimento e fanno parte della rete svizzera di monitoraggio del permafrost PERMOS. Per quanto concerne la categoria B, si tratta di siti che presentano un monitoraggio della temperatura della superficie del suolo e i cui spostamenti sono misurati a cadenza, o annua (No. 29b/Pizzo Gallina e No. 31/Ganoni di Schenadüi), o biennale (No. 30/Passo di Grandinagia). I siti di categoria C, infine, non presentano attualmente un monitoraggio della temperatura della superficie del suolo e il loro movimento è misurato, o a scala triennale (No. 33b/Alpe Piè), o quinquennale (No. 29/Pizzo Nero).

MATERIALI E METODI

Monitoraggio della temperatura della superficie del suolo

Il monitoraggio della temperatura della superficie del suolo o GSTM (*Ground Surface Temperature Monitoring*) consiste nella registrazione a intervalli regolari della temperatura con dei piccoli sensori autonomi (mini-logger) e permette di ottenere delle informazioni sullo stato termico della superficie del suolo, che riflette in parte quello del sottosuolo, ad alta risoluzione temporale a lungo termine (Scapozza, 2009). Ciò consiste nello studio dell'evoluzione invernale della temperatura del suolo e dell'influenza della stagione estiva sul regime termico del terreno (Hoelzle et al., 1999; Delaloye, 2004). I siti di monitoraggio sono equipaggiati da mini-logger del tipo UTL-3 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG, <http://www.utl.ch/>) con una precisione di misura di $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ e una scheda di memoria che permette di acquisire fino a 65'000 misure di temperatura. Programmati con un intervallo di misura di due ore, sono stati piazzati a una profondità variabile da 10 a 50 cm secondo le caratteristiche del terreno per proteggerli dall'irradiazione solare.

GPS differenziale

La tecnica del GPS differenziale o DGPS (*Differential Global Positioning System*) permette di misurare la posizione tridimensionale di un punto posto sulla superficie terrestre con una precisione di alcuni centimetri (Little et al., 2003). Essa è basata sull'utilizzo in simultanea di due antenne: un'antenna di riferimento fissa (denominata *reference antenna*) e un'antenna di misura che consente l'acquisizione dei dati di posizionamento sul campo (denominata *rover antenna*). Collocando l'antenna di riferimento in un punto di coordinate conosciute, è possibile compiere una correzione in tempo reale delle coordinate misurate dall'antenna di misura (tecnica del *real-time kinematic GPS*; Lambiel & Delaloye, 2004). L'antenna di misura è collegata all'antenna di riferimento da un segnale radio. La precisione dei punti rilevati grazie a questa tecnica è variabile da 1 a 5 centimetri. Sui ghiacciai rocciosi monitorati, gli spostamenti di una trentina di blocchi (da 25 a 35 secondo il sito) distribuiti uniformemente sull'intera superficie sono misurati a cadenza regolare. Gli spostamenti orizzontali (in cm) sono poi convertiti in velocità orizzontali di superficie

(in cm/a) per confrontare i siti tra loro e con altri siti di riferimento. Dai due ai tre punti di controllo collocati in punti ritenuti fissi (affioramenti rocciosi) permettono di verificare la qualità dei dati di spostamento acquisiti sui ghiacciai rocciosi. In questo studio, le misurazioni DGPS sono state compiute con un ricevitore GPS Leica SR530.

RISULTATI E INTERPRETAZIONE

Temperature della superficie del suolo

I dati di temperatura della superficie del suolo (GST – *Ground Surface Temperature*) per le Alpi ticinesi sono disponibili dal 1° ottobre 2006 per il ghiacciaio roccioso di Piancabella e l'adiacente falda di detrito di Gana Rossa, mentre la maggior parte degli altri siti è equipaggiata di sensori di temperatura dal 1° ottobre 2009 (a eccezione del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario, che è stato equipaggiato il 1° ottobre 2011). Grazie alle misure di temperatura effettuate a intervallo biorario, è possibile calcolare la media giornaliera di GST. Per evidenziare la tendenza pluriennale di evoluzione di GST, è stata calcolata la temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) mediante una media mobile delle temperature medie giornaliere su 365 giorni (Fig. 2).

Per gli anni idrologici dal 2007/2008 al 2010/2011, come già presentato da Mari et al. (2012), si assiste a un raffreddamento di MAGST durante l'inverno 2007/2008, protrattosi fino all'estate 2008. Questo raffreddamento è dovuto al riequilibrio di GST a seguito dell'inverno 2006/2007 eccezionalmente caldo (Luterbacher et al., 2007). L'inverno 2008/2009 e la primavera-estate 2009 presentano un riscaldamento di GST del ghiacciaio roccioso di Piancabella di 1.8°C , probabilmente quale conseguenza delle nevicate precoci e abbonanti dell'inverno 2008/2009 e dell'estate 2009 particolarmente calda (PERMOS, 2013). L'inverno 2009/2010 è stato relativamente freddo e ha permesso un assestamento di MAGST (tra 0 e $+0.5^{\circ}\text{C}$ sul ghiacciaio roccioso di Piancabella) protrattosi fino alla primavera 2011. A partire dall'estate del 2011, si assiste a un nuovo e importante riscaldamento di GST a seguito della primavera calda, che ha causato una fusione precoce della coltre nevosa, e dell'estate di 0.1°C più calda della norma 1981-2010 al Sud delle Alpi, in particolare a causa dell'ondata di caldo di agosto (con un valore mensile medio di $+1.9^{\circ}\text{C}$ rispetto alla norma 1981-2010 per la stazione MeteoSvizzera di Lugano) e, soprattutto, del mese di settembre eccezionalmente caldo ($+2.8^{\circ}\text{C}$ rispetto alla norma 1981-1990 a Lugano, che ne fa il mese di settembre più caldo dal 1864 per questa località). L'effetto sui terreni periglaciali è stato importante: nei sondaggi della rete PERMOS si sono registrate delle profondità dello strato attivo al termine dell'anno idrologico 2010/2011 addirittura superiori a quelle dell'estate canicolare del 2003 (Paul et al., 2012). Per le Alpi ticinesi, a seguito dell'estate e autunno 2011 molto caldi, GST presenta un importante riscaldamen-

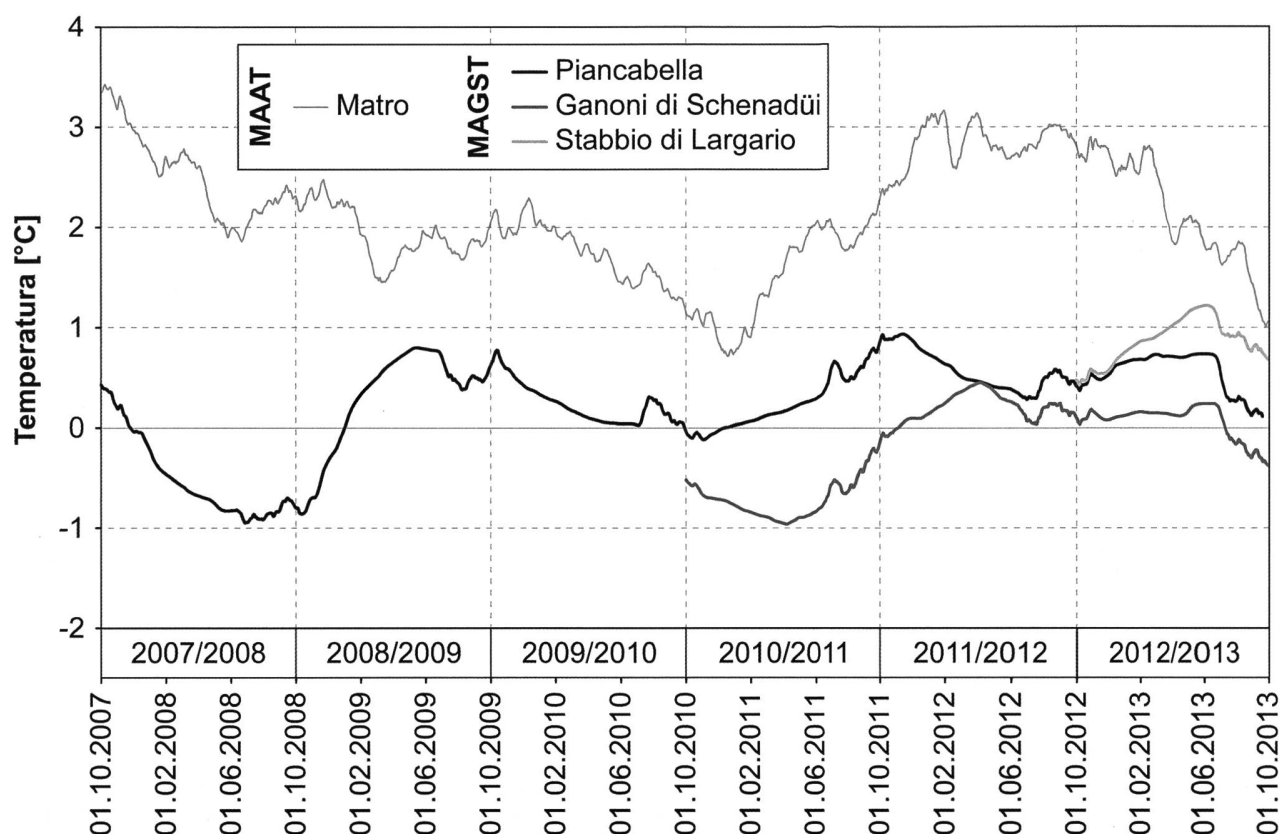


Figura 2: Evoluzione della temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – Mean Annual Ground Surface Temperature) per i ghiacciai rocciosi di Piancabella, dei Ganoni di Schenadüi e di Stabbio di Largario (nei tre casi MAGST è stata calcolata in base alla media di GST registrata da 4 sensori di temperatura) e confronto con la temperatura media annua dell’aria (MAAT – Mean Annual Air Temperature) per la stazione del Matro (2171 m slm; dati MeteoSvizzera). Tenendo conto che MAGST è calcolata mediante una media mobile su 365 giorni delle medie giornaliere di GST, i picchi sono spostati di sei mesi rispetto al reale andamento climatico (in altre parole, la curva fornisce una registrazione dell’effetto cumulativo dell’andamento climatico dei 365 giorni precedenti).

to su tutti i siti monitorati (Fig. 2). Per i ghiacciai rocciosi di Piancabella (+0.9°C) e dei Ganoni di Schenadüi (+0.5°C), si registrano i valori di GST più alti dall’inizio delle misurazioni. Per quest’ultimo ghiacciaio roccioso, il riscaldamento di GST dall’inizio della primavera 2011 è di addirittura 1.5°C. Il riscaldamento della temperatura media annua dell’aria (MAAT – Mean Annual Air Temperature) per la stazione MeteoSvizzera del Matro (2171 m slm) è stato ancora più importante (+2.5°C).

A seguito dell’importante riscaldamento durante l’estate e autunno 2011, GST si riequilibra durante l’inverno 2011/2012 che, malgrado sia stato relativamente mite fino a fine gennaio 2012 (con scarti positivi di circa 2°C nelle Alpi e al Sud delle Alpi), è stato poco innevato al Sud delle Alpi (Paul et al., 2013). Al raffreddamento del suolo dovuto allo scarso innevamento si è poi sovrapposta, durante febbraio, una massiccia ondata di freddo, con la temperatura media di Lugano che è stata di 1.9°C inferiore alla norma 1981-2010. L’effetto combinato della primavera, estate e autunno 2012 caldi e soleggiati (con l’autunno particolarmente caldo in montagna) ha causato un nuovo riscaldamento di MAGST, variabile secondo il sito di monitoraggio. Esso è stato quasi impercettibile sul ghiacciaio roccioso dei Ganoni di Schenadüi (poco più di 0.1°C), un po’ più marcato sul ghiacciaio roccioso di Piancabella (+0.4°C) e più

manifesto sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (+0.8°C), che è il sito che si trova a più bassa altitudine dei tre.

L’inverno 2012/2013 è stato caratterizzato da temperature fredde nelle Alpi e da precipitazioni nevose scarse al Sud delle Alpi. GST ha quindi potuto raffreddarsi a causa del ridotto effetto isolante da parte della coltre nevosa poco spessa. Il raffreddamento di GST è stato di circa 0.6°C per tutti e tre i ghiacciai rocciosi presentati nella Fig. 2. Dal picco massimo raggiunto a seguito dell’autunno 2011 (+3.2°C), anche MAAT calcolata per la stazione del Matro è andata raffreddandosi nel corso del 2012 e del 2013, per raggiungere +1.0°C alla fine dell’anno idrologico 2012/2013 (raffreddamento di 2.2°C). Nello stesso periodo, il raffreddamento di GST per i ghiacciai rocciosi di Piancabella (da 0.9 a 0.1°C) e dei Ganoni di Schenadüi (da 0.4 a -0.4°C) è stato di 0.8°C, vale a dire di poco più di un terzo rispetto alle temperature dell’aria.

Cinematica dei ghiacciai rocciosi

Le velocità orizzontali di superficie medie (denominate *reference values*) dei sette ghiacciai rocciosi monitorati nelle Alpi ticinesi sono presentate nella Fig. 3a. La *reference value* è calcolata in conformità a una stessa serie di blocchi misurati da un periodo all’altro. Questo valore è da considerare come un indicatore dell’attività di una

Tabella 1: Elenco e caratteristiche dei ghiacciai rocciosi monitorati. Il No. del sito fa riferimento a una classificazione a scala nazionale operata da Delaloye et al. (2010). Per la localizzazione, vedi la Fig. 1. Esp. = Esposizione; GSTM = *Ground Surface Temperature Monitoring*; DGPS = *Differential Global Positioning System*.

No.	Sito	Regione	Altitudine [m slm]	Esp.	Categoria	GSTM (No. logger)	DGPS (No. misure)
29	Pizzo Nero	Val Bedretto	2600–2700	S	C	–	Quinquennale
29b	Pizzo Gallina	Val Bedretto	2660–2760	SE	B	4	Annuale
30	Passo di Grandinagia	Val Bavona	2560–2800	NE	B	4	Biennale
31	Ganoni di Schenadüi	Val Cadlimo	2480–2640	N	B	4	Annuale
32	Piancabella	Val Malvaglia	2440–2550	NE	A	10	Annuale
33	Stabbio di Largario	Val Soi	2240–2550	N	A	4	Annuale
33b	Alpe Pièi	Valle di Blenio	2340–2500	S	C	–	Triennale

parte o dell'insieme del ghiacciaio roccioso (Delaloye et al., 2010).

Le curve di velocità non sono rappresentate con la stessa risoluzione temporale in quanto, tra il 2009 e il 2012, i ghiacciai rocciosi del Pizzo Nero e dei Ganoni di Schenadüi sono stati misurati due volte durante il periodo senza neve (indicativamente tra fine giugno e inizio luglio, e tra fine settembre e inizio ottobre), in maniera da ottenere delle informazioni sugli spostamenti estivi e invernali. Il ghiacciaio roccioso del Pizzo Gallina è stato misurato due volte durante l'estate/autunno 2012 allo scopo di verificarne il grado di attività e quindi di decidere se proseguirne il monitoraggio negli anni seguenti. Dal 2013, tutti i ghiacciai rocciosi sono misurati a intervallo annuale o pluriennale, come indicato nella Tab. 1.

La velocità orizzontale di superficie media è compresa tra 0.02 e 0.20 m/a per tutti i ghiacciai rocciosi tranne quello di Stabbio di Largario, che presenta delle velocità medie comprese tra 0.34 e 0.45 m/a. Se teniamo conto di una magnitudo delle velocità compresa tra 0.1 e 1.0 m/a, i ghiacciai rocciosi delle Alpi ticinesi presentano dei valori nella norma rispetto alle velocità medie dei ghiacciai rocciosi delle Alpi bernesi e dei Grigioni, sintetizzate da Delaloye et al. (2010). I ghiacciai rocciosi delle Alpi vallesane sono per contro generalmente più veloci, con valori che superano spesso 1-3 m/a e che possono raggiungere fino a 10 m/a (Delaloye et al. 2010). Molti ghiacciai rocciosi delle Alpi vallesane sono considerati come in surge (*surging rockglaciers*), poiché presentano dei segni di destabilizzazione recente (fratture, superficie instabile, ecc.) che li accomunano a dei corpi in scivolamento dove il movimento è concentrato in una zona di taglio (*shear zone*) basale (Lambiel et al., 2008). Questa destabilizzazione sarebbe principalmente dovuta a fattori termici (riscaldamento del permafrost che favorisce una maggior duttilità del ghiaccio in esso contenuto), geometrici/topografici (versanti ripidi di forma convessa e presenza di pareti rocciose al fronte dei ghiacciai rocciosi) e meccanici (in particolare legati a fattori esterni quali il sovraccarico del ghiacciaio roccioso dovuto a movimenti glaciali o al peso esercitato da depositi glaciali o di crollo) (Delaloye et al., 2013).

I valori presentati finora si riferiscono a una media di tutto il ghiacciaio roccioso. Come lo vedremo in seguito, delle differenze di velocità sono presenti all'interno di uno stesso ghiacciaio roccioso. I valori massimi di velocità orizzontale di superficie misurati nelle Alpi ti-

cinesi possono infatti superare ampliamenti i 0.5 m/a, come è il caso della parte frontale del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (da 0.65 a 0.93 m/a per l'anno idrologico 2012/2013). Per quanto concerne il ghiacciaio roccioso dell'Alpe Pièi, la forte diminuzione delle velocità (da 0.15 m/a dal 24.06.2009 al 18.10.2009 a 0.02 m/a dal 18.10.2009 al 09.09.2012) si può spiegare da un effetto strumentale. Tenendo conto del periodo molto corto intercorso tra le due misure del 2009, è molto probabile che la velocità media determinata per questo periodo sia stata influenzata in maniera importante dall'errore di posizionamento dello strumento, di fronte a spostamenti assoluti molto esigui (da 2 a 6 cm). Dal 2009 al 2012, gli spostamenti orizzontali assoluti sono stati di poco superiori (fino a 10 cm) ma su di un periodo molto più lungo. Tenendo conto che lo spostamento verticale dal 2009 al 2012 è dello stesso ordine di grandezza, se non superiore, dello spostamento orizzontale, ne consegue che, contrariamente a quanto postulato da Ramelli et al. (2011) sulla base dei soli spostamenti misurati nel 2009, questo ghiacciaio roccioso è praticamente inattivo, vale a dire che contiene del ghiaccio ma non presenta più un movimento orizzontale significativo (Scapozza & Fontana, 2009). Il movimento residuo non sarebbe quindi legato alla reptazione del permafrost ma piuttosto a un collasso dell'intero ghiacciaio roccioso a seguito della fusione del ghiaccio in esso contenuto.

Dal punto di vista dell'evoluzione dei movimenti, i due ghiacciai rocciosi più dinamici presentano globalmente un'accelerazione della loro velocità media orizzontale di superficie tra il 2009/2010 e il 2012/2013 (da 0.14 a 0.20 m/a per il ghiacciaio roccioso di Piancabella e da 0.38 a 0.45 m/a per il ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario). Gli altri ghiacciai rocciosi non presentano una chiara tendenza nel periodo analizzato, forse a causa della magnitudo delle velocità meno importante, e quindi maggiormente condizionata da variazioni strumentali.

Allo scopo di normalizzare i valori di velocità media, è stata calcolata la variazione di velocità orizzontale di superficie relativa (espressa in percentuale di variazione di velocità). Questa variazione è stata calcolata per tutti i ghiacciai rocciosi a intervallo annuo (Fig. 3b). Da velocità costanti durante gli anni 2009/2010 e 2010/2011, si assiste a un'importante accelerazione nel 2011/2012, con il valore medio che aumenta del 36%, seguita da una diminuzione di velocità meno marcata

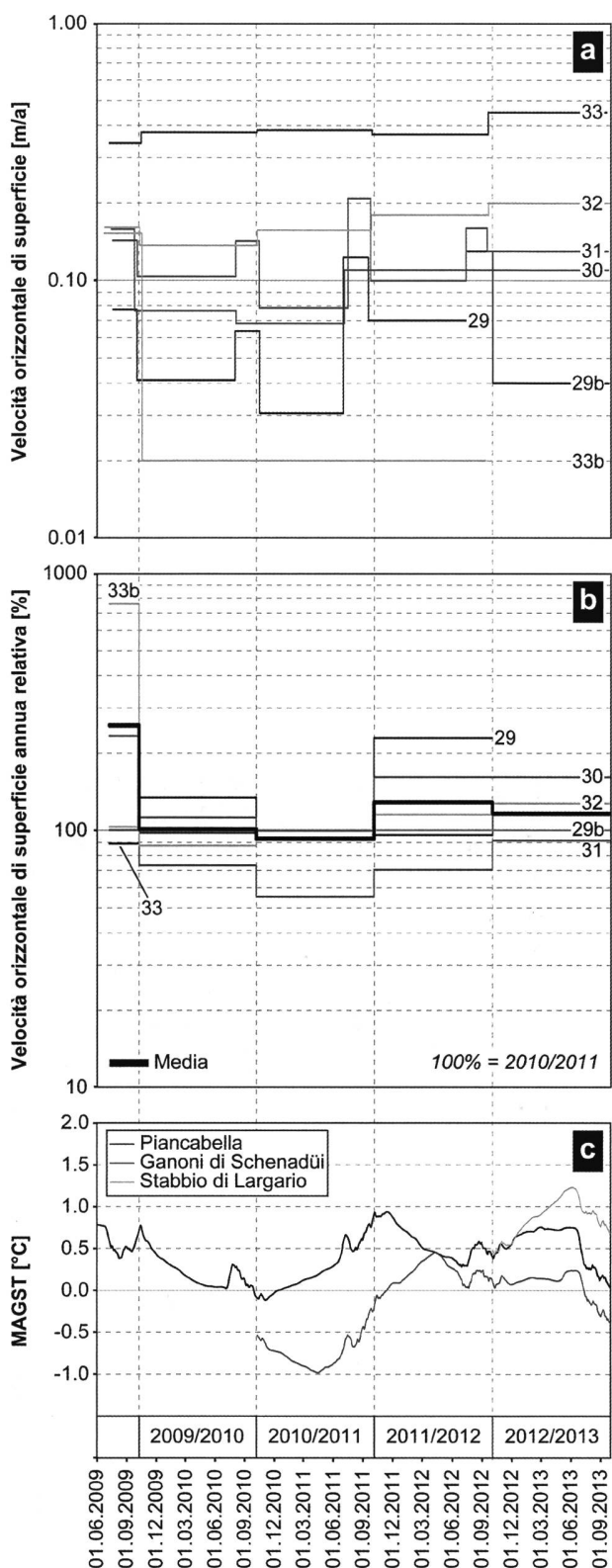


Figura 3: Cinematica dei ghiacciai rocciosi. **a)** Velocità annue orizzontali medie (*reference values*) dei sette ghiacciai rocciosi monitorati nelle Alpi ticinesi; **b)** Variazioni relative confrontate all'anno idrologico 2010/2011 (2012/2013 per 29b); **c)** Temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST) per i ghiacciai rocciosi di Piancabella, dei Ganoni di Schenadüi e di Stabbio di Largario (in tutti e tre i casi, media di 4 sensori di temperatura). 29: Pizzo Nero (media di 26 punti di misura DGPS); 29b: Pizzo Gallina (20); 30: Passo di Grandinaglia (32); 31: Ganoni di Schenadüi (33); 32: Piancabella (22); 33: Stabbio di Largario (25); 33b: Alpe Pièi (20).

nel 2012/2013 (-13%). Dal confronto tra la variazione relativa di velocità dei ghiacciai rocciosi (Fig. 3a) e l'evoluzione della temperatura della superficie del suolo (Fig. 3c), è evidente come la cinematica dei ghiacciai rocciosi monitorati sia significativamente correlata con le variazioni di MAGST, con un ritardo di alcuni mesi. L'accelerazione delle velocità dal 2010/2011 al 2011/2012 è quindi molto probabilmente legata all'importante riscaldamento di GST durante l'estate e l'autunno del 2011. Lo stesso si può dire per la leggera decelerazione avvenuta tra il 2011/2012 e il 2012/2013, parallela a un raffreddamento significativo di GST.

Gli spostamenti orizzontali totali sull'intero periodo di misurazione (2009-2013) permettono di compiere alcune osservazioni preliminari sulla dinamica e sulla zonazione dei campi di velocità tra le differenti parti del corpo di un ghiacciaio roccioso (Fig. 4). In primo luogo, risulta ben evidente come il corpo di un ghiacciaio roccioso non si sposti come un'unica massa compatta, ma possa presentare delle differenze di velocità che sono all'origine delle caratteristiche linee di flusso trasversali, ben visibili ad esempio sui ghiacciai rocciosi di Piancabella (Fig. 4a) e dei Ganoni di Schenadüi (Fig. 4c).

Per quanto concerne gli spostamenti totali, essi sono generalmente compresi tra 20 e 200 cm e sono variabili in funzione della complessità del ghiacciaio roccioso e delle variazioni di pendenza del versante. Il ghiacciaio roccioso di Piancabella (Fig. 4a), che presenta la morfologia meno complessa, mostra un campo di velocità relativamente omogeneo per magnitudo degli spostamenti e direzione, con i blocchi più rapidi che si situano nella parte sinistra del fronte, che non è condizionata dalla topografia. Questo sito è l'unico dove sono pure misurati alcuni blocchi della parte inferiore di una falda di detrito (Fig. 4a) dove la presenza di permafrost è probabile e che presenta dei rigonfiamenti morfologici (piccoli lobi di flusso) che testimoniano di una reptazione profonda del terreno (Scapozza et al., 2011). Sul periodo di misurazione, però, non è stato possibile quantificare alcun movimento dei blocchi di questa parte della falda di detrito, che presentano uno spostamento orizzontale totale massimo di 0.03 m, vale a dire dello stesso ordine di grandezza dell'errore strumentale di posizionamento del ricevitore GPS. Sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (Fig. 4b), che è il più rapido tra quelli misurati, i valori di spostamento totale sono generalmente superiori al metro e oltrepassano abbondantemente i tre metri nella parte frontale destra del corpo principale (il valore massimo di spostamento misurato tra il 2009 e il 2013 è di 357 cm). Le direzioni dei movimenti sul corpo principale sono divergenti, ciò che potrebbe indicare che questo corpo sia strutturato in due corpi gelati adiacenti relativamente indipendenti: ne testimonia l'importante frattura longitudinale che marca tutta la parte superiore del corpo principale. Sulla sinistra del corpo principale, un lobo dal fronte molto accentuato sembra pure presentare una dinamica propria, con dei movimenti totali compresi tra 212 e 227 cm. Per questo ghiacciaio

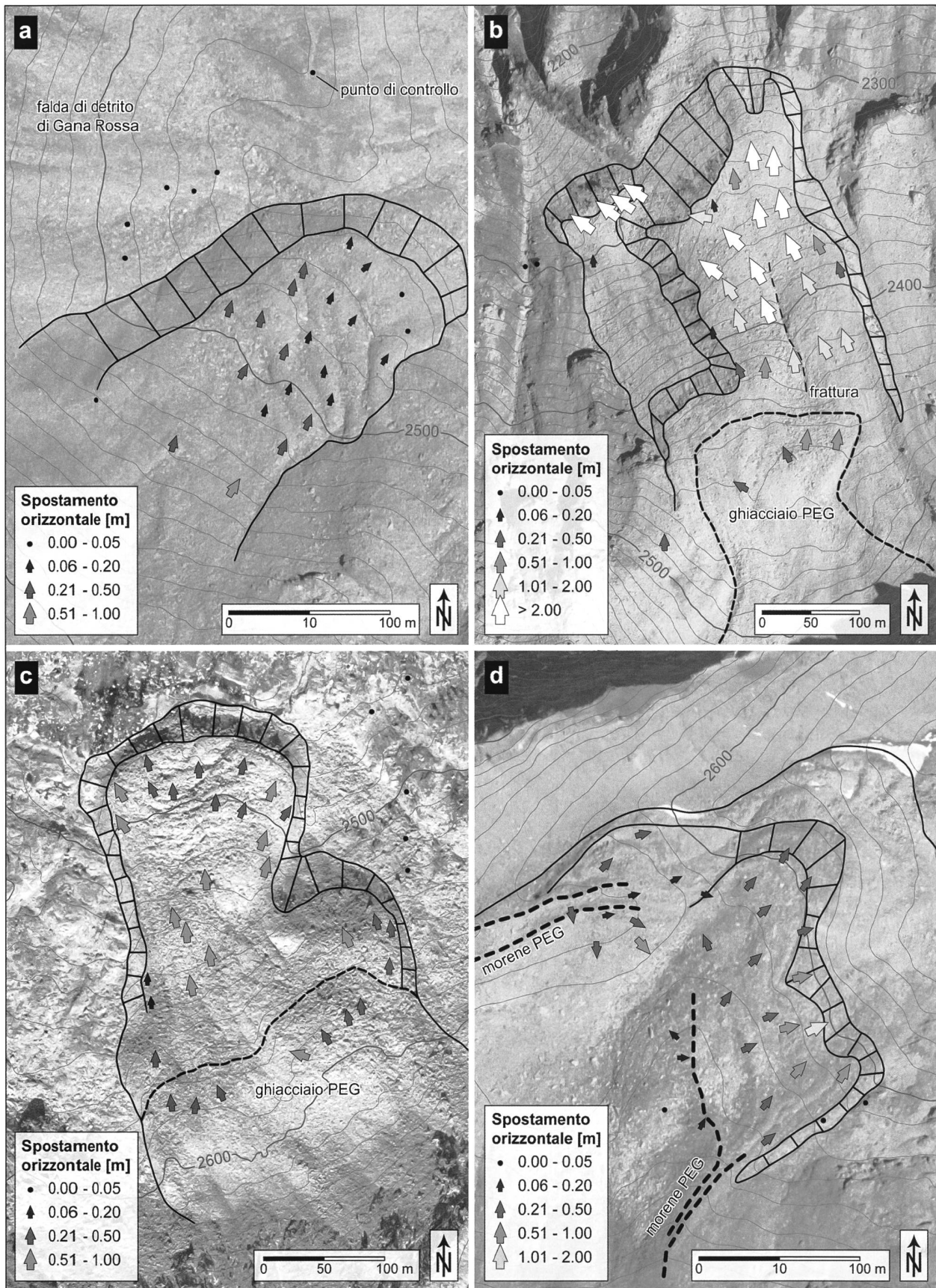


Figura 4: Spostamento totale e direzione dei movimenti orizzontali di superficie tra il 2009 e il 2013 di quattro ghiacciai rocciosi delle Alpi ticinesi. **a**) Ghiacciaio roccioso di Piancabella (spostamento totale dal 11.10.2009 al 20.09.2013); **b**) Ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (spostamento totale dal 10.07.2009 al 19.09.2013); **c**) Ghiacciaio roccioso dei Ganoni di Schenadii (spostamento totale dal 03.10.2009 al 23.09.2013); **d**) Ghiacciaio roccioso del Passo di Grandinaglia (spostamento totale dal 29.09.2009 al 24.09.2013). PEG = Piccola Era Glaciale. Equidistanza delle curve di livello: 10 m. Fondo di carta: Swissimage © swisstopo.

roccioso, è prevista per l'estate 2014 l'installazione di un ricevitore GPS fisso, che permetterà di monitorare gli spostamenti in continuo della zona frontale durante tutto l'anno.

Una morfologia complessa si ritrova anche sui ghiacciai rocciosi dei Ganoni di Schenadüi (Fig. 4c) e del Passo di Grandinagia (Fig. 4d), con la parte frontale che presenta due o più lobi di flusso. In entrambi i casi, così come anche sul sito di Stabbio di Largario, la parte superiore del ghiacciaio roccioso è stata perturbata dalle ricorrenze glaciali della seconda metà dell'Olocene, tra le quali l'ultima è stata quella legata alla cosiddetta Piccola Era Glaciale (PEG), tra il 1350 e il 1850 d.C. (vedi Scapozza, 2014). Queste ricorrenze glaciali hanno lasciato spesso dei cordoni morenici, poco accentuati nei casi di Stabbio di Largario (Fig. 4b) e dei Ganoni di Schenadüi (Fig. 4c) e ben marcati nel caso del Passo di Grandinagia (Fig. 4d), e delle depressioni testimonianti della fusione del paleo-ghiacciaio, ben evidenti nella parte superiore del ghiacciaio roccioso in tutti e tre i casi citati. Sul ghiacciaio roccioso del Passo di Grandinagia questa depressione è molto marcata, e provoca un movimento di retro-flusso dei depositi addossati al fianco interno dei cordoni morenici, come si evince dalla direzione dei movimenti misurata in questi settori (Fig. 4d). In tutti e tre i casi citati, questi depositi glaciali presentano dei movimenti in linea con quelli della parte frontale del ghiacciaio roccioso. Questo indica quindi che del ghiaccio sedimentario di origine glaciale è stato incorporato nella parte superiore (se non nell'insieme) del ghiacciaio roccioso. Siamo quindi di fronte a delle morene a cuore di ghiaccio (*ice-cored moraines*) che possono partecipare in maniera importante alla cinematica del ghiacciaio roccioso.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dal confronto tra la cinematica e la temperatura della superficie del suolo (Fig. 3b, c), risulta che le variazioni annuali delle velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi monitorati siano significativamente correlate alle variazioni di MAGST. Questo particolare parametro climatico non è influenzato solamente dalla temperatura dell'aria, ma è soggetto a un offset termico dovuto alla neve (*snow thermal offset*, determinato da variazioni di spessore, densità e durata della copertura nevosa) e alla superficie stessa del suolo (*surface thermal offset*, determinato da albedo, rugosità, permeabilità, ecc. della superficie). Anche se, in assenza di misurazioni della temperatura del permafrost in sondaggio, l'offset termico tra la superficie del suolo e il tetto del permafrost dovuto alle caratteristiche dello strato attivo (litologia, granulometria, porosità, ecc., che determinano l'*active layer thermal offset*) non è quantificabile, si può considerare MAGST come un buon indicatore delle variazioni di temperatura nella parte superiore del corpo del permafrost.

Nonostante una certa variabilità nella magnitudo dei movimenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi ticinesi e una serie temporale di misurazioni limitata a soli quattro

anni idrologici completi, l'andamento della media della velocità orizzontale di superficie relativa (Fig. 3b) presenta un comportamento simile a quanto avviene nel resto delle Alpi svizzere (Paul et al., 2013; R. Delaloye, comunicazione personale). Con il prolungamento della serie di misurazioni nei prossimi anni, dovrebbe quindi essere possibile compiere un confronto a scala di tutta la catena alpina, dove Delaloye et al. (2008) hanno evidenziato un comportamento omogeneo dei ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi svizzere, francesi e austriache.

Anche se abbiamo visto che ogni ghiacciaio roccioso presenta una cinematica che gli è propria, influenzata da fattori morfostrutturali (litologia, granulometria, relazione con i ghiacciai, ecc.) e da caratteristiche topoclimatiche (altitudine, esposizione, pendenza del versante, ecc.) locali, la sincronicità nelle variazioni di velocità tra i ghiacciai rocciosi delle Alpi ticinesi e tra questi e quelli del resto delle Alpi svizzere indicherebbe che la loro cinematica è probabilmente influenzata da fattori climatici esterni a scala regionale o supra-regionale piuttosto che dalle caratteristiche interne del ghiacciaio roccioso (cf. Delaloye et al., 2008; 2010).

Considerando la relazione significativa tra le variazioni di velocità dei ghiacciai rocciosi e MAGST da una parte, e il comportamento relativamente omogeneo dei ghiacciai rocciosi alla scala alpina dall'altra parte, ne consegue che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è fortemente influenzata dalle variazioni climatiche alla scala sovra-regionale (vale a dire della catena alpina) o continentale (Europa Occidentale e Atlantico del Nord), caratterizzate negli ultimi decenni da un importante aumento della temperatura media dell'aria (MAAT).

In questo ambito, uno studio recente condotto sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario, dove si è tentato di ricostruire la cinematica del ghiacciaio roccioso nell'ultimo secolo grazie all'analisi monofotogrammetrica di fotografie terrestri storiche, alle quali sono state affiancate le misure DGPS per il periodo tra il 2009 e il 2012 (Fig. 5), ha permesso di evidenziare una stretta relazione tra i periodi di riscaldamento di MAAT e le fasi di accelerazione del ghiacciaio roccioso (Scapozza et al., 2014). Una prima accelerazione (da 10 a 30 cm/a; Fig. 5a) ha caratterizzato il secolo successivo alla fine della PEG quale conseguenza del riscaldamento di MAAT tra fine Ottocento e la prima metà del Novecento (+0.8°C per la stazione di Lugano tra il 1900 e il 1960; Fig. 5b). Una seconda accelerazione importante si è invece prodotta a partire dagli anni '90 del Novecento (da 30 a più di 70 cm/a; Fig. 5a) quale conseguenza del riscaldamento climatico recente (+1.3°C tra il 1987 e il 2012, con 18 dei 35 anni più caldi della norma 1981-2010 registrati dal 1864; Fig. 5b). Questa significativa accelerazione recente del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario è coerente con quanto evidenziato su molti ghiacciai rocciosi monitorati delle Alpi (per es. Avian et al., 2005; Käab et al., 2007b; Delaloye et al., 2008). Questo conferma quindi la sincronicità del comportamento dei ghiacciai rocciosi alla scala alpina, che sembrerebbe influenzato in primo luogo dalle variazioni climatiche di primo ordine alla scala sovra-regionale

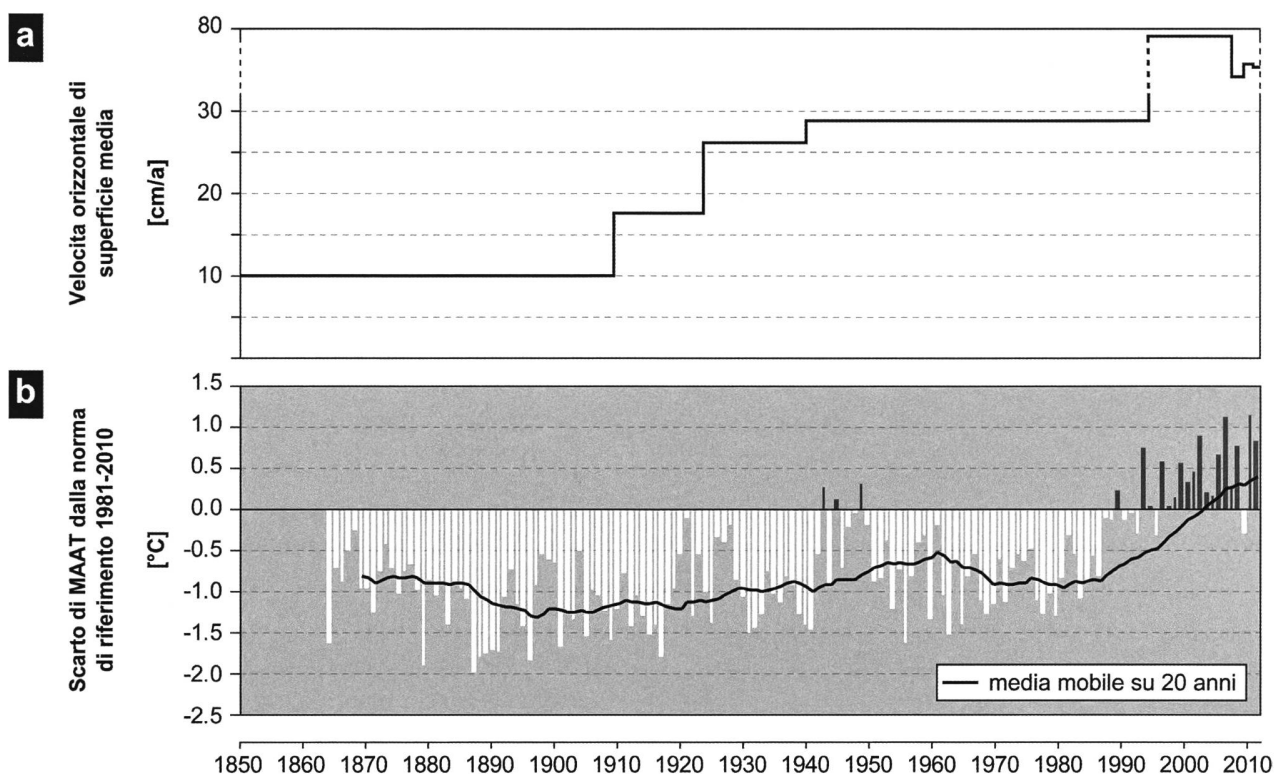


Figura 5: Confronto tra la cinematica di un ghiacciaio roccioso e l'evoluzione della temperatura media dell'aria dalla fine della Piccola Era Glaciale (1850) al 2012. **a**) Compilazione della velocità orizzontale di superficie media del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario ottenuta tramite analisi monofotogrammetrica e monitoraggio DGPS (dati: Scapozza et al., 2014); **b**) Temperatura media annua dell'aria (MAAT) omogeneizzata per la stazione MeteoSvizzera di Lugano dal 1864 al 2012 (dati: Begert et al., 2005; MeteoSvizzera).

o continentale, come è già stato evidenziato per l'evoluzione delle forme periglaciali alpine durante l'ultima deglaciazione e l'inizio dell'Olocene (cf. Scapozza, 2013 e referenze in esso contenute).

Ne consegue quindi che i meccanismi che determinano la cinematica di un ghiacciaio roccioso non agiscono solo alla scala temporale breve (per es. Käab et al., 2007), ma anche, e forse soprattutto, alla scala temporale lunga dello sviluppo e dell'evoluzione di un ghiacciaio roccioso, vale a dire alla scala dell'evoluzione dei paesaggi di alta montagna.

RINGRAZIAMENTI

L'acquisizione dei dati è stata possibile grazie al supporto scientifico e finanziario della rete svizzera di monitoraggio del permafrost PERMOS, del Museo cantonale di storia naturale di Lugano, dell'Istituto di geografia dell'Università di Losanna (Dr. Christophe Lambiel), del Dipartimento di geoscienze dell'Università di Friburgo (Prof. Reynald Delaloye) e della "Fondazione Avv. Dott. Angelo Berla, console generale, e Teresita Berla nata Veglio". Un ringraziamento particolare a tutti coloro che hanno fornito il loro contributo nell'acquisizione dei dati sul terreno, alle Officine Idroelettriche della Maggia SA (Ofima) per il supporto logistico alle misurazioni compiute sul ghiacciaio roccioso del Passo di Grandinaglia e al Dr. Filippo Schenker per la rilettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Avian M., Lieb G. & Kaufmann V. 2005. Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: the example of Langtarkar (Central Alps, Austria). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 149-156.
- Barsch D. 1996. *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer, 331 pp.
- Begert M., Schlegel T. & Kirchhofer W. 2005. Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, 25: 65-80.
- Beniston M., Haeberli W. 2001. Sensivity of mountain regions to climate change. In: Lozan J.L., Grassi H. & Hupfer P. (eds.), *Climate of the 21st Century: changes and risks*. Hamburg, GEO Publications, pp. 237-244.
- Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich P., Francou B., Reynaud L. & Fort M. 2009. Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20: 331-344.
- Cremonese E., Gruber S., Phillips M., Pogliotti P., Böckli L., Nötzli J., Suter P., Bodin X., Crepez M., Kellerer-Pirklbauer A., Lang K., Letey S., Mair V., Morra di Cella U., Ravel L., Scapozza C., Seppi R. & Zischg A. 2011. An inventory of permafrost evidence for the European Alps. *The Cryosphere*, 5: 651-657.
- Delaloye R. 2004. *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de doctorat, Université de

- Fribourg. Fribourg, Département des Géosciences, GeoFocus 10, 240 pp. <http://doc.rero.ch/record/5309> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Delaloye R., Perruchoud E., Avian M., Kaufmann V., Bodin X., Hausmann H., Ikeda A., Käab A., Kellerer-Pirklbauer A., Krainer K., Lambiel C., Mihajlovic D., Staub B., Roer I. & Thibert E. 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. In: Kane D.L. & Hinkel K.M. (eds), *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June-3 July 2009. Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, pp. 343-348.
- Delaloye R., Lambiel C. & Roer I. 2010. Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65: 135-145.
- Delaloye R., Morard S., Barboux C., Abbet D., Gruber V., Riedo M. & Gachet S. 2013. Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. In: Graf K. (ed), *Mattertal – ein tal in Bewegung*. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni – 1. Juli 2011, St. Niklaus. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL, pp. 21-31. <http://www.wsl.ch/dienstleistungen/publikationen/pdf/12481.pdf> (ultima consultazione: 27.03.2014).
- Haeberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Käab A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsouoka N., Springmann S. & Vonder Mühll D. 2006. Permafrost creep and rock glaciers dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17: 189-214.
- Harris C., Haeberli W., Vonder Mühll D. & King L. 2001. Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 3-11.
- Harris C., Vonder Mühll D., Isaken K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmund P., Dramis F., Guglielmin F. & Palacios D. 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39: 215-225.
- Hoelzle M., Wegmann M. & Krummenacher B. 1999. Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 113-124.
- Käab A., Chiarle M., Raup B. & Schneider C. 2007a. Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56: vi-ix.
- Käab A., Frauenfelder R. & Roer I. 2007b. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56: 172-187.
- Lambiel C. & Delaloye R. 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 229-241.
- Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R. & Raetzo H. 2008. ERS InSAR for assessing rock glacier activity. In: Kane D.L. & Hinkel K.M. (eds), *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June-3 July 2009. Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, pp. 1019-1024.
- Little J.D., Sandall H., Walegur M.T. & Nelson F.E. 2003. Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in Tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14: 349-357.
- Luterbacher J., Menzel A., Estrella N., Della-Marta P.M., Pfister C., Rutishauer T. & Xoplaki E. 2007. Exceptional European warmth of autumn 2006 and winter 2007: historical context, the underlying dynamics, and its phenological impacts. *Geophysical Research Letters*, 34: L12704. DOI: 10.1029/2007GL029951.
- Mari S. 2014. Studio e insegnamento dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e nella Regione Gottardo. Tesi di dottorato, Università di Friburgo, 375 pp.
- Mari S., Delaloye R., Scapoza C. & Strozzi T. 2011. Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). In: Lambiel C., Reynard E. & Scapoza C. (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 145-159. <http://www.unil.ch/igul/page84172.html> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Mari S., Scapoza C., Delaloye R. & Lambiel C. 2012. Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006-2011). Rapporto No. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 100: 135-139.
- Mari S., Scapoza C., Pera S., Delaloye R. 2013. Prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti periglaciali nel Vallon de Réchy (VS) e nella Valle di Sceru (TI). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 101: 13-20.
- OcCC 2007. Les changements climatiques et la Suisse en 2050. Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC), 168 pp. <http://proclimweb.scnat.ch/portal/ressources/855.pdf> (ultima consultazione: 27.03.2014).
- OcCC 2008. Le climat change – que faire? Le nouveau rapport des Nations Unies sur le climat (GIEC 2007) et ses principaux résultats dans l'optique de la Suisse. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC), 47 pp. <http://www.proclim.ch/4dcgi/occc/fr/Report?854> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Paul F., Bauder A., Marty C. & Nötzli J. 2012. Schnee, Gletschers und Permafrost 2010/11. *Die Alpen*, 10/2012: 38-44.
- Paul F., Bauder A., Marty C. & Nötzli J. 2013. Schnee, Gletschers und Permafrost 2011/12. *Die Alpen*, 7/2013: 52-59.
- PERMOS 2013. Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010. Noetzi J. (ed.), *Glaciological Report Permafrost No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 80 pp.
- Ramelli G. 2010. Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI). Mémoire de master, Université de Lausanne, 141 pp. <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/memoires/bd/> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Ramelli G., Scapoza C., Mari S. & Lambiel C. 2011. Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In: Lambiel C., Reynard E. & Scapoza C. (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions 36, pp. 177-193. <http://www.unil.ch/igul/page84172.html> (ultima consultazione: 27.01.2014).

- Scapozza C. 2008. Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. Mémoire de master, Université de Lausanne, 286 pp. <http://doc.rero.ch/record/8799?ln=fr> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Scapozza C. 2009. Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali, 97: 55-66.
- Scapozza C. 2013. Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Lausanne, Institut de géographie et durabilité, Géovisions 40, 551 pp. <http://www.unil.ch/igul/page96426.html> (ultima consultazione: 27.01.2014).
- Scapozza C. 2014. Appunti climatici e glaciologici sulle descrizioni della Valle di Blenio tra Settecento e Ottocento. Archivio Storico Ticinese, 155: 38-63.
- Scapozza C. & Fontana G. 2009. Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano, 10: 1-111.
- Scapozza C. & Mari S. 2010. Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali, 98: 15-29.
- Scapozza C., Lambiel C., Gex P. & Reynard E. 2011. Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le Sud des Alpes Suisses. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 1/2011: 15-32.
- Scapozza C., Lambiel C., Bozzini C., Mari S. & Conedera M. 2014. Assessing the rock glacier kinematics on three different time scales: a case study from the Southern Swiss Alps. Earth Surface Processes and Landforms. DOI: 10.1002/esp.3599.
- Schoeneich P., Bodin X., Krysiński J.-M., Deline P. & Ravanel L. 2010. Permafrost in France report n° 1. PermaFrance Network. Grenoble, Institut de Géographie Alpine, 68 pp.
- Steens L. 2003. Cartographie périglaciaire de la région du Basòdino-Cristallina. Mémoire de diplôme, Université de Lausanne, 83 pp.
- Valenti G. 2006. Il permafrost in Ticino. Dati, statistiche e società, 6(2): 46-50.

