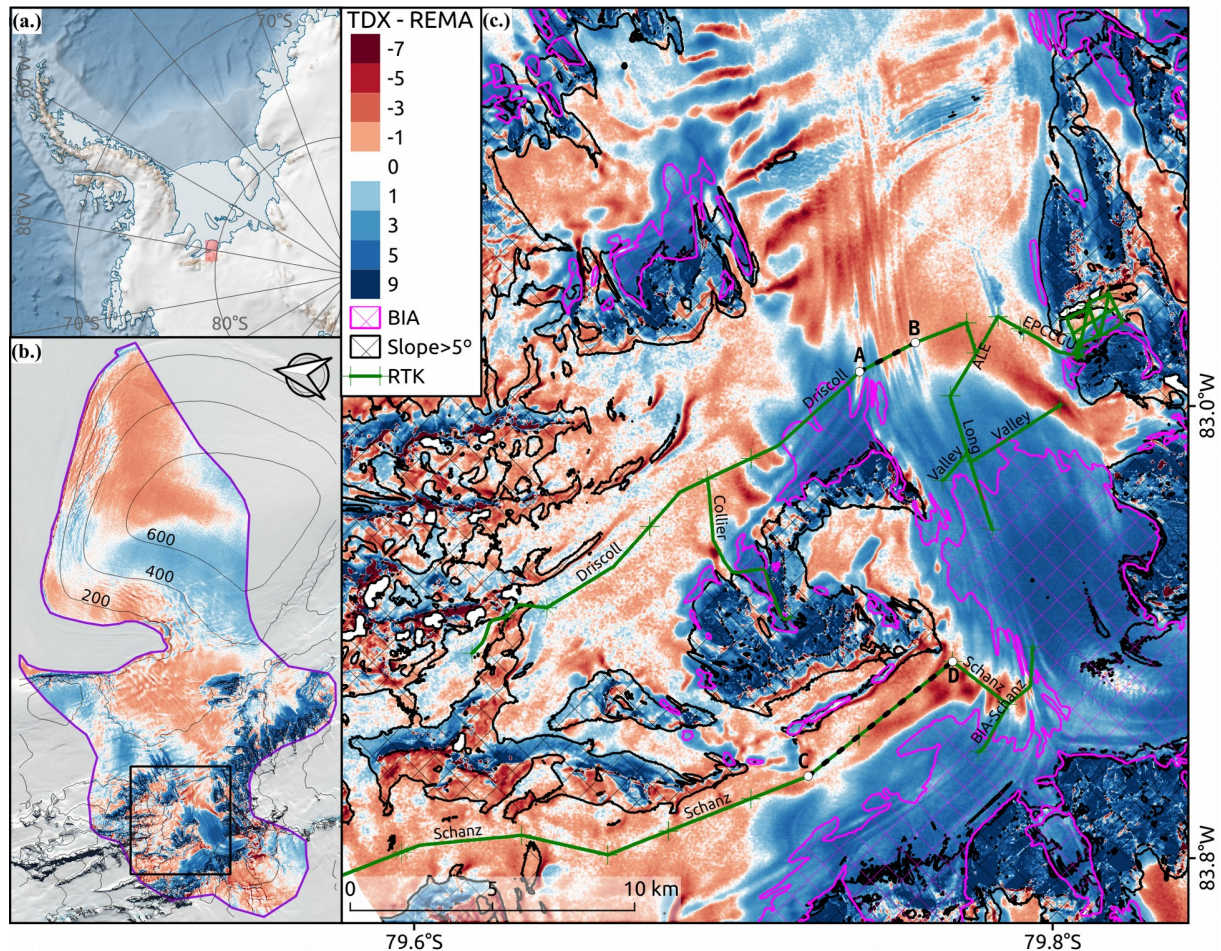


217 For BIAs, the results agree with the GPS validation. The height differences of the BIAs  
218 are all positive. The backscattering in ice areas should be dominated by surface scattering with  
219 very low penetration depth (Rizzoli, Martone, Rott, et al., 2017); therefore, the mean height  
220 differences indicate the correction of the center phase to the TDX interferometric processing. The  
221 low standard deviation for the flat area and BIA indicates that in general, the differences (random  
222 error) are less than 2 m in absolute values, and the majority of the pixels are less than 1 meter  
223 (MAD 0.79 and 0.98, respectively). In steep areas, the standard deviation and error parameter are  
224 more than double, and the distribution has a longer tail than that of a normal distribution.

225 Considering only the flat snow pixels, the distribution is more symmetric but still presents  
226 a positive tail, with an increased contribution of approximately 2 m. This increase corresponds to  
227 areas of shallow ice depth in a buffer zone around the BIA that are not within the BIA polygon  
228 mask. In the BIA, a gradient exists in the accumulation rate from negative to positive rates  
229 (Rivera et al., 2014; Wendt et al., 2009). Tracking the positive area can be a proxy used to  
230 estimate areas of negative or near zero mass balance. A threshold could be defined to separate the  
231 exposed BIAs, which indicates a negative balance, from those areas with snow cover, with a near  
232 zero balance.

233 Figure 1 shows the height differences by pixel over the UG basin, using TDX\_A5 to  
234 obtain a homogeneous area for comparison. The highest positive difference is concentrated in the  
235 mountainous zones and leeward of any mountain or topographic obstruction, as this condition is  
236 favorable for the establishment of BIAs (Richard Bintanja, 1999). A vast zone of negative values  
237 exists in the lower valley in the direction of the grounding line and at the north-northeast side of  
238 the ice rise. Between these two zones, there is a positive value zone, but with positive values  
239 smaller than those found in the BIA. This configuration indicates a wind-driven process related to  
240 accumulation dynamics. Both negative value zones are in a less wind-exposed zone, where the  
241 first is sheltered from the prevailing southwest winds (Rivera et al., 2014) by the mountain range  
242 and the second is sheltered by the ice rise. Similarly, we observed negative and positive value  
243 zones in a small portion of the plateau within the glacial drainage basin. The blue area is on the  
244 south side where the wind likely begins to be channeled to the valley.



245 **Figure 1.** (a.) The red rectangle in the map indicates the Union Glacier drainage basin  
 246 location. (b.) Overview of the height difference between TDX\_A5 and REMA within the  
 247 glacial drainage basin (purple polygon from MEASURE ice boundaries (Mouginot et al.,  
 248 2017). Contour lines derived from REMA and plotted at 200 m intervals. (c.) A subset of the  
 249 main valley shows the RTK profiles used for validation and error assessment. The two  
 250 highlighted profiles (A-B, C-D) indicate the GPR-Ice and GPR-Schanz locations, as shown  
 251 in Figure 2. Mask polygons for BIAs and slopes higher than 5° are overlaid and presented in  
 252 pink and black colors, respectively.

253

254 We analyzed GPR profiles in two specific locations. One location was in the high flux  
 255 lination features where Driscoll Glacier joins the main flux, hereinafter referred to as GPR-Ice.  
 256 That area in particular shows enhanced flux features that are at the subsurface and were  
 257 previously proposed to be related to snow/ice depth (Göbel et al., ‘submitted’). The second  
 258 location is in Schanz Glacier, where the negative height difference is dominant in different  
 259 amounts, hereinafter referred to as GPR-Schanz. The profile is in a zone characterized by high  
 260 accumulation (Göbel et al., ‘submitted’), and the surface microrelief is typical of a depositional  
 261 zone (based on field observations).

262 There is excellent agreement between the layering characteristics in the GPR profile and  
263 the height difference in the DEMs. Here, we show two examples. First, we correlate the positive  
264 offset in the TDX elevation values with the snow/ice depth. In the second example, we correlate  
265 the negative offset with a change in snow deposition observed in the reflected layers of the  
266 radargram (Figure 2). All GPR profiles were topographically corrected; however, for a better  
267 interpretation, the profiles are flat in the main document. The corrected GPR profiles are  
268 available in the SI (Figure S1 to S4).

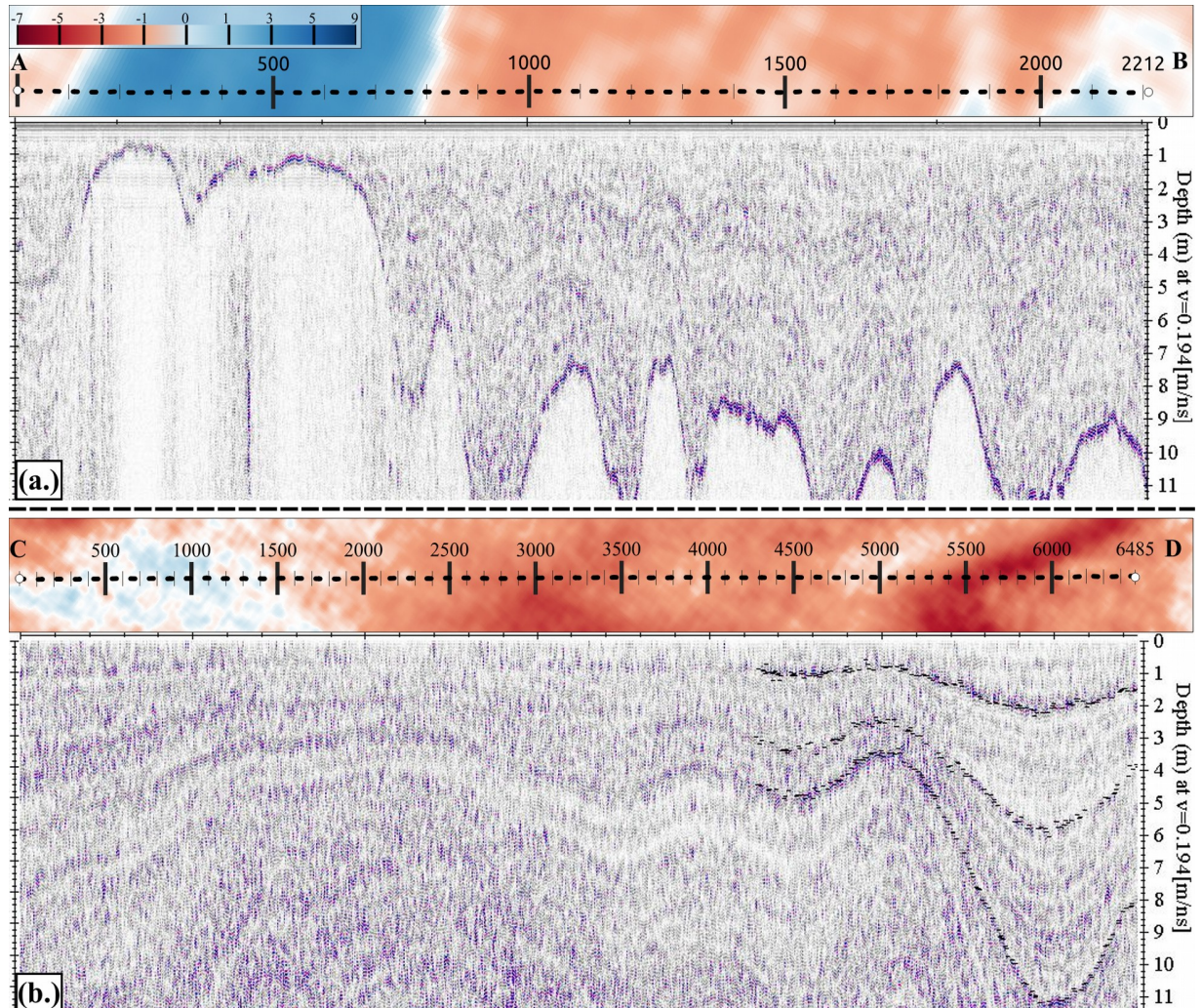
269 GPR-Ice is 2.2 km long on the north side of the main valley in front of Driscoll valley  
270 (Figure 2a). The height differences intercalate positive and negative differences. In the middle  
271 part of the profile, the intensity of the negative difference oscillates as a function of snow/ice  
272 depth. We found that by an approximately 6 m snow/ice depth, the height difference is  
273 approximately zero. We confirmed the threshold in other GPR profiles where the snow/ice layer  
274 is captured in the radargram. Our interpretation is that when the X-band signal reaches the ice,  
275 the signal becomes scattered at the surface back to the snowpack volume, increasing the volume  
276 scattering of the snowpack. For snow/ice depths shallower than 4 m, the height difference  
277 between TDX and REMA already reaches values greater than 2 m and is less sensitive to change,  
278 i.e., increases as the ice becomes shallower at the surface. This finding means that there is no  
279 height difference threshold to distinguish between bare ice, i.e., BIAs, and shallow ice areas.  
280 However, the approach can be used to identify BIAs, which are an important component of the  
281 surface mass balance budget (R Bintanja & Reijmer, 2001).

282 Among the BIAs, there are only a few regions where height differences are greater than 5  
283 m (darker blue color), such as the largest BIA in the main valley of UG. This change is more  
284 likely related to the difference in surface orientation and roughness, which increases the specular  
285 reflection, reducing backscattering in the TerraSAR and TanDEM-X images.

286 GPR-Schanz is a 6.5 km long profile at the end of the Schanz valley (Figure 2b). At the  
287 5.5 km distance, where the reflected layers in the radargram are more than double the width, the  
288 height differences are the lowest at below -2 m. Between 1.5 and 5 km, the deposition is regular  
289 and well preserved. At the beginning of the transect, the first 0.5 km are not well preserved,  
290 although it is possible to recognize some reflected layer in the radargram at the 4-5 m depth  
291 range, which likely indicates an environment with more redistribution characteristics. Just before  
292 the high accumulation area at 5 km, height differences close to 0 m occur (white pixels). In the  
293 topographic profile, that point is the end of a flat slope area before reaching a higher  
294 accumulation area.

295 We chose 3 layers at the end of the GPR profile using the phase follow tool in reflex and  
296 edited the layers manually. Assuming that each reflected layer represents an isochronal  
297 deposition event along the profile, we calculate the ratio of accumulation increase by dividing the  
298 width of each layer in the zone of higher accumulation rate by the preceding width. On average,

299 the accumulation rate is 3 times greater. The corresponding height difference where the GPR  
 300 layers become wider is approximately -2 m.



301 **Figure 2.** (a.) GPR-Ice radargram, 2200 m long profile in the central valley from A to B,  
 302 crossing a very shallow ice layer zone that is not exposed. The strong reflection is the  
 303 snow/ice interface. On top is the TDX\_A5-REMA height differences subset. (b.) GPR-  
 304 Schanz radargram, a 6500 m long profile from C to D in a deposition zone. Strong reflected  
 305 layers represent deposition events and are trackable throughout the profile. We highlighted  
 306 three of these events in the last thousand meters to illustrate the accumulation difference  
 307 rate. An excellent agreement is observed with height differences in the TDX\_A5-REMA  
 308 subset. The time-depth conversion assumes a mean velocity of  $0.194 \text{ m ns}^{-1}$ . Figure 1 depicts  
 309 each profile location.

310

311 Thus far, the approach presented here has the potential to identify distinct accumulation  
 312 rate areas. Assessing the impact of considering this variability is difficult because the best  
 313 estimates have coarse resolutions of  $\sim 25\text{-}30 \text{ km}$  (Arthern et al., 2006; van de Berg et al.,

314 2006) and do not count for areas of low or even negative SMB, such as rocky areas and BIA. If  
315 we consider only flat areas, 56% of the area presented negative height differences and 44% was  
316 positive. The area of positive differences up to 2 m (38%) likely present an accumulation rate  
317 close to the average estimates. The negative area may present an accumulation rate that is higher  
318 than the average estimates, perhaps even double, which has a significant impact on SMB. Areas  
319 of height differences that are lower than -2 m comprise 3.5% and can indicate an even higher  
320 accumulation rate zone, as shown in Figure 2.

321 Because the TDX products present a timestamp, one of the proposed uses is a mass  
322 balance assessment by the geodetic method. Because we assumed that there were no elevation  
323 changes between the datasets, integrated all height differences and multiplied by the pixel area of  
324 8x8 meters, we estimated the impact/error from using the TDX product for mass balance  
325 measurements. Assuming a mean snow surface density of 400 kg m<sup>-3</sup> (Rivera et al., 2014; Gobel  
326 et al., 'submitted') the contribution error is -0.18 Gt water equivalent.

327 The analysis of the GPR profile also indicates a remarkable difference in the depositional  
328 characteristics between zones with positive and negative height differences. In areas with a low  
329 height difference, the depositional layers in the radargram are well preserved, continuous and  
330 wider. In areas where the height difference is approximately zero, the layers are close and  
331 discontinuous, which is more characteristic of a redistribution zone or even erosion. This finding  
332 suggests a zone that is influenced more by wind processes such as drift and sublimation, which  
333 can affect interpretation of the shallow firn core (Ding et al., 2017; Hoffmann et al.).

#### 334 **4 Conclusions**

335 We confirmed the high quality of REMA with a linear error of 1.73 m at the 90%  
336 confidence level for the rough terrain in the Ellsworth Mountains and an impressive median  
337 absolute deviation of only 0.31 m. In addition, an offset of one meter was found. Using the SAR  
338 signal ability to penetrate and interact with the snowpack, which will reflect the TDX products,  
339 we proposed that differences of less than -2 m between DEMs indicate a zone where the  
340 accumulation rate can be up to 3 times greater. This concept can be replicated for other parts of  
341 Antarctica to guide the planning of field activities and further investigate SMB variability. As we  
342 showed, areas with higher negative differences present wider snow deposition layers and  
343 therefore indicate better sites for firn core sampling because the layer is better preserved than in  
344 areas with intense wind erosion.

345 This work provides an opportunity for further studies to investigate the relationship  
346 between the height difference amplitudes related to accumulation rate. This insight can contribute  
347 to exploring the spatial variability of the snow accumulation rate at the continental scale in the  
348 interior of Antarctica, which can aid in calibrating surface mass balance models.

**350 Acknowledgments, Samples, and Data**

351 We thank the Byrd Polar and Climate Research Center and the Polar Geospatial Center  
352 for providing the REMA DEM under NSF-OPP awards 1543501, 1810976, 1542736, 1559691,  
353 1043681, 1541332, 0753663, 1548562, 1238993 and NASA award NNX10AN61G. Computer  
354 time was provided by a Blue Waters Innovation Initiative. DEMs were produced using data from  
355 DigitalGlobe, Inc. The German Aerospace Centre allowed access to the TDX digital elevation  
356 models through the call for proposal “TanDEM-X data in support of glacier mass balance and  
357 remote sensing studies of glaciers in Southern Patagonia and Ellsworth Mountains (Antarctica)”.  
358 Instituto Antártico Chileno and Fuerza Aérea Chilena are acknowledged for logistical support  
359 during the summer campaigns at Union Glacier. This work was supported by the National  
360 Council for Scientific and Technological Development (CNPq) [projects 461414/2014-7 and  
361 441810/2016-0], INCT da Criosfera and the Research Support Foundation of the Rio Grande do  
362 Sul State (FAPERGS) [17/2551-0000518-0]. C.F. Göbel also acknowledges CAPES for his PhD  
363 fellowship.

364

**365 References**

- 366 Bintanja, R., & Reijmer, C. (2001). Meteorological conditions over Antarctic blue-ice areas and  
367 their influence on the local surface mass balance. *Journal of Glaciology*, 47(156), 37–50.
- 368 Bintanja, Richard. (1999). On the glaciological, meteorological, and climatological significance  
369 of Antarctic blue ice areas. *Reviews of Geophysics*, 37(3), 337–359.  
370 <https://doi.org/10.1029/1999RG900007>
- 371 Dierking, W., Linow, S., & Rack, W. (2012). Toward a robust retrieval of snow accumulation  
372 over the Antarctic ice sheet using satellite radar. *Journal of Geophysical Research:  
373 Atmospheres*, 117(9), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JD017227>
- 374 Ding, M. H., Zhang, T., Xiao, C. De, Li, C. J., Jin, B., Bian, L. G., et al. (2017). Snowdrift effect  
375 on snow deposition: Insights from a comparison of a snow pit profile and meteorological  
376 observations in east Antarctica. *Science China Earth Sciences*, 60(4), 672–685.  
377 <https://doi.org/10.1007/s11430-016-0008-4>
- 378 Forster, R. R., Jezek, K. C., Bolzan, J., & Baumgartner, F. (1999). Relationships between radar  
379 backscatter and accumulation rates on the Greenland ice sheet. *Int. J. Remote Sens.*, 20(15),  
380 3131–3147.
- 381 Frezzotti, M., Gandolfi, S., & Urbini, S. (2002). Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary  
382 structure and genesis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(18), 1–12.  
383 <https://doi.org/10.1029/2001JD000673>

- 384 Frezzotti, Massimo, Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., et al. (2004). New  
385 estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow  
386 accumulation measurements. *Climate Dynamics*, 23(7–8), 803–813. [https://doi.org/10.1007/  
387 s00382-004-0462-5](https://doi.org/10.1007/s00382-004-0462-5)
- 388 Frezzotti, Massimo, Urbini, S., Proposito, M., Scarchilli, C., & Gandolfi, S. (2007). Spatial and  
389 temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica. *Journal of  
390 Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02032.  
391 <https://doi.org/10.1029/2006JF000638>
- 392 Goodwin, I. D. (1990). Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of  
393 Eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarctic Science*, 2(3), 235–242. [https://doi.org/10.1017/  
394 S0954102090000323](https://doi.org/10.1017/S0954102090000323)
- 395 Hoffmann, K., Fernandoy, F., Meyer, H., Thomas, E. R., Aliaga, M., Tetzner, D., et al. Stable  
396 water isotopes and accumulation rates in the Union Glacier region, West Antarctica over the  
397 last 35 years. *The Cryosphere Discussions*, (October), 1–32. [https://doi.org/10.5194/tc-2018-  
398 161](https://doi.org/10.5194/tc-2018-161)
- 399 Howat, I. M., Porter, C., Smith, B. E., Noh, M.-J., & Morin, P. (2019). The Reference Elevation  
400 Model of Antarctica. *The Cryosphere*, 13(2), 665–674. [https://doi.org/10.5194/tc-13-665-  
401 2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-665-2019)
- 402 Hui, F., Ci, T., Cheng, X., Scambos, T. A., Liu, Y., Zhang, Y., et al. (2014). Mapping blue-ice  
403 areas in Antarctica using ETM+ and MODIS data. *Annals of Glaciology*, 55(66), 129–137.  
404 <https://doi.org/10.3189/2014AoG66A069>
- 405 Rivera, A., Zamora, R., Uribe, J. a., Jaña, R., & Oberreuter, J. (2014). Recent ice dynamic and  
406 surface mass balance of Union Glacier in the West Antarctic Ice Sheet. *The Cryosphere*,  
407 8(4), 1445–1456. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1445-2014>
- 408 Rizzoli, P., Martone, M., Rott, H., & Moreira, A. (2017). Characterization of snow facies on the  
409 Greenland ice sheet observed by TanDEM-X interferometric SAR data. *Remote Sensing*,  
410 9(4), 1–24. <https://doi.org/10.3390/rs9040315>
- 411 Rizzoli, P., Martone, M., Gonzalez, C., Wecklich, C., Borla Tridon, D., Bräutigam, B., et al.  
412 (2017). Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation  
413 model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 132, 119–139.  
414 <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008>
- 415 Rott, H., Sturm, K., & Miller, H. (1993). Active and passive microwave signatures of Antarctic  
416 firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology*, 17, 337–343.  
417 Retrieved from [http://www.igsoc.org:8080/annals/17/igs\\_annals\\_vol17\\_year1993\\_pg337-  
418 343.pdf](http://www.igsoc.org:8080/annals/17/igs_annals_vol17_year1993_pg337-343.pdf)

- 419 Tsang, L., Pan, J., Liang, D., Li, Z., & Cline, D. (2006). Modeling Active Microwave Remote  
420 Sensing of Snow using Dense Media Radiative Transfer (DMRT) Theory with Multiple  
421 Scattering Effects. In *2006 IEEE International Symposium on Geoscience and Remote*  
422 *Sensing* (Vol. 45, pp. 477–480). IEEE. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2006.127>
- 423 Wendt, A., Casassa, G., Rivera, A., & Wendt, J. (2009). Reassessment of ice mass balance at  
424 Horseshoe Valley, Antarctica. *Antarctic Science*, *21*(05), 505.  
425 <https://doi.org/10.1017/S0954102009002053>
- 426 Wessel, B., Bertram, A., Gruber, A., Bemm, S., & Dech, S. (2016). a New High-  
427 Resolution Elevation Model of Greenland Derived From Tandem-X. *ISPRS Annals of*  
428 *Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *III-7*(July), 9–16.  
429 <https://doi.org/10.5194/isprsannals-III-7-9-2016>
- 430 Wessel, B., Huber, M., Wohlfart, C., Marschalk, U., Kosmann, D., & Roth, A. (2018). Accuracy  
431 assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model with GPS data. *ISPRS*  
432 *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *139*, 171–182.  
433 <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.02.017>
- 434
- 435







*Geophysical Research Letters*

Supporting Information for

**Influence of snowpack characteristics on TanDEM-X products - validation with REMA and field datasets acquired on the Ellsworth Mountains**

C. F. Göbel<sup>1,2</sup>, J. Costi<sup>3</sup>, R. Jaña<sup>4</sup>, and J. Arigony-Neto<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Oceanografia, Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália km8, CEP 96201900, Rio Grande, RS, Brazil.

<sup>2</sup>Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera), Rio Grande 96203-900, RS, Brazil.

<sup>3</sup>Instituto de Matemática, Estatística e Física, Universidade Federal do Rio Grande, Av. Itália km8, CEP 96201900, Rio Grande, RS, Brazil.

<sup>4</sup>Departamento Científico, Instituto Antártico Chileno, Plaza Muñoz Gamero 1055, Punta Arenas, Chile. 113

Corresponding author: Christian F. Göbel ([cfgobel@gmail.com](mailto:cfgobel@gmail.com))

## **Contents of this file**

Figures S1 to S35

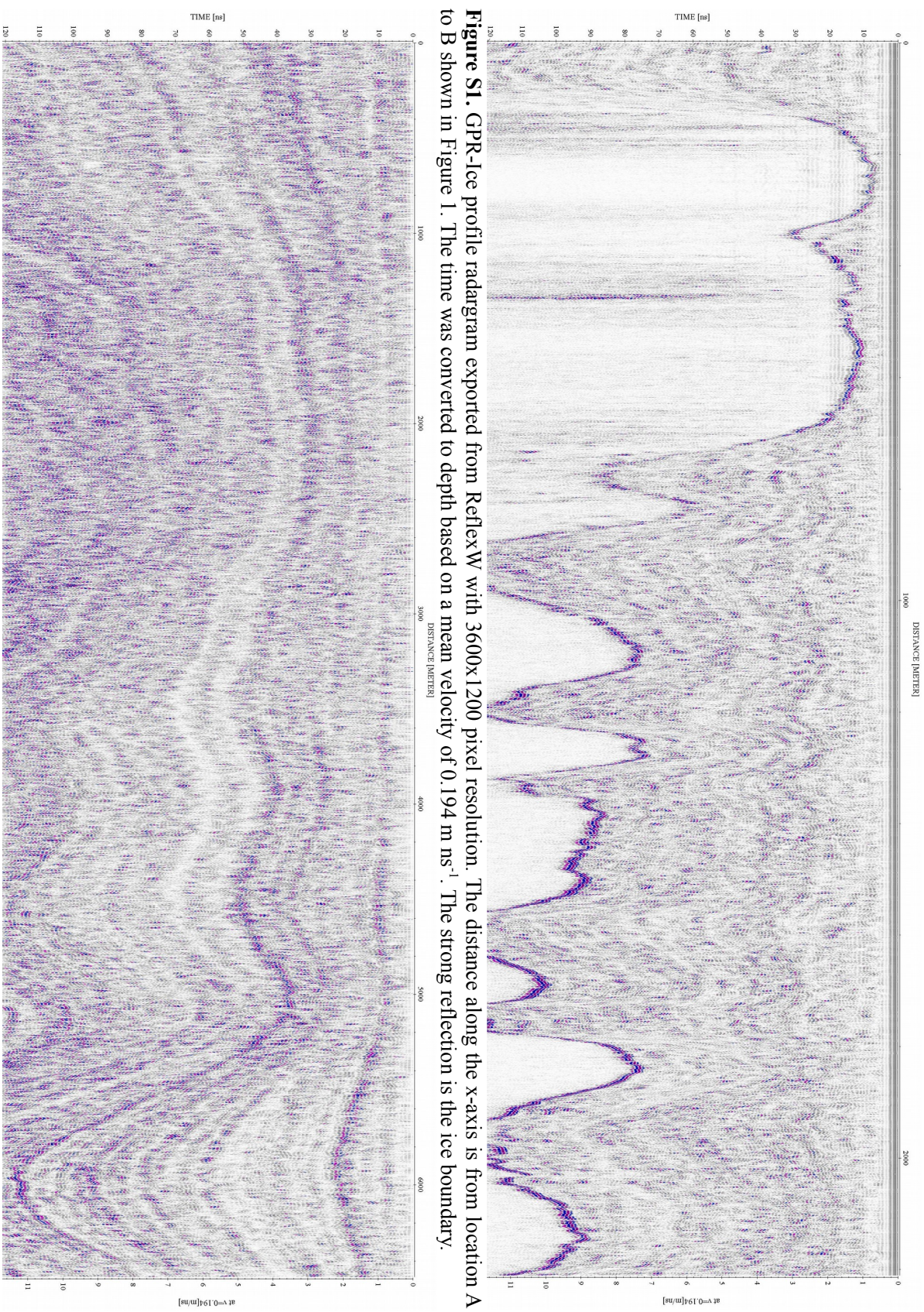
## **Additional Supporting Information (Files uploaded separately)**

Captions for GPR Figures are exported in full resolution (one pixel per trace and sample) - GPR S1 to S4.

## **Introduction**

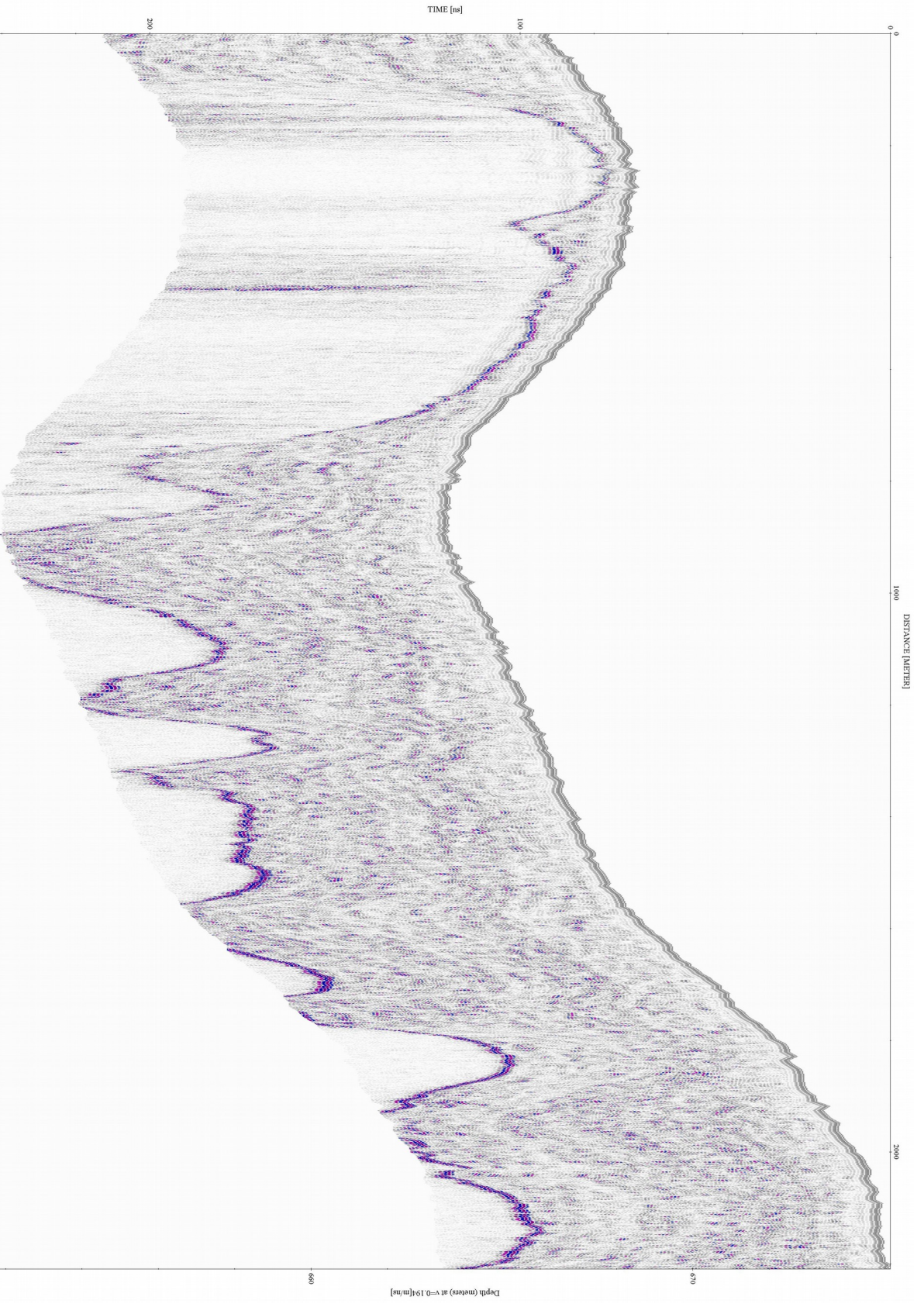
The GPR profile comprises a long distance and was collected in time mode, primarily on a snowmobile with a mean velocity of 15 to 20 km h<sup>-1</sup>, which results in a trace increment of less than 0.2 m. When rescaled to fit the manuscript main text, the profile loses resolution. Therefore, we present both GPR profiles (GPR-Ice and GPR-Schanz) on separated pages for better visualization. We also uploaded the same GPR profile radargram images separately in full resolution (pixel per trace/sample resolution) named GPR\_S1 to GPR\_S4. The captions are the same as Figures S1 to S4.

Here, we provide a sequence of elevation profiles comparing REMA, TDX and GPS data for all data used in the analysis described in the manuscript. A significant difference is observed in the ALE elevation profile between TDX and TDX\_A5. We believe that the TDX data are highly influenced by the path track maintained by the Antarctic Logistic Expedition, which operates on Union Glacier.

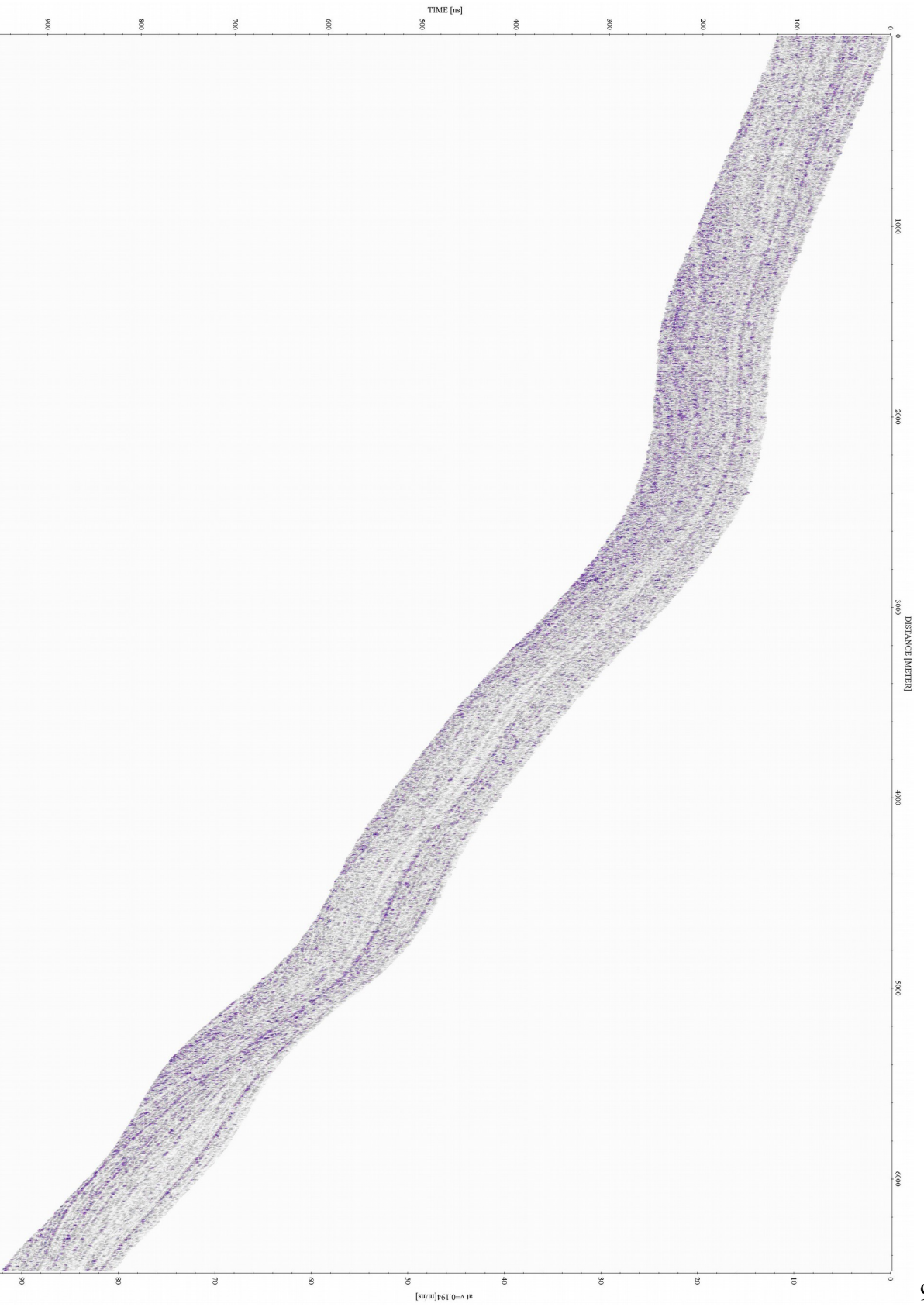


**Figure S1.** GPR-Ice profile radargram exported from ReflexW with 3600x1200 pixel resolution. The distance along the x-axis is from location A to B shown in Figure 1. The time was converted to depth based on a mean velocity of  $0.194 \text{ m ns}^{-1}$ . The strong reflection is the ice boundary.

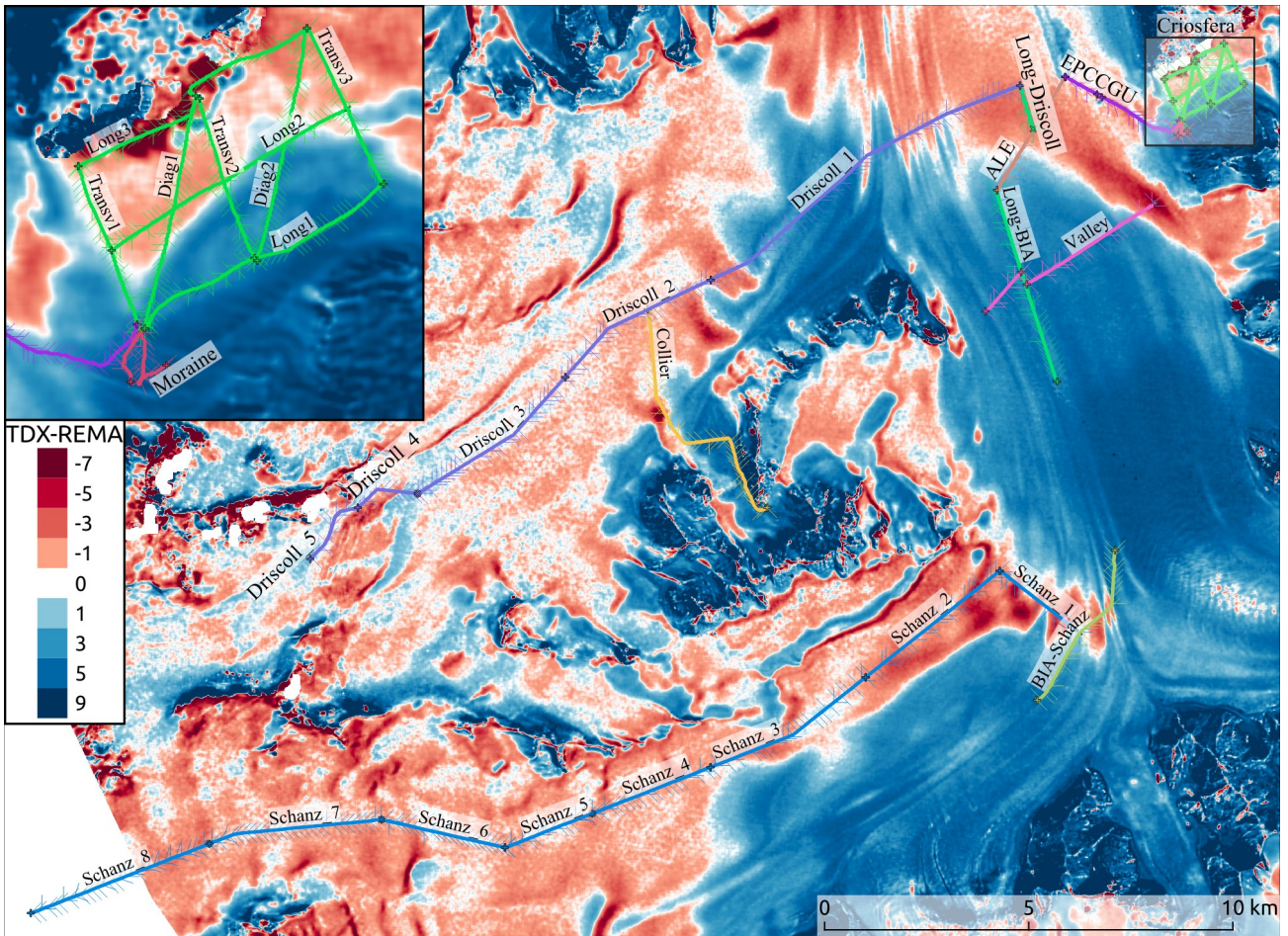
**Figure S2.** GPR-Schanz profile radargram exported from ReflexW with 3600x1200 pixel resolution. The distance along the x-axis is from location C to D shown in Figure 1. The time was converted to depth based on a mean velocity of  $0.194 \text{ m ns}^{-1}$ .



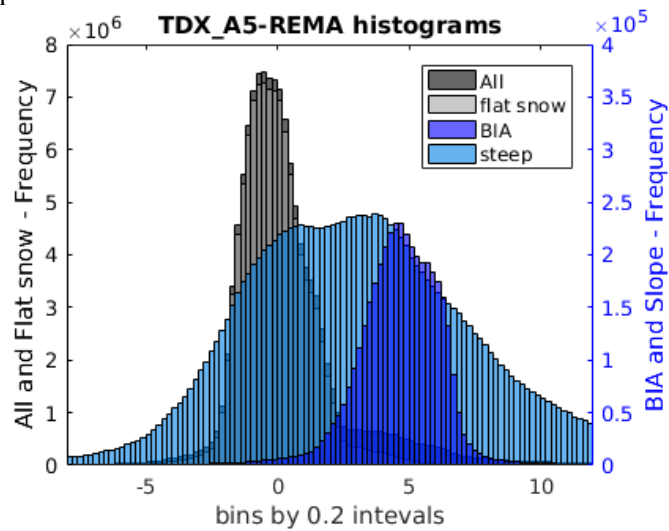
**Figure S3.** GPR-Ice profile radargram exported from Reflex W with topographic correction. Elevation values are derived from the GPS profile.



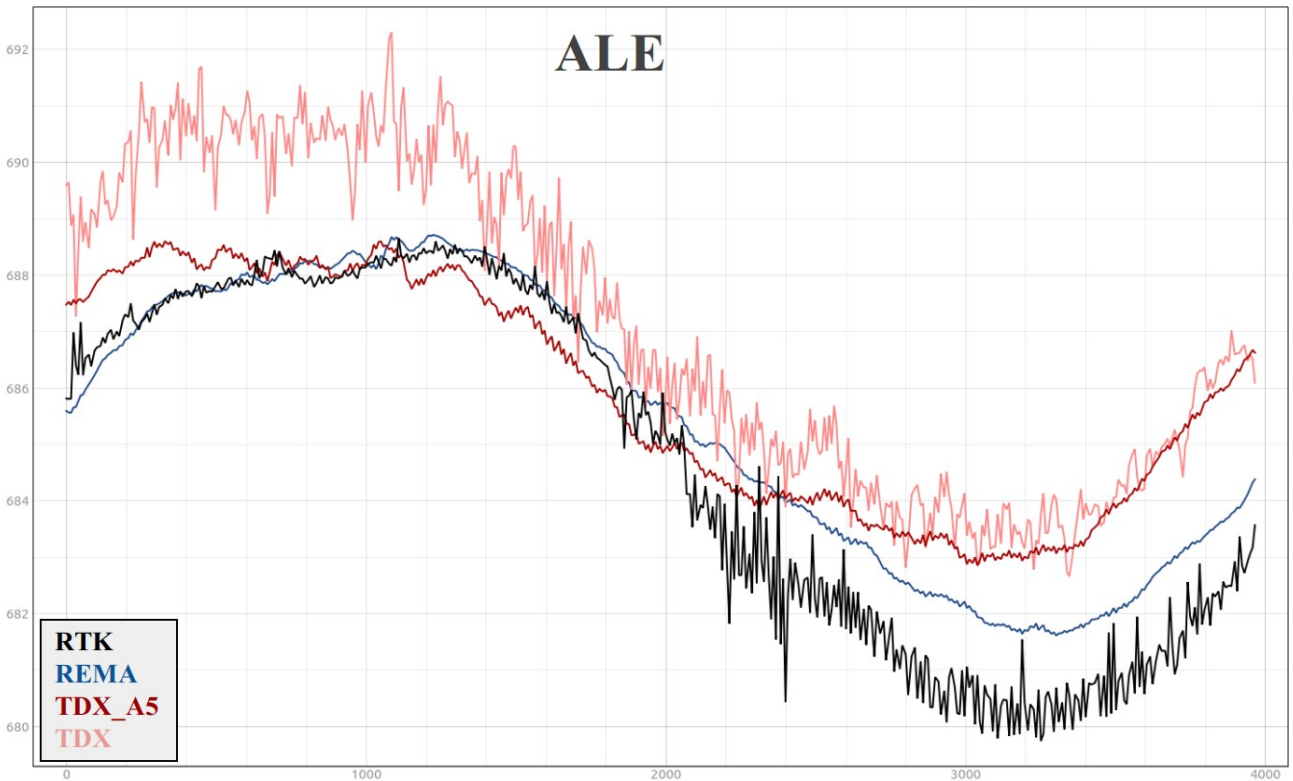
**Figure S4.** GPR-Shanz profile radargram exported from Reflex W with topographic correction. Elevation values are derived from the GPS profile.



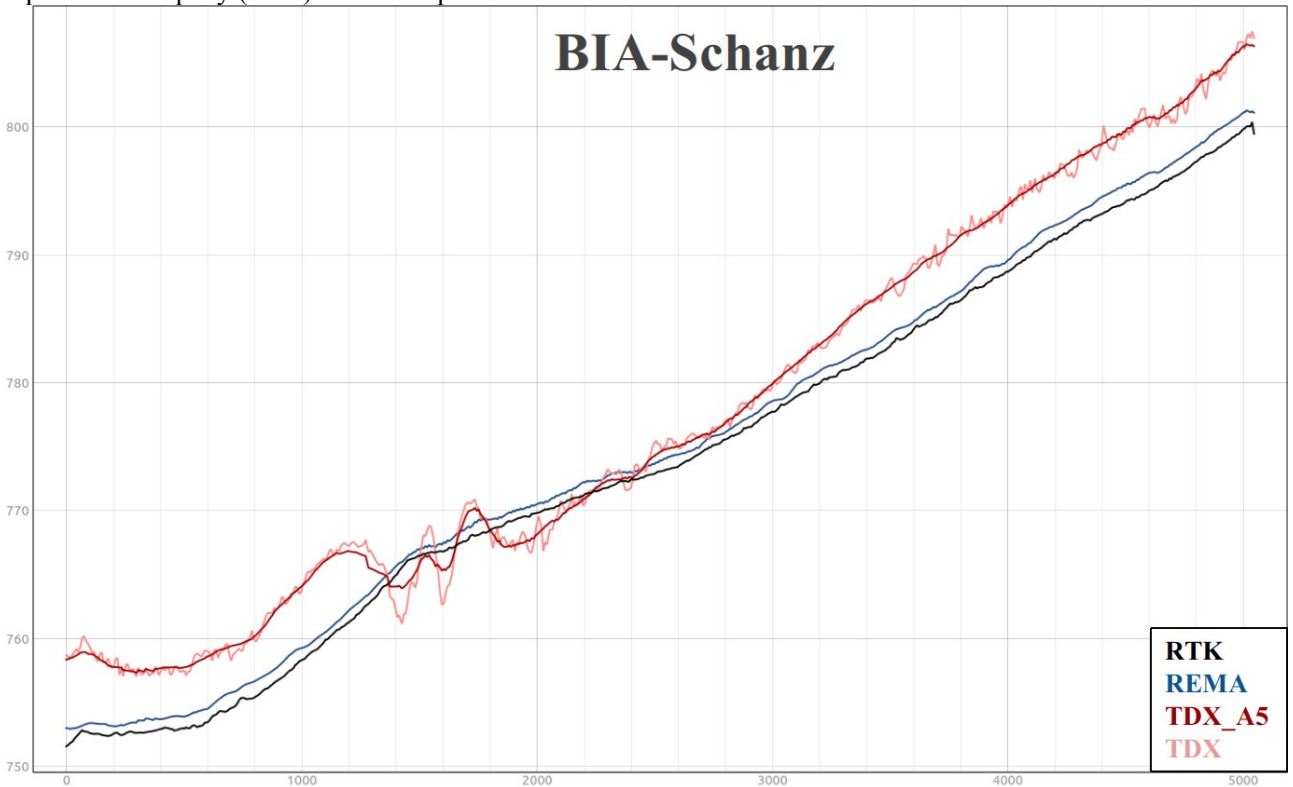
**Figure S5.** Location of each profile below. Background shows the height differences between TDX and REMA, as presented in the manuscript.



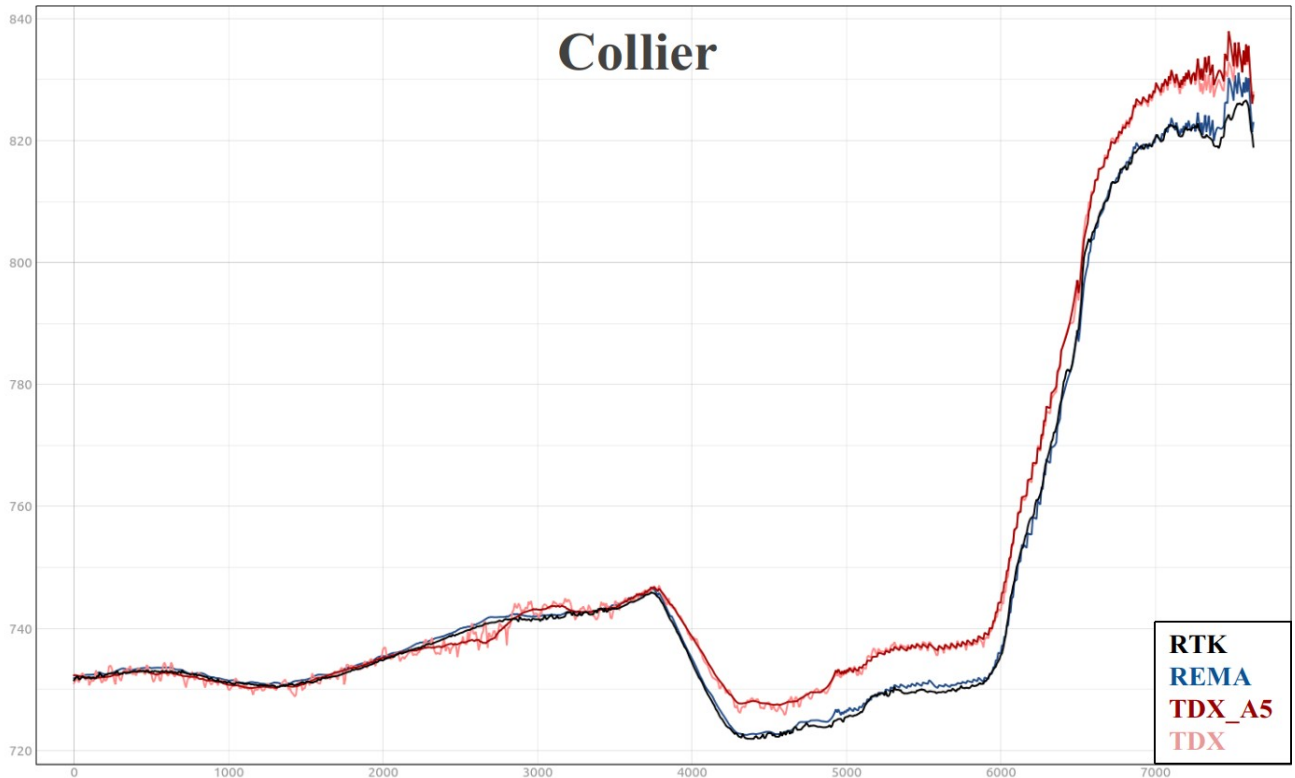
**Figure S6.** Histogram for the difference image between TDX\_A5 and REMA for all pixels within the Union Glacier basin (dark gray), flat snow areas (light gray), BIAs (dark blue) and steep areas, with slopes greater than  $5^\circ$  (light blue). The frequency was counted in height differences of 0.2 m intervals.



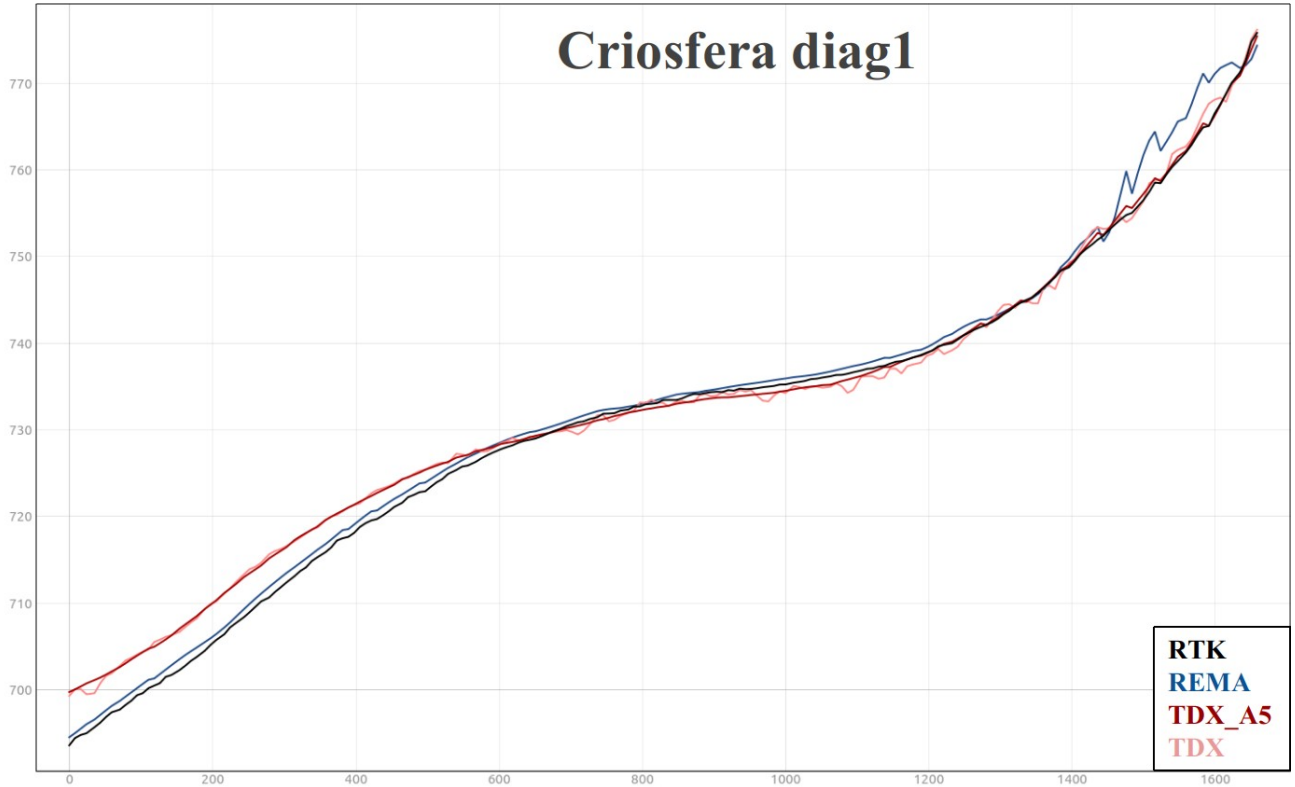
**Figure S7.** Elevation profile at the route crossing the valley from the Runway to the Antarctic Logistic Expedition company (ALE). The GPS profile was obtained on the maintained route.



**Figure S8.** Elevation profile in the Blue Ice Area on the way to Schanz.

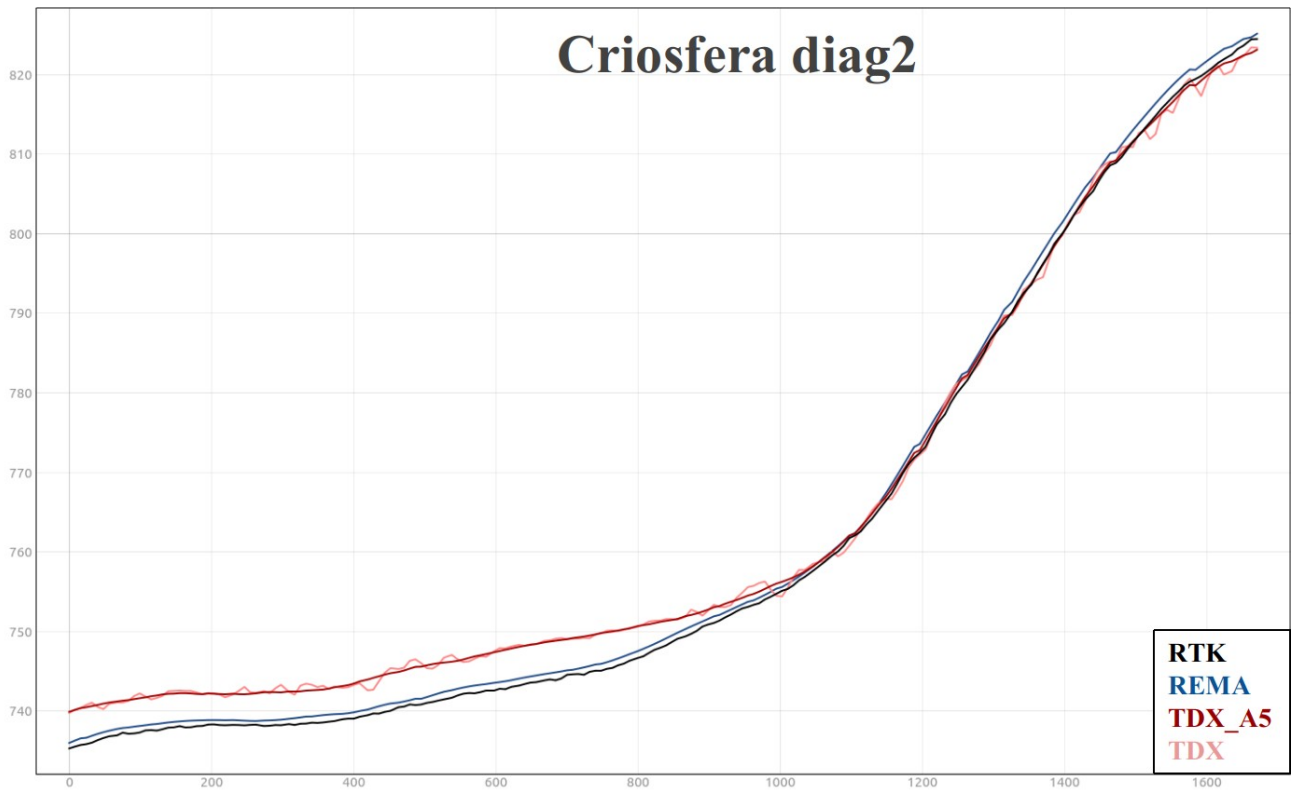


**Figure S9.** Elevation profile from Driscoll valley to Collier Hills.

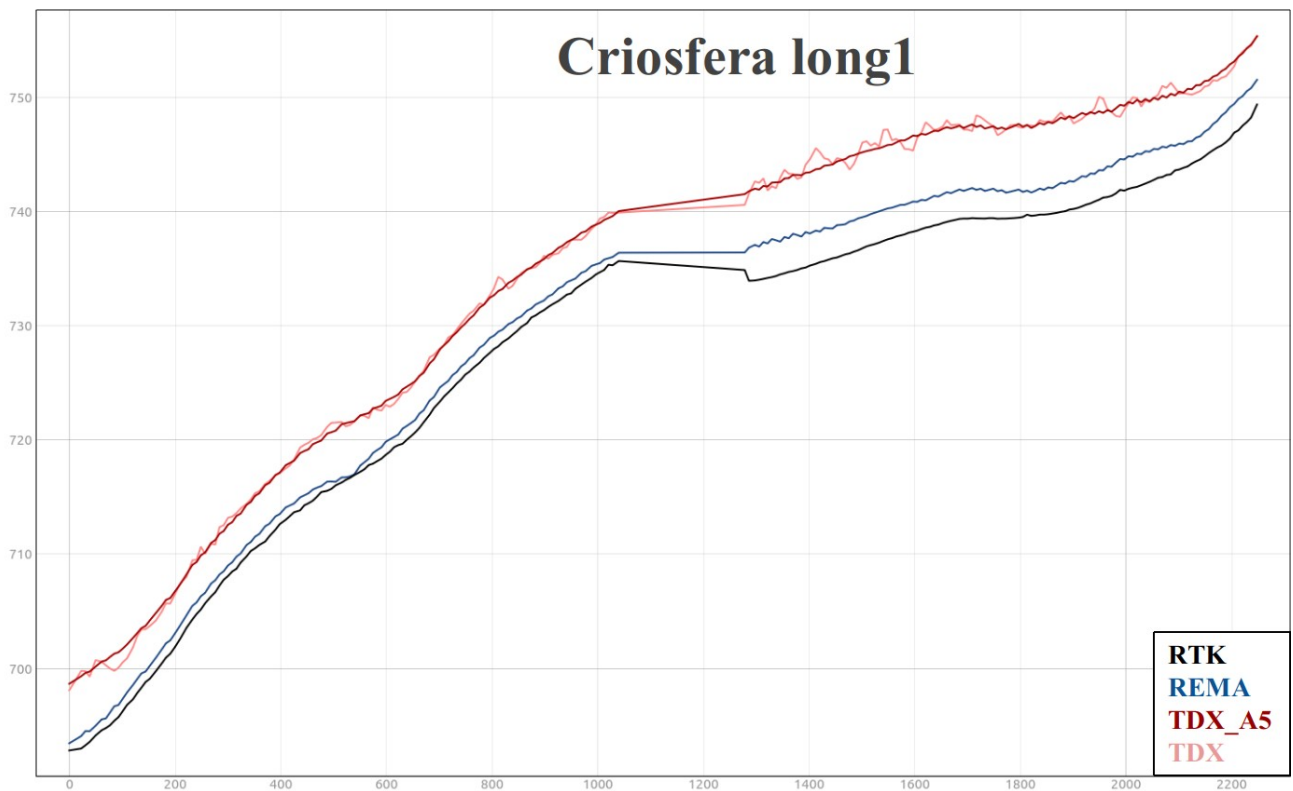


**Figure S10.** Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the diagonal 1 profile.

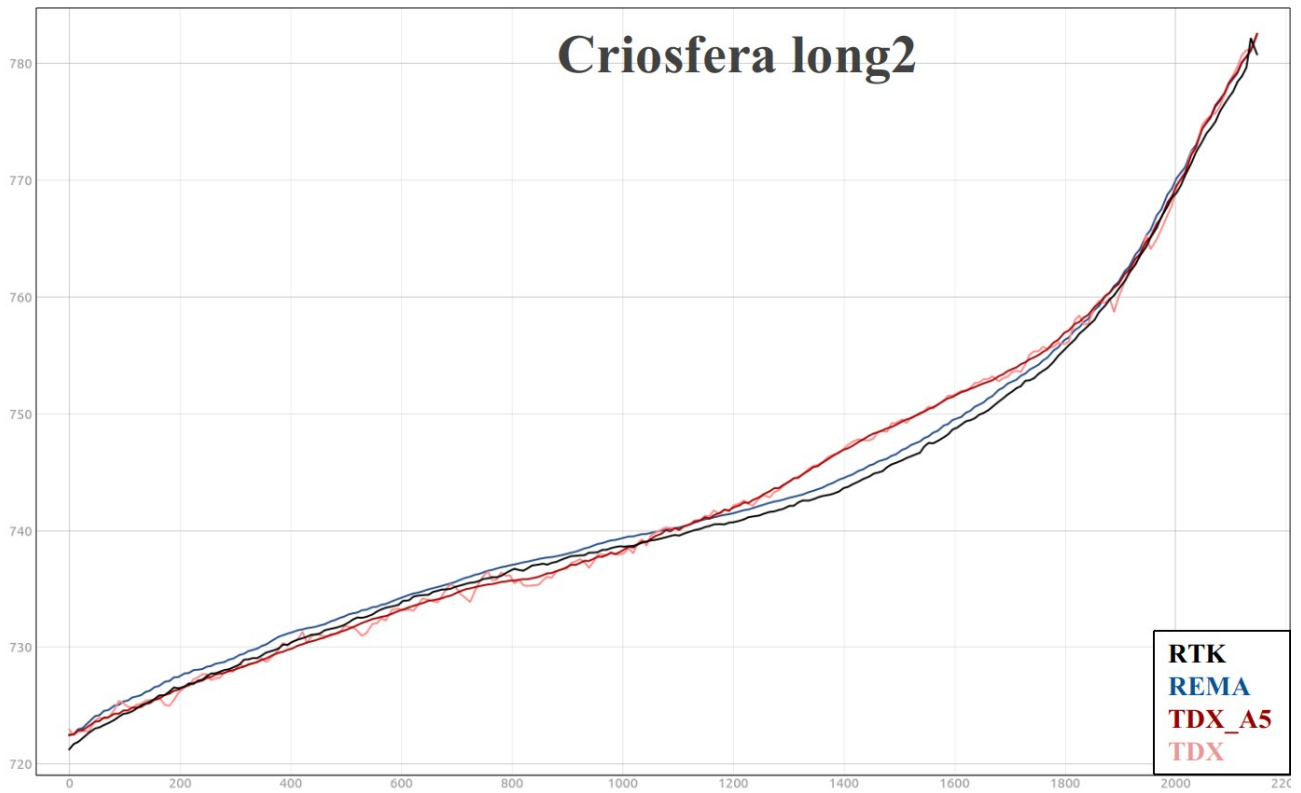




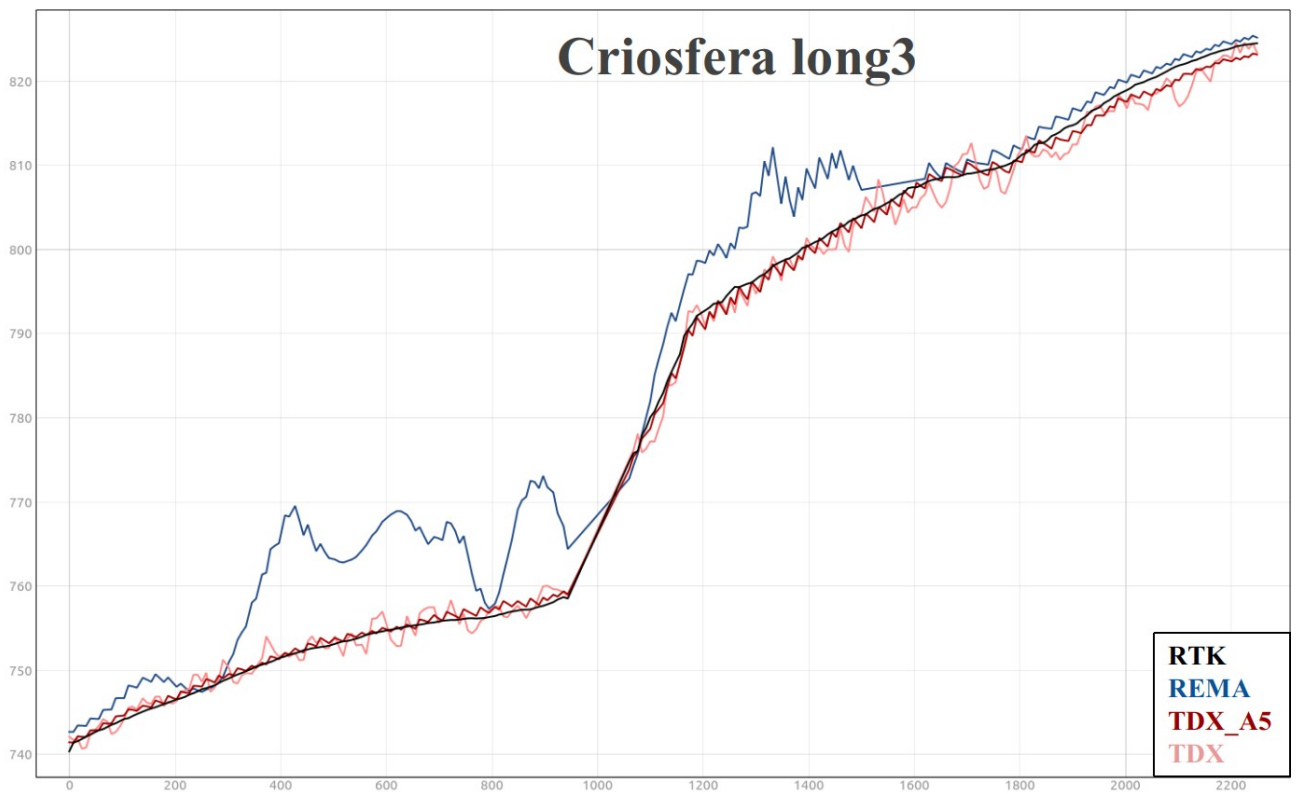
**Figure S11.** Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the diagonal 2 profile.



**Figure S12.** Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the longitudinal 1 profile.



**Figure S13.** Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the longitudinal 2 profile.



**Figure S14.** Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the longitudinal 3 profile.

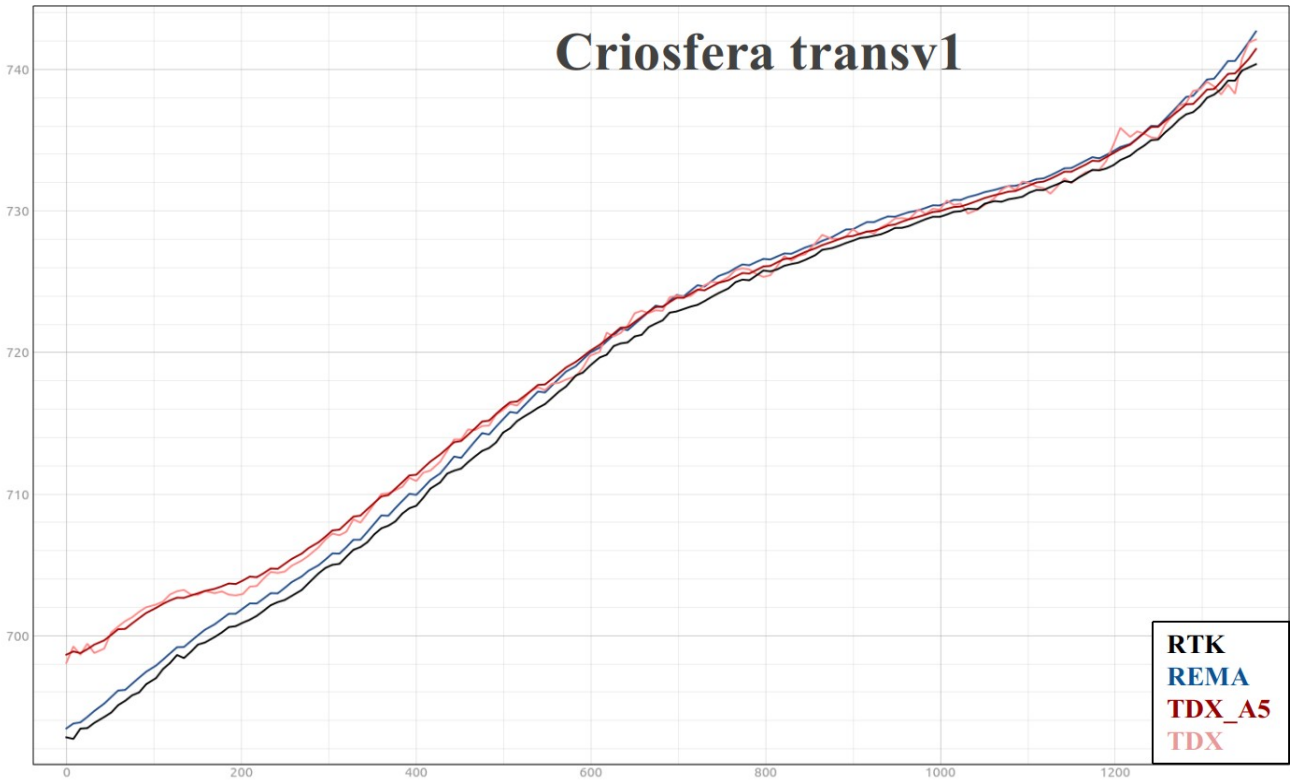


Figure S15. Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the transversal 1 profile.

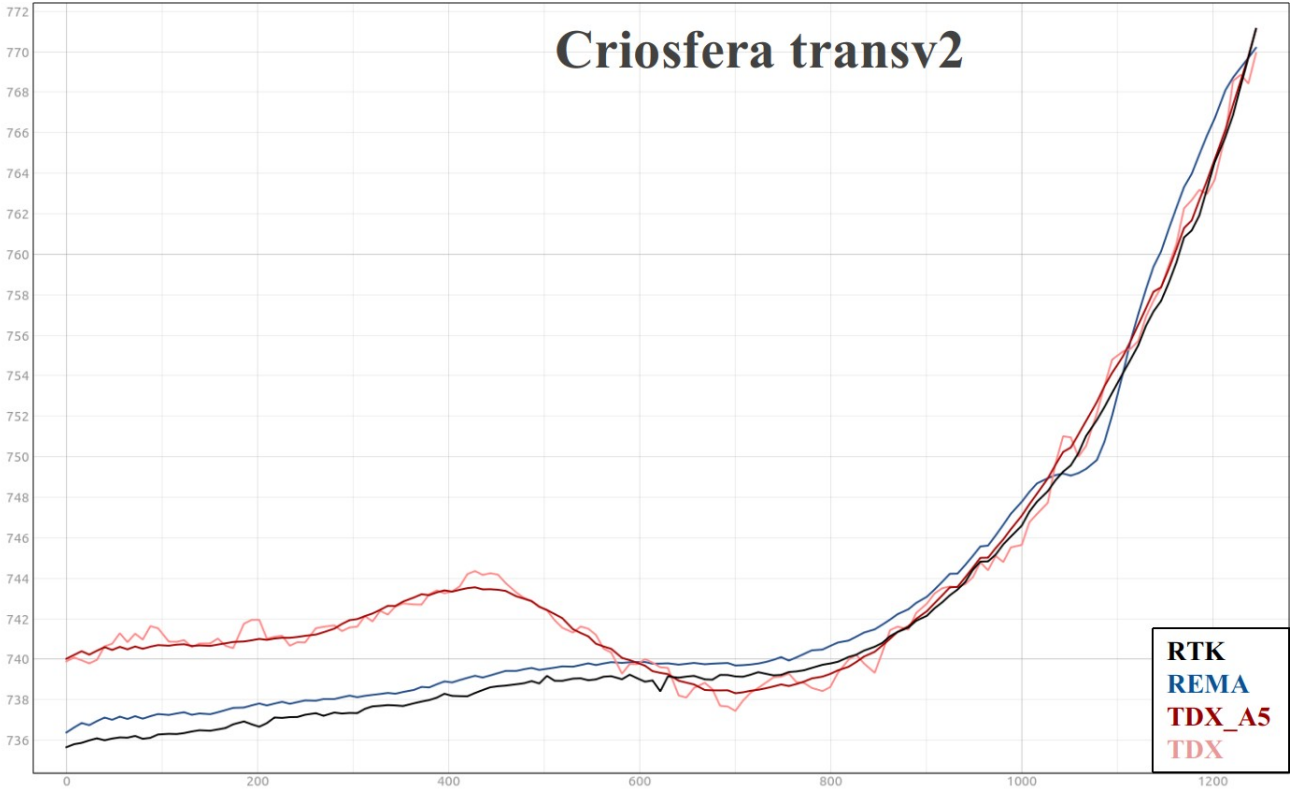


Figure S16. Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the transversal 2 profile.

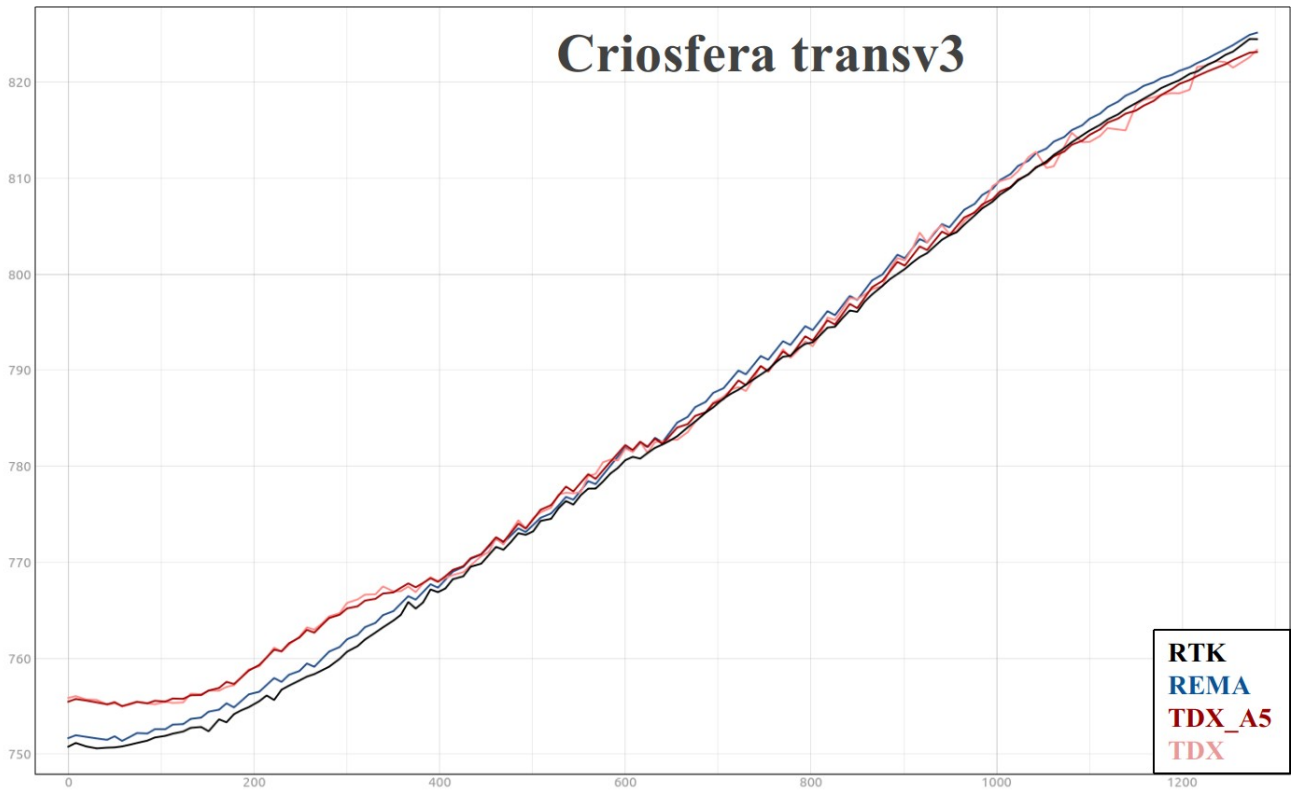


Figure S17. Elevation profile of Criosfera Glacier in Mount Rossman Cove. This is the transversal 3 profile.

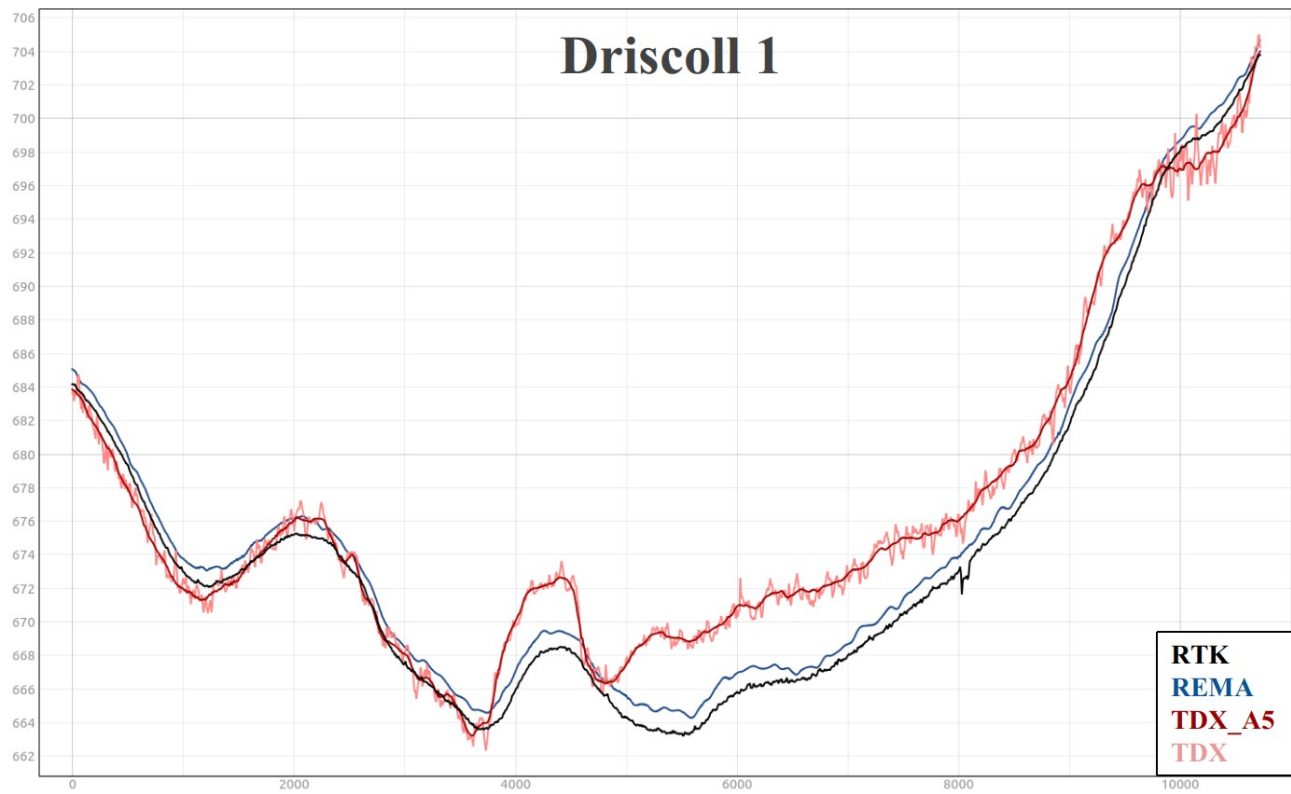
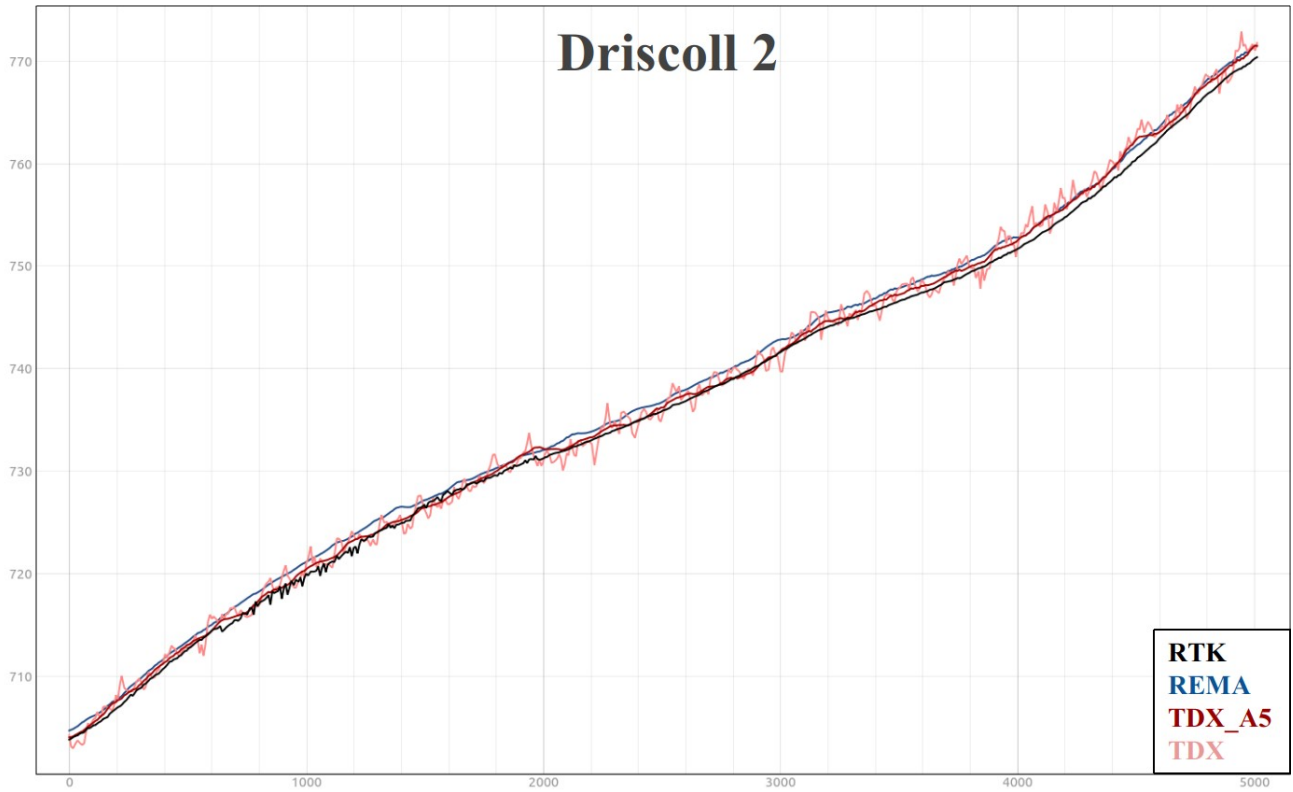
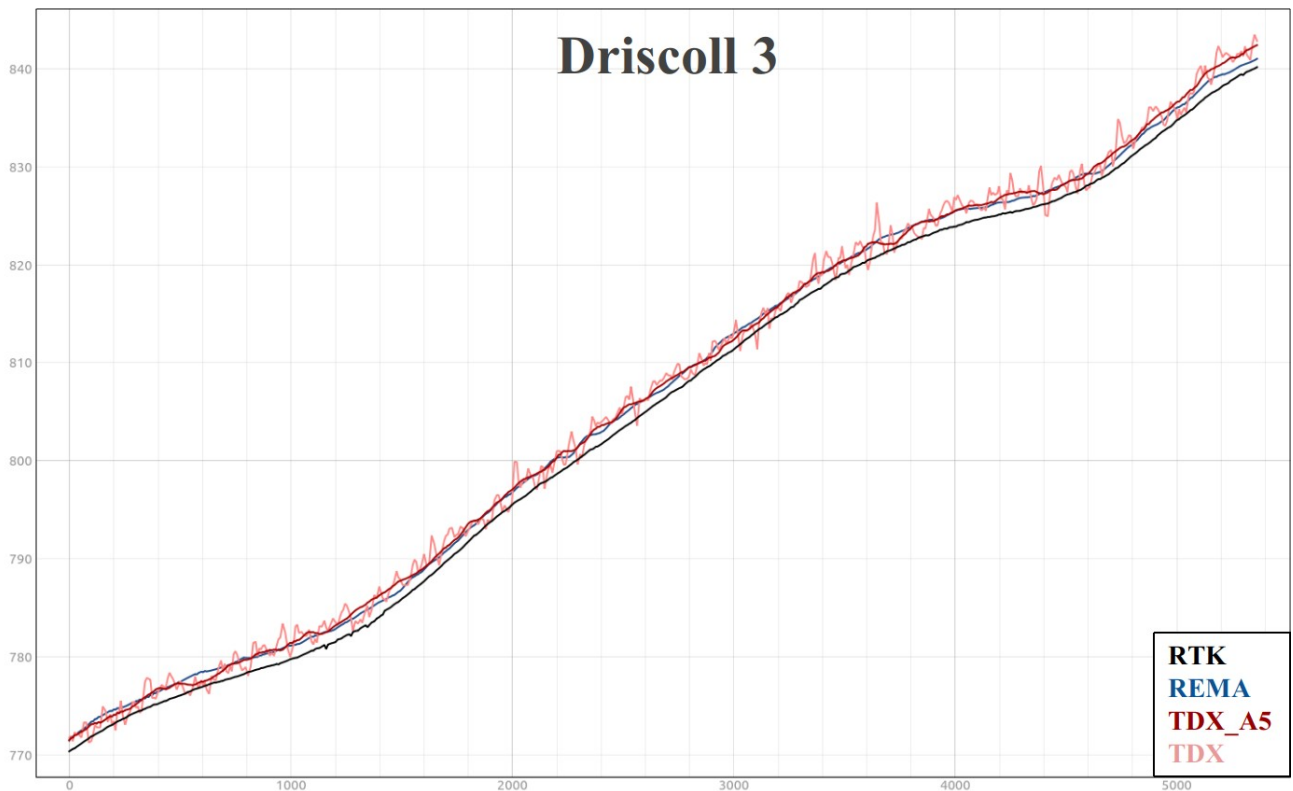


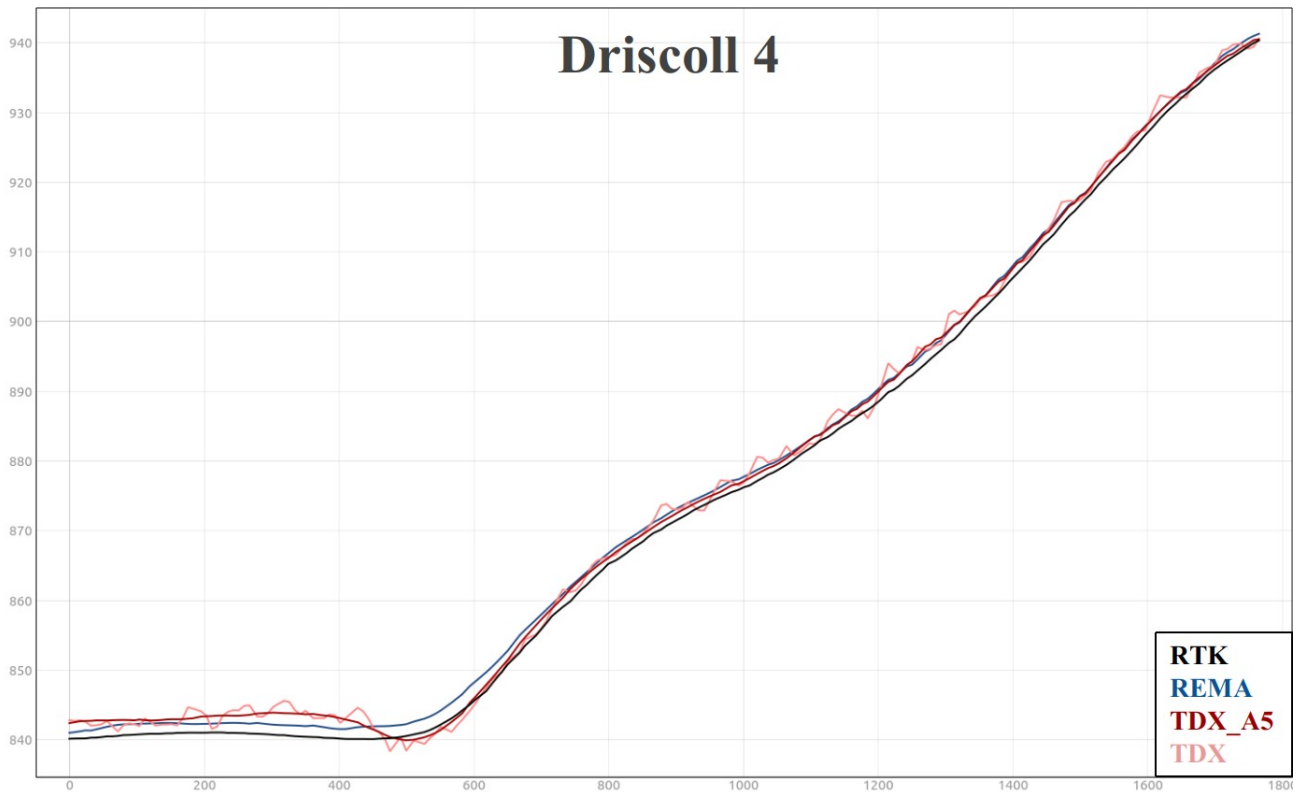
Figure S18. Elevation profile of Driscoll Glacier. This part 1 of 5.



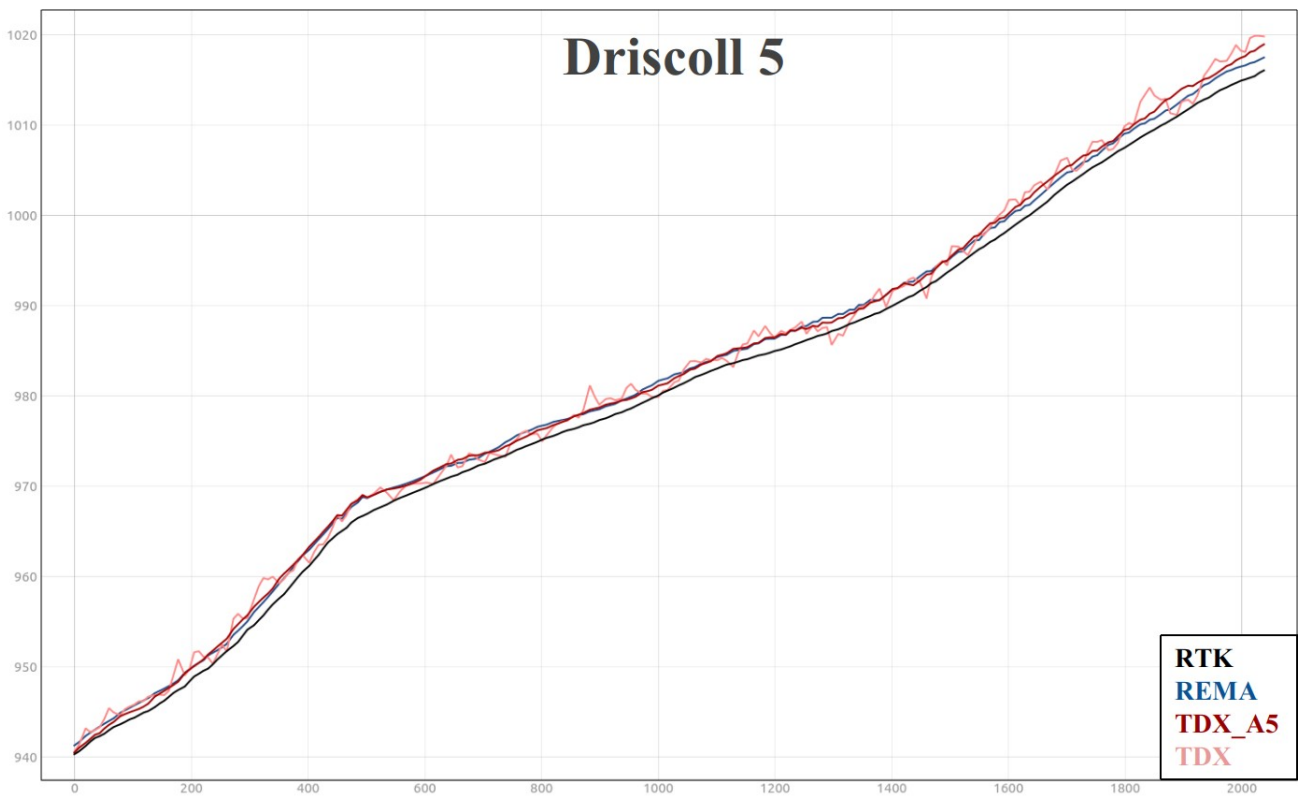
**Figure S19.** Elevation profile of Driscoll Glacier. This part 2 of 5.



**Figure S20.** Elevation profile of Driscoll Glacier. This part 3 of 5.



**Figure S21.** Elevation profile of Driscoll Glacier. This part 4 of 5.



**Figure S22.** Elevation profile of Driscoll Glacier. This part 5 of 5.

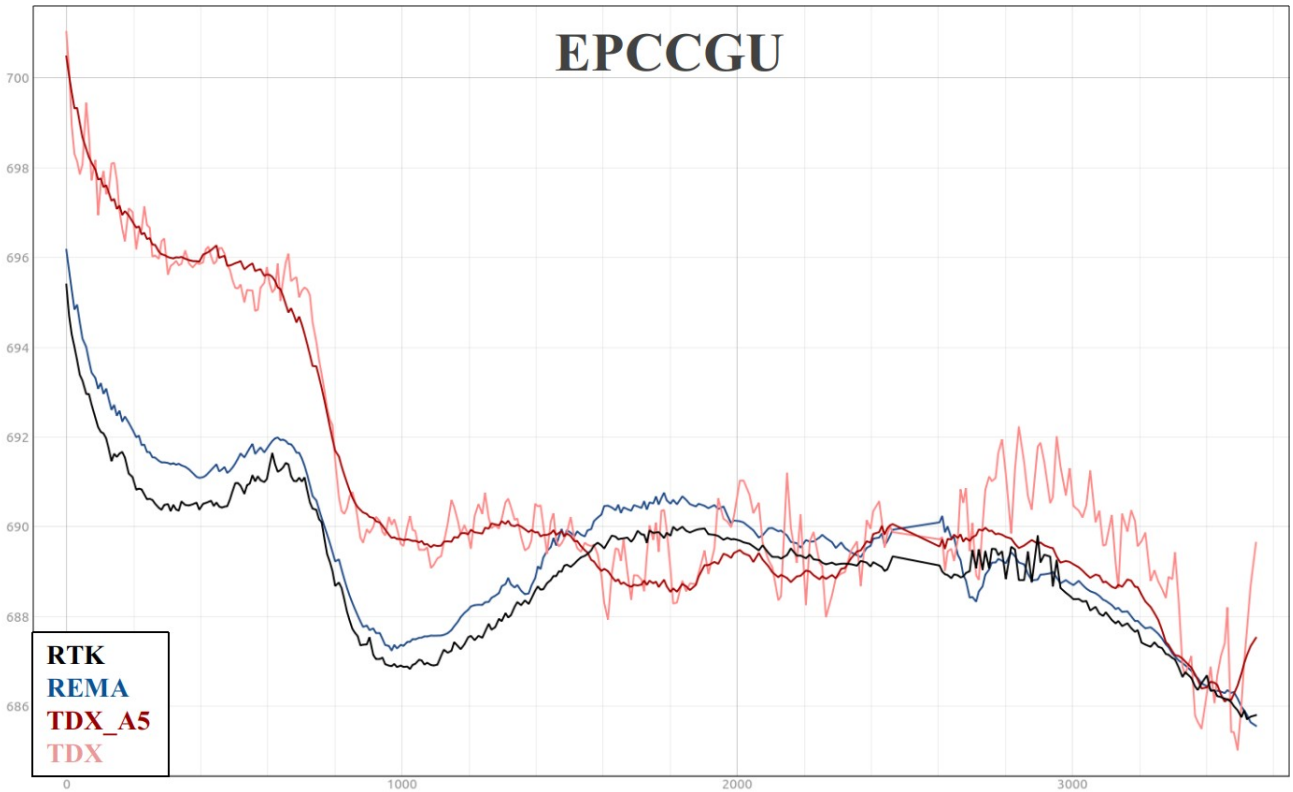


Figure S23. The elevation profile from Criosfera Glacier to Chilean base camp Estación Polar Científica Conjunta Glaciar Union (EPCCGU). The GPS profile was obtained on the maintained route.

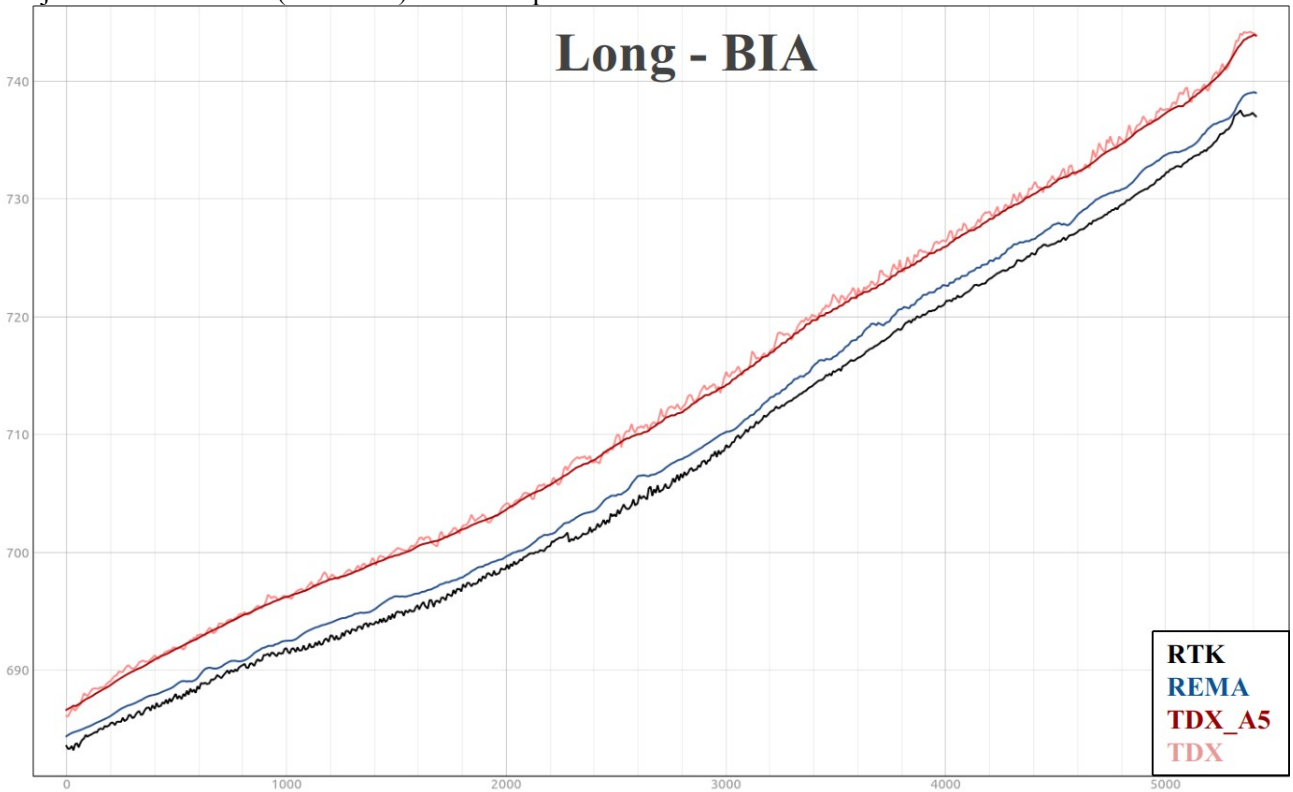


Figure S24. Elevation profile longitudinal to the main valley in the direction of the Blue Ice Area.

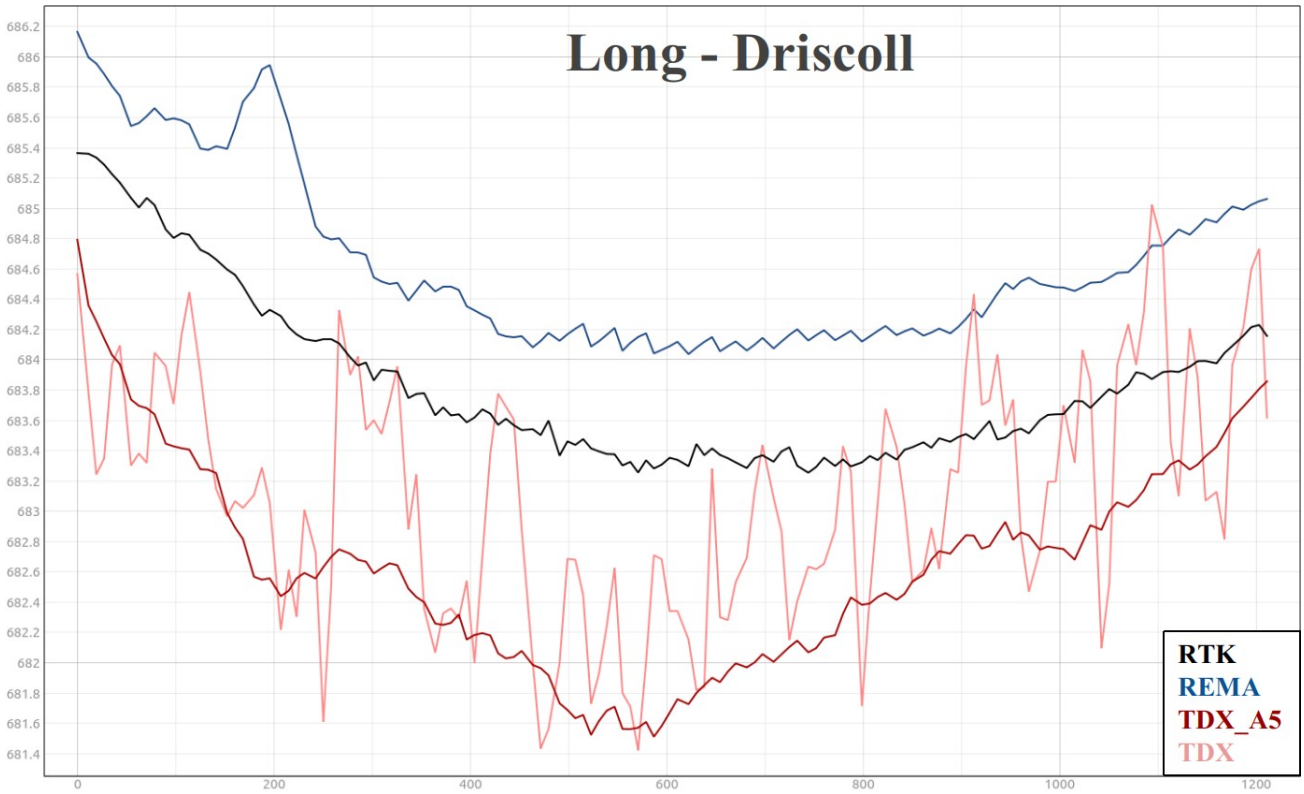


Figure S25. Elevation profile longitudinal to the main valley in the direction of Driscoll Glacier.

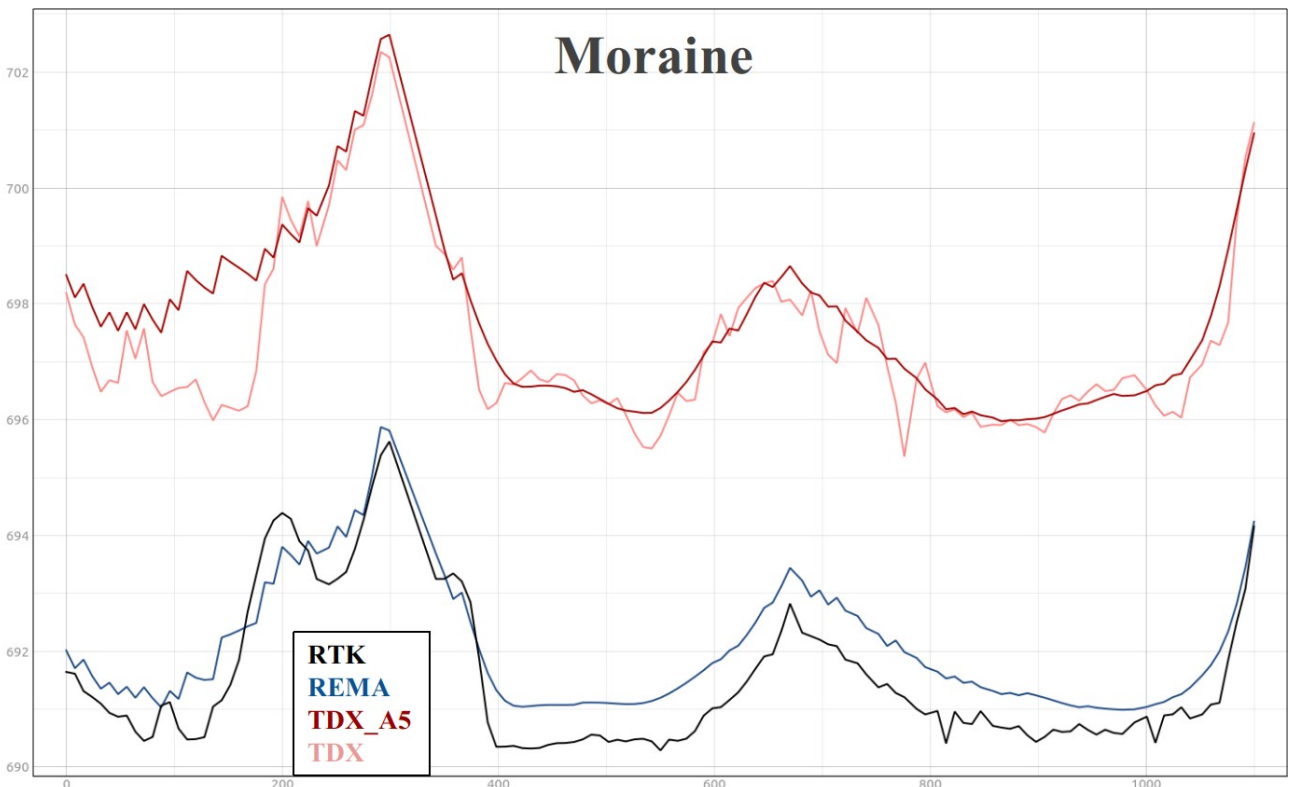
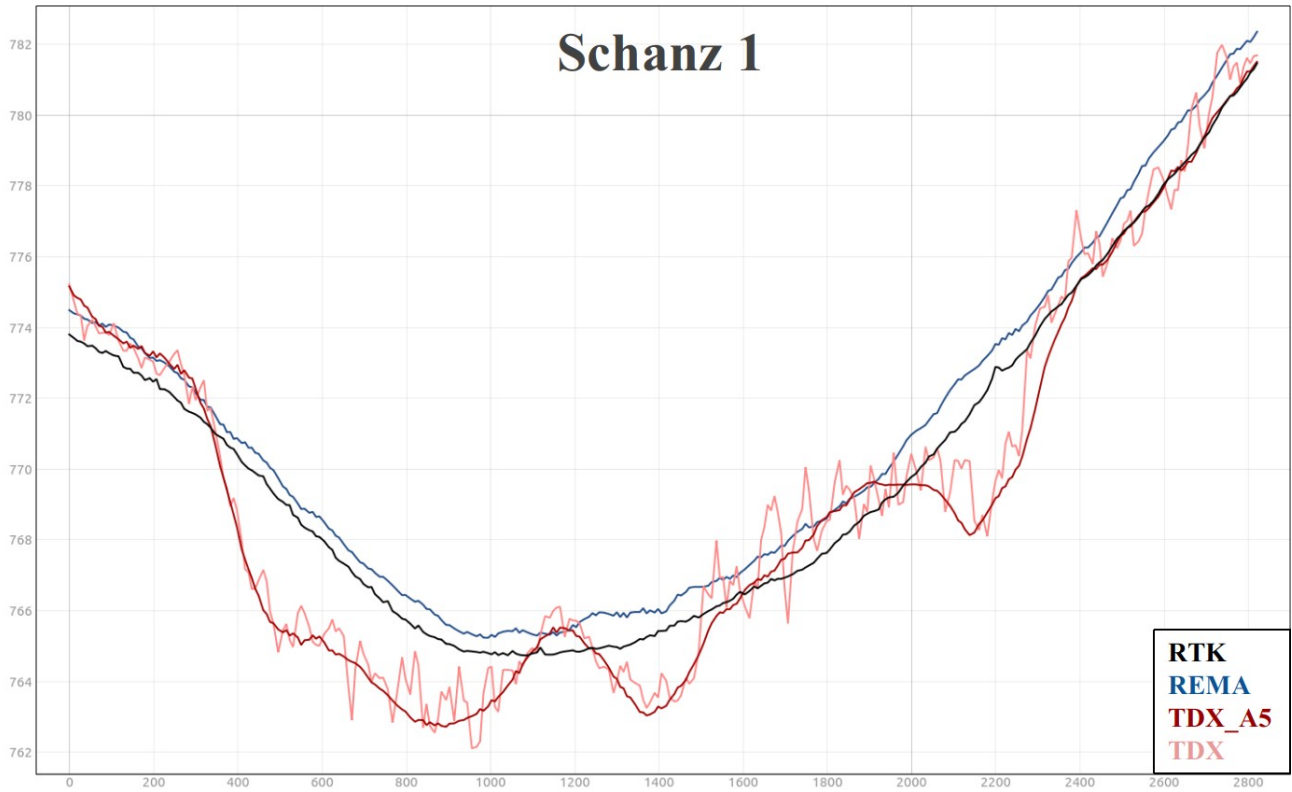
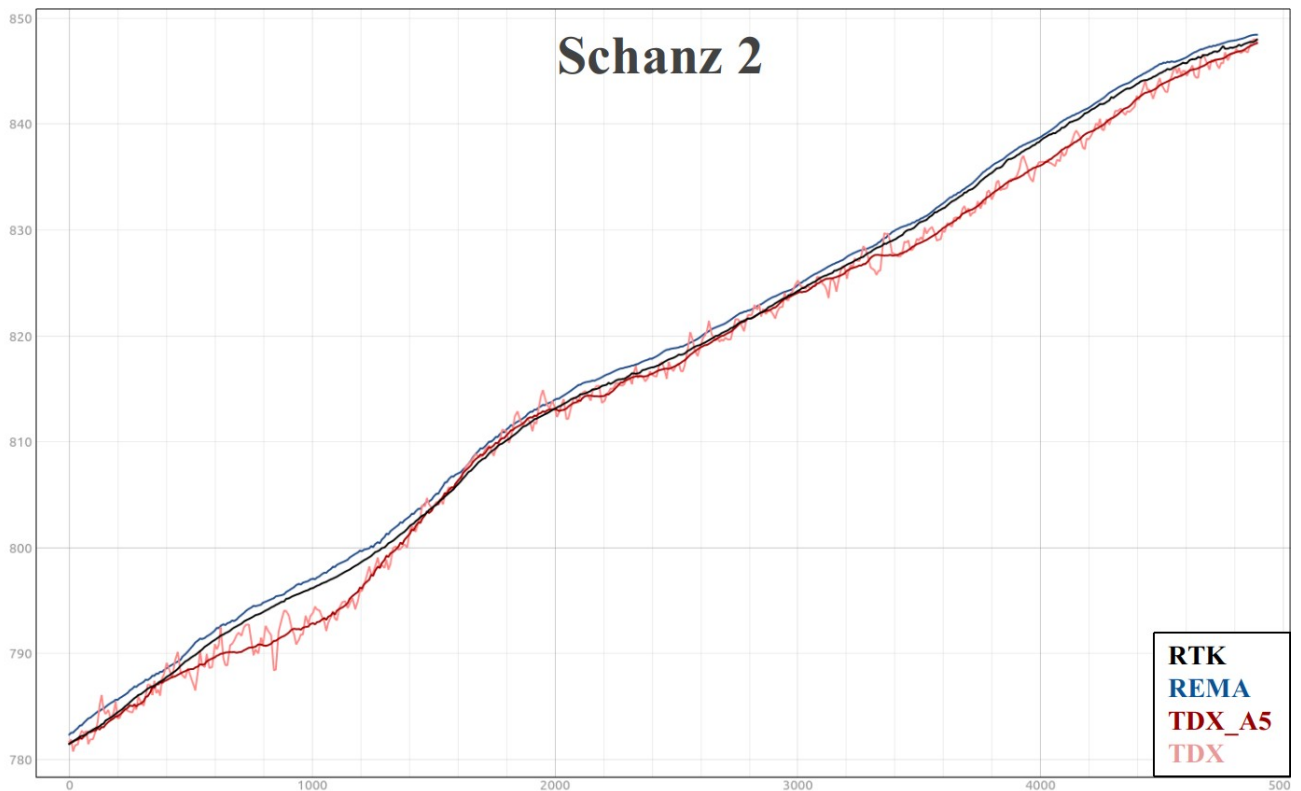


Figure S26. Elevation profile in a moraine area at the base of Criosfera Glacier.

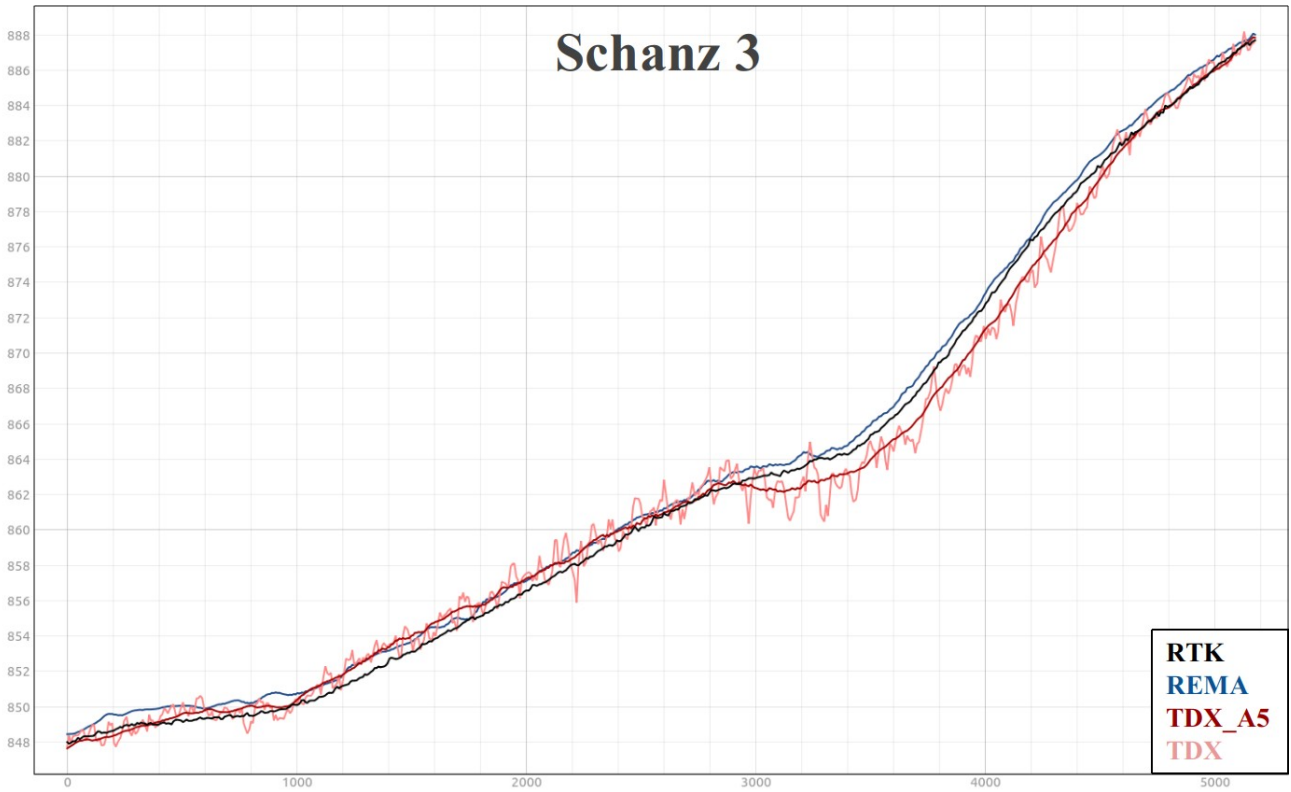




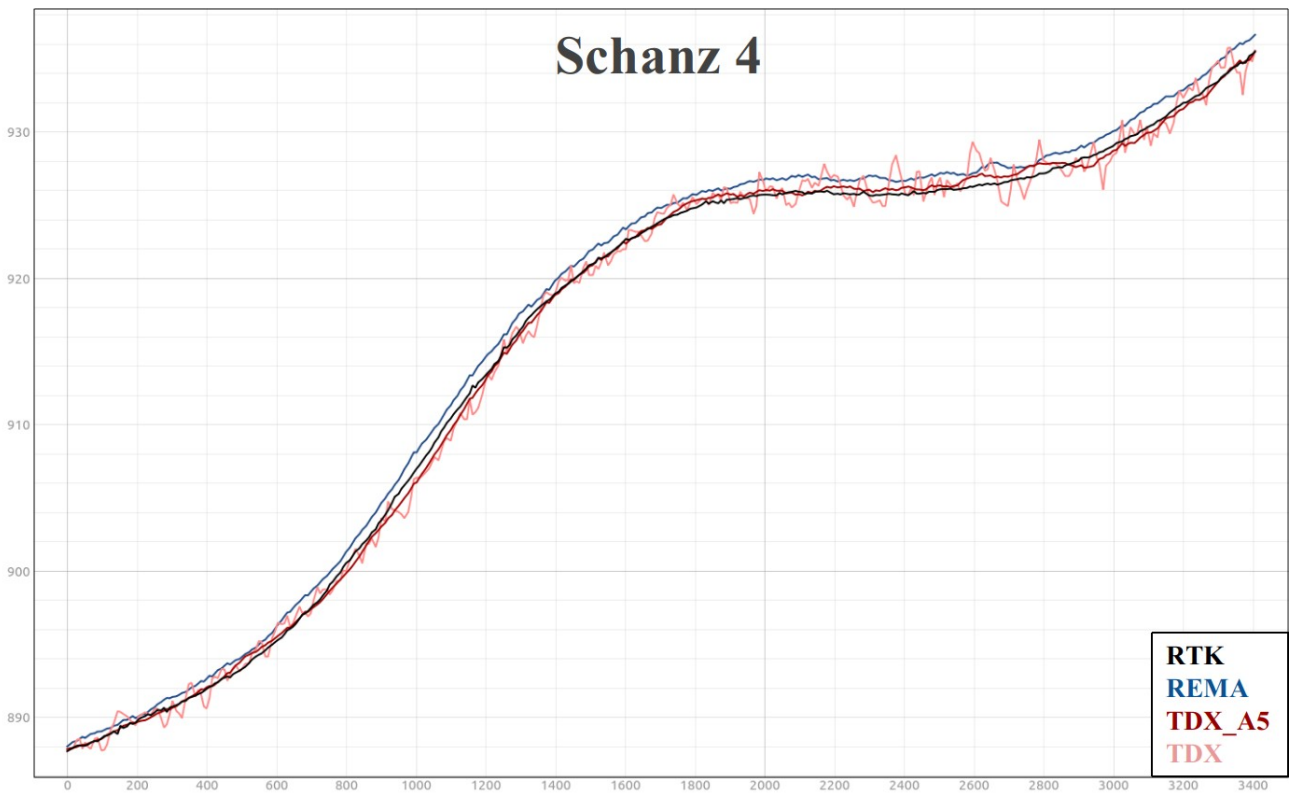
**Figure S27.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 1 of 8.



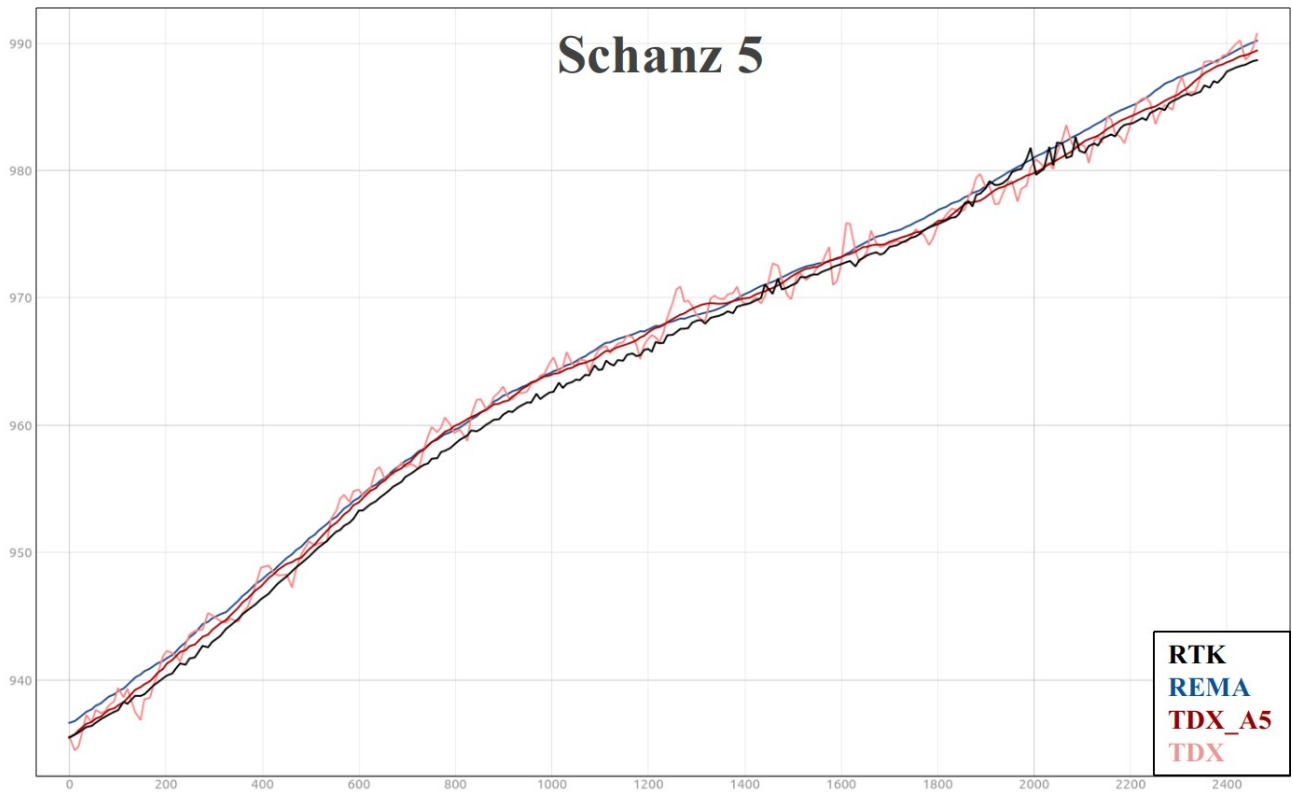
**Figure S28.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 2 of 8.



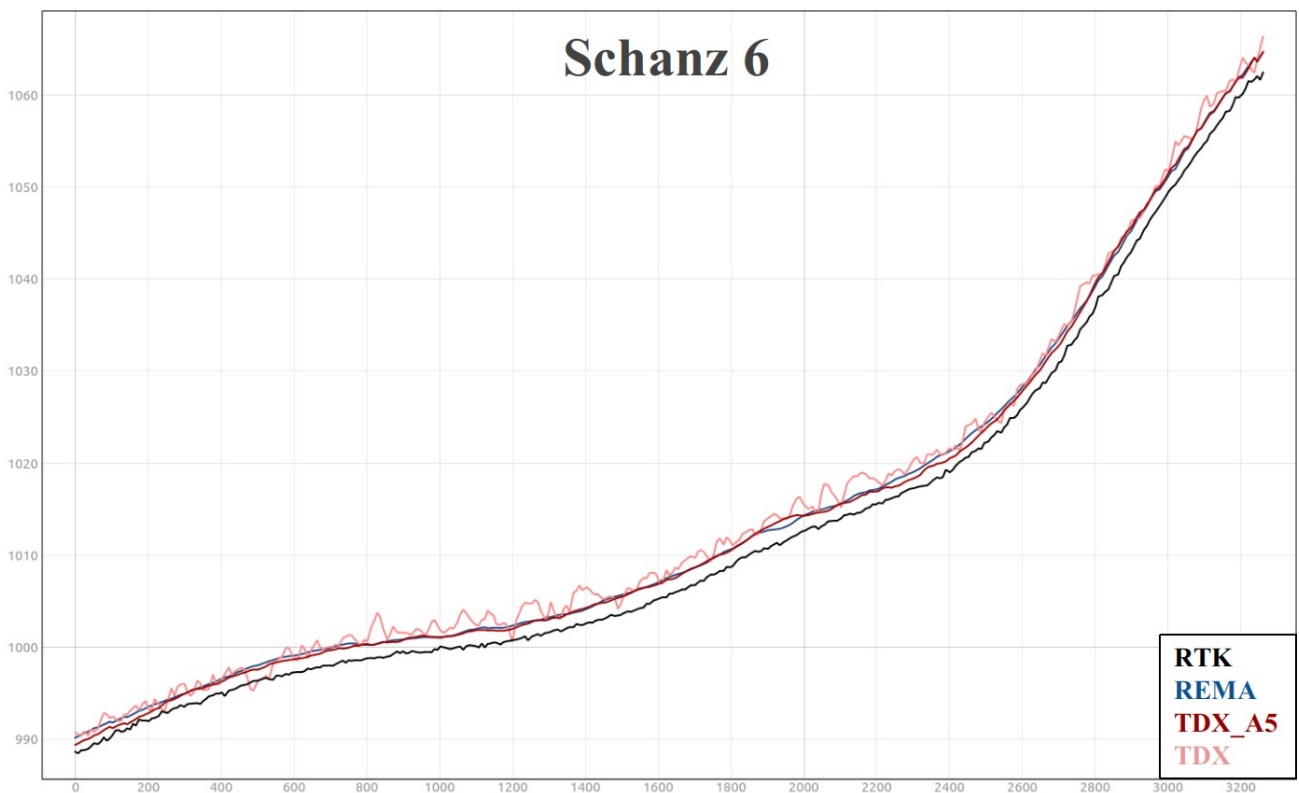
**Figure S29.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 3 of 8.



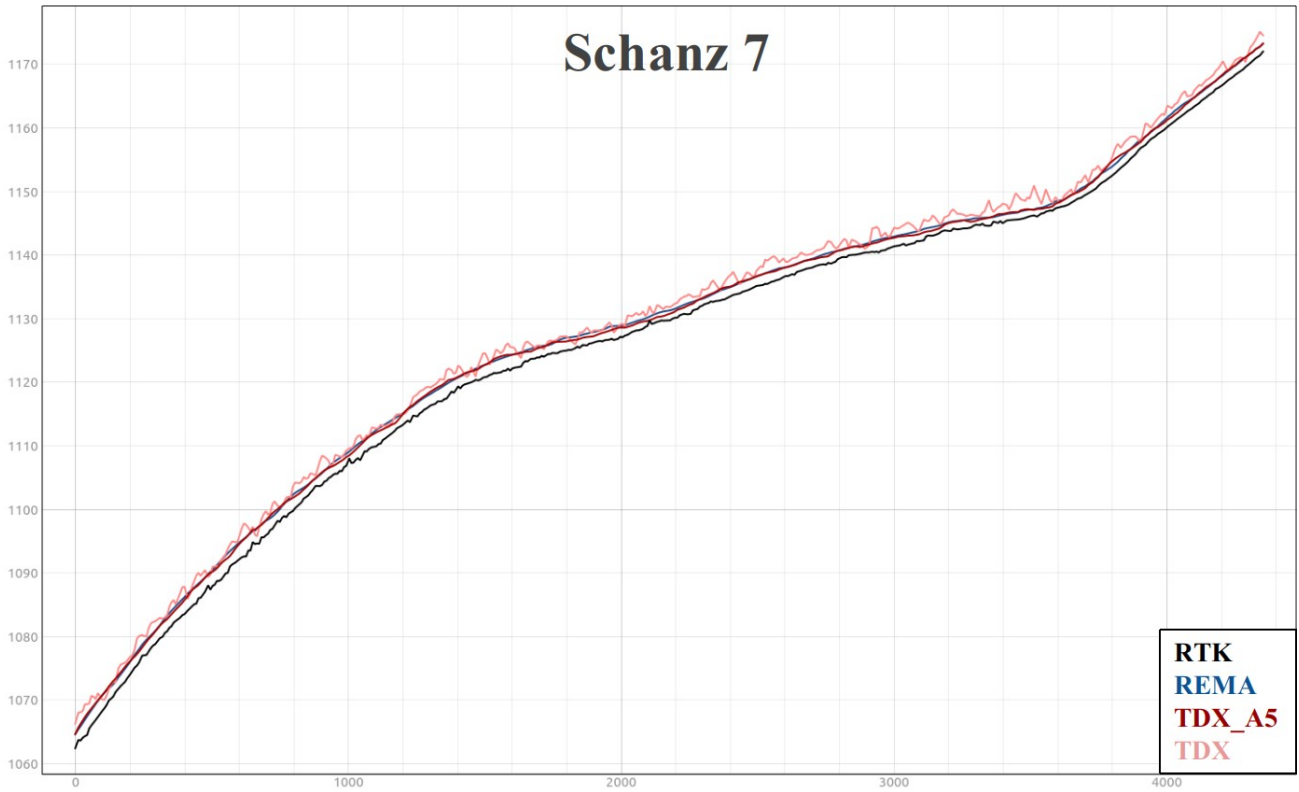
**Figure S30.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 4 of 8.



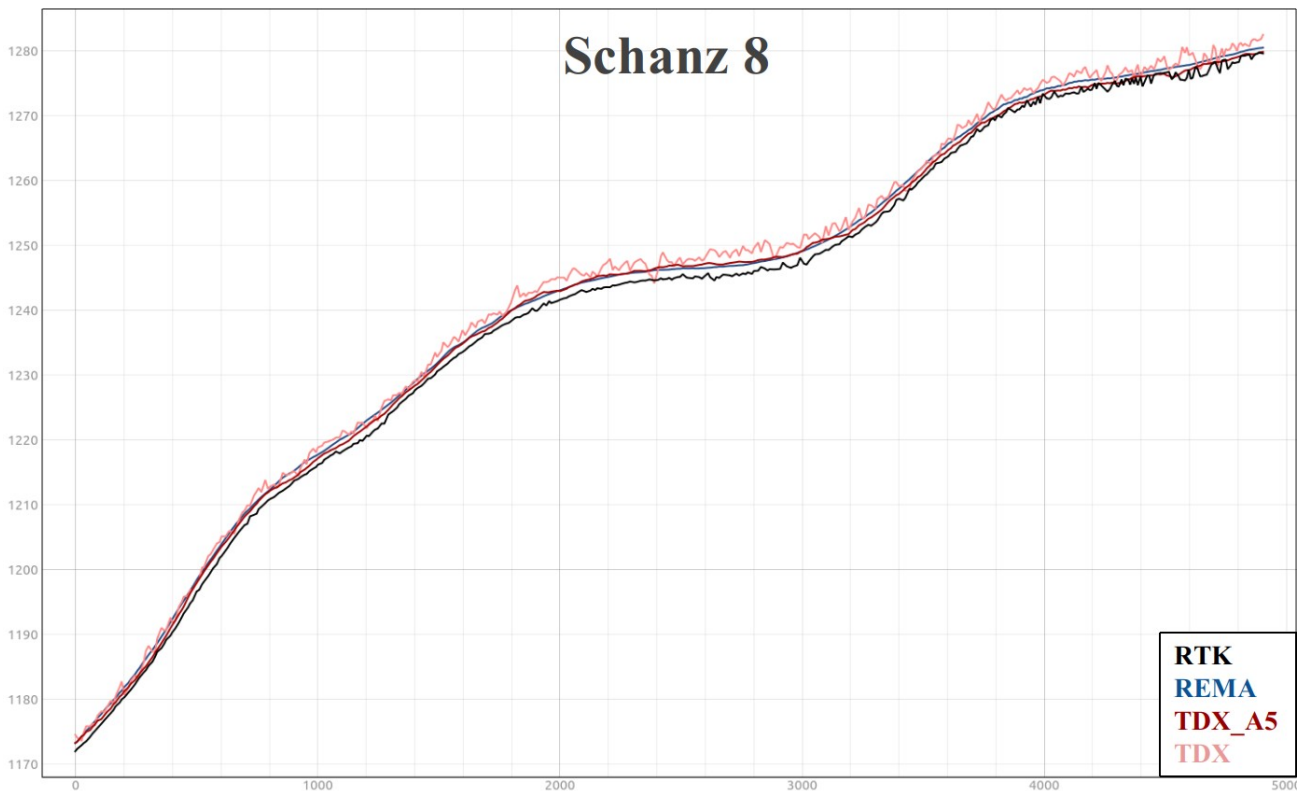
**Figure S31.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 5 of 8.



**Figure S32.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 6 of 8.



**Figure S33.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 7 of 8.



**Figure S34.** Elevation profile of Schanz Glacier. This part 8 of 8.

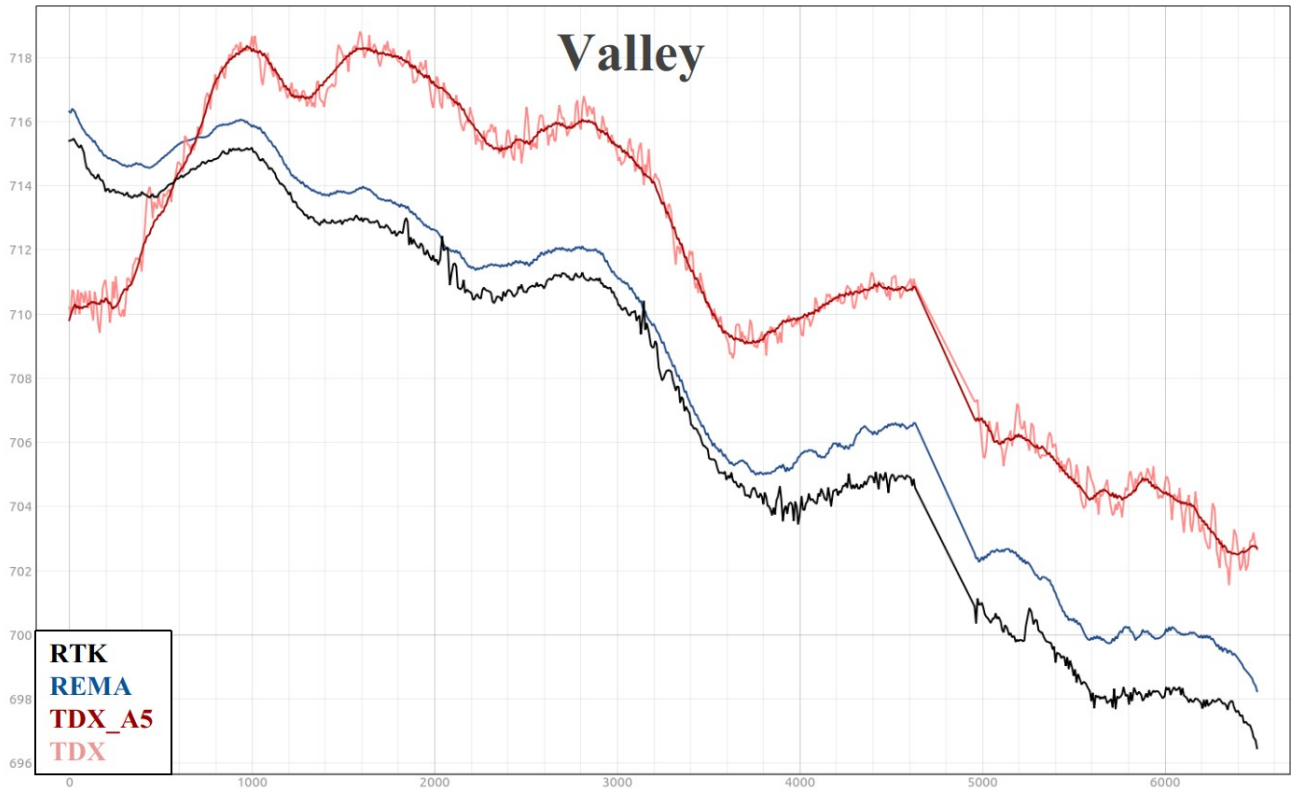


Figure S35. Elevation profile transversal to the main valley flux from south to north.

## 5 Capítulo 5

### 5.0.1 Síntese dos resultados

Para delimitar, de maneira automática, os diferentes ambientes de deposição da neve por meio de uma abordagem do sensoriamento remoto, um conjunto de dados do pacote de neve da geleira Union foi coletado com o objetivo de servir de verdade de campo. Estes integram os resultados apresentados nesta tese e contribuem com o conhecimento glaciológico da área de estudo, o qual é escasso. Outro resultado se refere à interpretação estratigráfica dos *snowpits*, a qual permitiu a espacialização e identificação dos distintos ambientes de deposição da neve. Ademais, houve registros fotográficos das características da superfície das áreas do entorno dos *snowpit* e também auxiliaram nesta classificação. O processamento das imagens SAR e a aplicação de algoritmos permitiu a compreensão da variabilidade de espacialização dos parâmetros físicos para a vasta área de cobertura das imagens. Por último, discute-se os resultados da classificação automática por meio da análise de cluster destacando os aspectos positivos e negativos do método.

Dentre os achados, destaca-se uma série temporal do SMB, registro único para a região. Este, bem como os parâmetros meteorológicos registrados pela AWS UNION13, fornecem um dado de alta resolução temporal para o conhecimento do ambiente. Apesar disso, trata-se de um registro pontual o qual não resolve a variabilidade espacial do balanço de massa na região. O SMB médio anual para os quatro anos de 2013-2017 é de 0,168 m w.e. a-1. Tal valor é superior ao encontrado por [Rivera et al. \(2014\)](#) de 0,12 m w.e. a-1 para um único ano de observação. Uma das possibilidades para a discrepância, além da variedade espacial, refere-se à estimativa de densidade feita por [Rivera et al. \(2014\)](#), a qual deriva dos primeiros 50 cm da superfície, independente da neve acumulada na baliza correspondente.

Além disso, a amostragem ocorreu em janeiro, em plena estação de verão. Conforme observado por [Eisen et al. \(2008\)](#), o processo de densificação do pacote de neve é maior nas camadas superiores e intensificado durante o verão. Dessa maneira, as medidas tomadas exclusivamente no verão podem inserir uma tendência nas medições. Nossa observação de 4 anos aponta uma variabilidade temporal, com máxima e mínima acumulação de 0,225 e 0,110 m w.e. a-1, respectivamente, para os anos de 2014 e 2016. Tais resultados, coincidem com os valores médios, máximo e mínimo encontrados por [Hoffmann et al. \(2018\)](#), com base em testemunho raso *defirn* para o período de 1999-2013.

A interpretação glaciológica dos *snowpit* obtidos para um mesmo período (figuras S1-S7, capítulo 3) confirmam a variabilidade na dinâmica de acumulação da neve. Em síntese, concluiu-se que ambientes com menor taxa de acumulação de neve indicam: (i.)

maior número de camadas deposicionais, e, ao mesmo tempo, de maior dureza; (ii.) tamanho de cristais geralmente maiores (1-4+ mm) e (iii.) maior frequência de ocorrência de cristais facetados devido a um maior metamorfismo por gradiente de temperatura. Observando esses aspectos, foi possível classificar cada um dos *snowpit* em um ambiente de características: deposicionais, erosivas, ou de redistribuição. O conhecimento de campo junto aos registros fotográficos, embora pontual no tempo, contribuíram e corroboraram para a interpretação e classificação dos *snowpit*. A exposição ao vento é tida como o principal agente na determinação da variabilidade espacial da acumulação da neve (HOFFMANN et al., 2018).

A partir dos *snowpit*, é possível estimar o SMB anual, se a data dos estratos for conhecida, por datação ou identificação de camada ao fim do período de ablação. Isto é possível em ambientes glaciais, em que temperatura do ar atinge valores acima do ponto de fusão da neve, onde há a formação de lentes de gelo. Porém, na Geleira Union, a temperatura do ar raramente se aproxima de 0° e, em função disso, camadas anuais não são identificadas. Harper e Bradford (2003), indicam que os perfis de densidade podem servir para este propósito, onde pontos de inflexão de máxima densidade apontam uma maneira de determinar as camadas anuais e, por conseguinte, o SMB anual. Por esta perspectiva, os perfis de densidade (figura 5, capítulo 3) revelam de 4-5 anos de acumulação para os 2 metros de *snowpit*. Tal estimativa, aproxima-se da acumulação de neve registrada pela AWS. Em contraste, o idade das camadas de neve modelada por Hoffmann et al. (2018), com base nos testemunhos de *firn*, preveem 5-6 anos, nos dois primeiros metros. Cabe destacar que os perfis de densidade apresentam maior semelhança na amplitude dos valores de densidades entre os *snowpit*, quando separados por setores, conforme demonstrado na figura 5, capítulo 3. Essa diferença nas amplitudes de densidade em cada lado do vale (SP1 e SP2 versus SP3 e 4) apontam que o vento influencia nos processos de densificação da neve.

Comparando os mapas de densidade e tamanho de grão derivados, a partir das imagens CSK com os dados de campo dos *snowpit*, fica evidente que não há uma correspondência entre esses. O algoritmo utilizado superestima a densidade em relação às densidades medidas nos *snowpit* (figura 10, capítulo 3). Cabe observar que as medidas de campo correspondem aos primeiros 2 metros e em intervalos de 10 cm, sem considerar a espessura de cada camada. Espinoza, Arigony-Neto e Jana (2014), no desenvolvimento dos algoritmos, estimou que a maior parte do retroespalhamento do sinal (95%) ocorre nos primeiros 2 m. Porém, outros estudos demonstram que a profundidade de atenuação da banda-X pode atingir até 10 m em neve seca (ROTT; STURM; MILLER, 1993; WESSEL et al., 2016), sendo assim o sinal interage com camadas além dos 2 m, mais densas. Ademais, os valores de densidade obtidos de um testemunho de *firn* próximo ao *snowpit* 2 (indicado pelo ponto verde na figura 10, capítulo 3) atingem densidades de 550 kg m<sup>-3</sup> aos 8 m de profundidade (HOFFMANN et al., 2018), valor este mais próximo ao estimado a partir do

algoritmo.

O retorno do sinal SAR tem uma relação direta com a taxa de acumulação e, a partir de uma classificação automática, foi possível delimitar 6 diferentes zonas de acumulação de neve. No entanto, segundo a classificação prévia dos *snowpit* e o conhecimento de campo, notou-se que algumas áreas foram erroneamente classificadas como de baixa acumulação devido ao seu alto valor de retroespalhamento. Obteve-se resultados mais precisos inserindo na classificação produtos geoespaciais derivados de DEM de alta resolução. Dentre estes, a rugosidade da superfície revelou-se como melhor indício da dinâmica deposicional.

Já o produto do efeito do vento, limitou-se em representar a direção do vento localmente e fornece apenas um panorama geral, sendo mais confiável em zonas menos confinadas pela topografia. Um fato observado é que a origem do vento pode determinar se este terá um papel erosivo ou de redistribuição de neve aportada de outra região. Se este é canalizado através de vale sem ter uma fonte de neve para ressuspender e transportá-la para depositá-la mais adiante, o vento terá a característica de erodir a superfície, aplainando-a de forma semelhante a wind-glazed zones, como observado na pista de vento próximo ao *snowpit* 1.

As imagens utilizadas no primeiro artigo (capítulo 3) concentram-se em uma região muito montanhosa da bacia de drenagem da geleira Union e, com isso, 40% da área foi mascarada, a fim de eliminar áreas fortemente afetadas pela geometria de aquisição. Essa alta porcentagem indica que uma significativa área não representa o SMB médio de baixa resolução estimado por [Arthern, Winebrenner e Vaughan \(2006\)](#), [Berg et al. \(2006\)](#). Além disto, 172 km<sup>2</sup> da área mascarada (10%) correspondem a BIA, onde um balanço negativo de até 0,1 m w.e. a<sup>-1</sup> é esperado. Os outros 90% corresponde a áreas montanhosas e de rocha exposta com alta declividade e provável baixa taxa de acumulação. Estas áreas representam 469 km<sup>2</sup> (16%) da área total da bacia glacial de 2955 km<sup>2</sup> (delimitação própria), podendo ter forte implicação no BM glacial.

Portanto, as imagens realçam as feições de fluxo glacial, principalmente em zonas de convergência de geleiras tributárias com o fluxo principal. Uma hipótese levantada para explicar tal realce é a de que o relevo da superfície pode influenciar no ângulo de incidência local das aquisições SAR, alterando o sinal retroespalhado. Duas imagens SAR simuladas foram geradas a partir dos DEMs TDX e REMA. A gerada com o REMA não apresentou as mesmas feições tão realçadas, presente nas imagens CSK e na simulada a partir do TDX. O resultado indicou que a causa do alto retroespalhamento poderia estar na subsuperfície, influenciando o retorno do sinal SAR na frequência da banda X. Essa foi a motivação para a elaboração do segundo artigo, o qual aprofundou esta questão.

Para compreender a interação do sinal SAR com o pacote de neve, fonte primária de dados na geração do TDX, foi necessário dispor de uma superfície de referência para a comparação. Desta maneira, a primeira etapa consistiu em uma validação inédita do



recente modelo de elevação REMA e constatou-se um erro absoluto de 1,73 m com 90% de nível de confiança em uma região de terreno acidentado e com um impressionante desvio absoluto mediano de apenas 0,31 m. Ademais, confirmou-se um deslocamento médio de 1 m.

Na sequência, a comparação entre TDX e REMA permitiu identificar áreas com distintas tendências de discrepâncias nos valores de altitude entre os DEMs. Evidenciou-se que em áreas de BIA, o TDX superestima a elevação em aproximadamente 5 m, o que pode indicar o valor de correção da fase central média do sinal interferométrico. O rastreamento das áreas com diferenças de altitude positivas pode ser um proxy para delimitar áreas com MB negativos ou próximo de zero. Não foi possível definir um limiar para distinguir BIA, que apontam um balanço de massa negativo, daquelas áreas com cobertura de neve (i.e., com diferenças de altitude positivas), com balanço de massa mais próximo a zero.

Além disso, verificou-se a característica do sinal SAR de penetrar na neve e ser influenciado pela presença da interface neve/gelo, quando esta chega aos 6 m de profundidade. Em áreas com esta profundidade, as diferenças de altitude entre os DEMs se aproximam de zero. Já em áreas em que a diferença foi negativa e a tendência é que a taxa de acumulação da neve seja maior. Observou-se na diferença menor que -2 m, que a acumulação da neve pode ser até 3 vezes superior. Mostrando assim, que em áreas onde a diferença de altitude é próxima de zero, as camadas de deposição da neve são mais próximas umas das outras e descontínuas, indicando áreas de redistribuição da neve ou até erosão. Estas descobertas sugerem uma zona sob maior influência do vento como na deriva de neve e sublimação, o que pode afetar a interpretação de testemunhos de *firn* (DING et al., 2017; HOFFMANN et al., 2018). O presente estudo pode, então, servir como base para o planejamento de atividades de campo e áreas de amostragem dos testemunhos de *firn*.

Os resultados ora apresentados apontam para o potencial de desenvolvimento de um proxy para a investigação da variabilidade do SMB em uma escala continental no interior da Antártica, o que pode contribuir com a calibração de modelos de SMB.

## 5.0.2 Conclusões e considerações futuras

Os resultados dos dois artigos trouxeram avanços na compreensão da variabilidade espacial do acúmulo de neve na região da Geleira Union. Obteve-se um valor médio do balanço de massa superficial específico de 0.16 m w.e. a<sup>-1</sup> entre 2014-2017, um valor próximo das estimativas de estudos anteriores. Além disso, esta série de 4 anos de dados de acumulação de neve, indicam que uma variabilidade temporal ocorra. Utilizando-se uma abordagem integrada de imagens SAR com dados da característica do relevo, evidenciou-se que esta estimativa pontual é variável ao longo da geleira, sendo a influência do vento o principal fator determinante destes ambientes.

Dois novos modelos digitais de elevação de alta resolução para a Antártica viabilizaram inferir por outra abordagem os ambientes com maiores taxas de acumulação de neve. Cabe destacar que em uma primeira abordagem as características superficiais do relevo foram ponderadas na identificação dos ambientes, enquanto na segunda a característica subsuperfície foi o fator ponderante. Dados de GPR confirmaram a diferença entre os ambientes, mostrando que uma taxa de acúmulo até 3 vezes maior ocorre. Outras zonas, com valores de diferença positiva entre os DEMs empregados, mostram ambientes erosivos, com camadas deposicionais mais perturbadas e descontínuas. Ambientes com a interface *firn*/gelo próxima à superfície também foram identificados e podem, em conjunto com áreas de gelo azul, ser facilmente delimitados para todo manto de gelo Antártico.

Ambas abordagens apresentam uma maior porcentagem de ambientes com alta taxa de acumulação, excluindo-se as áreas mascaradas, sugerindo um SMB superior às estimativas médias atuais. Ao mesmo tempo que o alto percentual de áreas mascaradas, onde um SMB próximo de zero ou até negativo é esperado, o que deve contrabalançar o excedente. Uma estimativa do impacto em estudos de MB foi fornecida na discussão do capítulo 4, evidenciando que ao empregar TDX para estudos de MB geodésico, devido ao seu timestamp, um erro de até -0.18 Gt w.e. pode ser introduzido nas estimativas.

Os resultados desta tese demonstram um avanço no conhecimento sobre a dinâmica do acúmulo de neve local na Geleira Union. Estes achados devem subsidiar pesquisas futuras acerca da variabilidade de SMB na região e podem servir como ferramenta para ponderar interpolações dessa variável em modelos climáticos. Ademais, também podem orientar futuros trabalhos sobre a profundidade de atenuação em neve seca para corrigir novos DEMs que são derivados da interferometria.

Pesquisas futuras, com o conjunto de dados GPR já levantados e processados, investigarão a variabilidade na taxa de acumulação de maneira mais precisa e quantitativa. Para obtenção dos valores de taxa de acumulação é necessário calibrar a leitura/interpretação das camadas refletoras que compõem o radargrama, ou seja, identificar temporalmente cada uma das camadas identificadas na imagem de GPR. Buscou-se, sem sucesso, realizar esta calibração por meio dos perfis estratigráficos obtidos dos *snowpits*. As camadas observadas na análise estratigráfica correspondem a mudanças visuais e no tamanho e forma dos cristais, enquanto que o sinal refletivo do GPR é determinado pelo gradiente de densidade. A segunda alternativa de calibração, com a série temporal da profundidade da neve registrada pela AWS, limita-se à leitura apenas da superfície, não sendo representadas mudanças que ocorrem na estrutura do pacote de neve, como densificação. Para trabalhos futuros, espera-se a obtenção de dados de datação de um *snowpit*, realizado em 2015, ainda a ser calculada por colaboradores na Universidade Nacional Andrés Bello, Chile, além de dados de testemunho de *firn* já coletados na região e recentemente publicados.

Como perspectivas de investigações futuras, pretende-se confrontar os dados meteo-

rológicos com o modelo RACMO para região, por meio da cooperação com grupo de estudo francês de modelagem climática regional. A partir da validação, será possível considerar a variável vento em escala local, para modelagem das diferentes zonas deposicionais, em vez de se levar em conta um único valor médio de direção para toda área de estudo.

A diferença no perfil de densidade entre os dois ambientes classificados como de deposição (*snowpits* 2 e 6), levantaram a hipótese de que outros parâmetros podem influenciar o processo de densificação da neve. Um possível parâmetro é a exposição a radiação solar, a qual não foi considerada em um primeiro momento, sendo assim, tal parâmetro deve ser considerado para estudos futuros.

Por fim, futuras pesquisas poderão investigar de maneira mais precisa a relação na amplitude das diferenças de altitude entre os DEMs e a taxa de acumulação da neve, de maneira quantitativa.

## Referências

- ANDRADE, A. M. D. et al. Cosmo-SkyMed X-band SAR data for classification of ice-free areas and glacier facies on Potter Peninsula, King George Island Antarctica. *Geocarto International*, v. 31, n. 7, p. 803–812, 2015. ISSN 10106049. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/10106049.2015.1077899>>. Citado na página 10.
- ARIGONY-NETO, J. et al. A time series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on the Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, v. 46, n. 1, p. 55–60, oct 2007. ISSN 02603055. Disponível em: <<http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article&issn=0260-3055&volume=46&issue=1>>. Citado na página 8.
- ARIGONY-NETO, J. et al. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, v. 94, n. 1-2, p. 19–33, mar 2009. ISSN 0165-0009. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10584-009-9550-1>>. Citado na página 8.
- ARTHERN, R. J.; WINEBRENNER, D. P.; VAUGHAN, D. G. Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, n. 6, p. 1–10, 2006. ISSN 01480227. Citado 3 vezes nas páginas 9, 12 e 135.
- BAMBER, J.; RIVERA, A. A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, v. 59, n. 1-4, p. 138–148, oct 2007. ISSN 09218181. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818106003055>>. Citado na página 7.
- BAMBER, J. L.; KWOK, R.; HOUGHTON, J. Remote-sensing techniques. In: BAMBER, J. L.; PAYNE, A. J. (Ed.). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. p. 59–114. Disponível em: <[https://www.cambridge.org/core/product/identifer/CBO9780511535659A029/type/book{\\\_}p](https://www.cambridge.org/core/product/identifer/CBO9780511535659A029/type/book{\_}p)>. Citado na página 7.
- BAMBER, J. L. et al. Reassessment of the Potential Sea-Level Rise from a Collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, v. 324, n. 5929, p. 901–903, may 2009. ISSN 0036-8075. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1169335>>. Citado na página 6.
- BENN, D.; EVANS, D. *Glacier & Glaciation*. [S.l.: s.n.], 2010. v. 2. 817 p. ISSN 1098-6596. ISBN 978 0 340 905791. Citado 2 vezes nas páginas 6 e 7.
- BERG, W. van de et al. Reassessment of the Antarctic surface mass balance using calibrated output of a regional atmospheric climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 111, n. D11, p. 1–15, 2006. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005JD006495.shtml>>. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 135.
- BERTHIER, E.; SCAMBOS, T. a.; SHUMAN, C. a. Mass loss of Larsen B tributary glaciers Antarctic Peninsula unabated since 2002. *Geophysical Research Letters*, v. 39, n. 13, p. 1–6, jul 2012. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/>>

[crossref/2012/2012GL051755.shtml](http://doi.wiley.com/10.1029/2012GL051755)<http://doi.wiley.com/10.1029/2012GL051755>>.

Citado na página 5.

BÖHNER, J.; ANTONIĆ, O. Chapter 8 Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology. In: *Developments in Soil Science*. [s.n.], 2009. v. 33, n. 08, p. 195–226. ISBN 0166-2481. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0166248108000081>>. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 24.

BRAUN, M. et al. Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctica, during austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data. *Annals of Glaciology*, v. 31, p. 357–361, 2000. ISSN 02603055. Citado na página 8.

BURTON-JOHNSON, A. et al. An automated methodology for differentiating rock from snow, clouds and sea in Antarctica from Landsat 8 imagery: A new rock outcrop map and area estimation for the entire Antarctic continent. *Cryosphere*, v. 10, n. 4, p. 1665–1677, 2016. ISSN 19940424. Citado na página 21.

COOK, A. J.; VAUGHAN, D. G. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *Cryosphere*, v. 4, n. 1, p. 77–98, 2010. ISSN 19940424. Citado na página 4.

COSTI, J. Estimativa do derretimento e descarga de água na porção norte da Península Antártica. 2011. Disponível em: <<https://lume.ufrgs.br/handle/10183/32625>>. Citado na página 8.

CRESPO, F. C. *CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS RESPONSÁVEIS PELO ACÚMULO E ABLAÇÃO DE NEVE NA GELEIRA UNION, ANTÁRTICA*. Tese (Doutorado) — FURG, 2018. Citado na página 17.

De Angelis, H.; SKVARCA, P. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science (New York, N.Y.)*, v. 299, n. 5612, p. 1560–2, mar 2003. ISSN 1095-9203. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12624263>>. Citado na página 4.

DIERKING, W.; LINOW, S.; RACK, W. Toward a robust retrieval of snow accumulation over the Antarctic ice sheet using satellite radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 117, n. 9, p. 1–17, 2012. ISSN 01480227. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 9.

DING, M. H. et al. Snowdrift effect on snow deposition: Insights from a comparison of a snow pit profile and meteorological observations in east Antarctica. *Science China Earth Sciences*, v. 60, n. 4, p. 672–685, 2017. ISSN 16747313. Citado na página 136.

EISEN, O. et al. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica. *Reviews of*, v. 46, n. 2006, p. RG2001, 2008. ISSN 8755-1209. Disponível em: <<http://nora.nerc.ac.uk/11454/>>. Citado 4 vezes nas páginas 6, 10, 19 e 133.

ESPINOZA, J.; ARIGONY-NETO, J.; JANA, R. SAR backscatter model inversion for estimation of snow properties along the Union Glacier — Antarctica. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, IEEE, p. 3980–3982, jul 2014. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=6947357><http://ieeexplore.ieee.org/document/6947357>>. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 134.

ESPINOZA, J. M. d. A. *Modelagem do Retroespalhamento SAR e sua Reversão para Análise do Pacote de Neve Superficial da Geleira Union, Montanhas Ellsworth – Antártica*. Tese (Doutorado) — UFRGS, 2015. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/131880>>. Citado na página 9.

FAHRBACH, E. et al. Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dynamics*, v. 54, n. 1, p. 77–91, feb 2004. ISSN 1616-7341. Disponível em: <<http://www.springerlink.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.1007/s10236-003-008>>. Citado na página 6.

FORSTER, R. R. et al. Relationships between radar backscatter and accumulation rates on the Greenland ice sheet. *Int. J. Remote Sens.*, v. 20, n. 15, p. 3131–3147, 1999. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 9.

FUJIWARA, K.; ENDO, Y. Preliminary report of glaciological studies. *Report of the Japanese traverse, Syowa South Pole 1968-1969*, p. 68–109, 1971. Citado na página 20.

GOMEZ, R. et al. Ice dynamics of union glacier from SAR offset tracking. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 174, n. December 2018, p. 1–15, 2019. ISSN 09218181. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.12.012>>. Citado na página 8.

GOODWIN, I. D. Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of Eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarctic Science*, v. 2, n. 3, p. 235–242, 1990. ISSN 0954-1020. Citado na página 20.

GRAF, W. et al. Surface accumulation on Foundation Ice Stream, Antarctica. *Annals of Glaciology*, Cambridge University Press, v. 29, p. 23–28, sep 1999. ISSN 0260-3055. Disponível em: <[https://www.cambridge.org/core/product/identifer/S0260305500267335/type/journal{\\\\_}arti](https://www.cambridge.org/core/product/identifer/S0260305500267335/type/journal{\\_}arti)>. Citado na página 7.

HARPER, J. T.; BRADFORD, J. H. Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: Spatial variability and measurement tools. *Cold Regions Science and Technology*, v. 37, n. 3, p. 289–298, 2003. ISSN 0165232X. Citado na página 134.

HELLMER, H. et al. Twenty-first-century warming of a large antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, v. 485, p. 225–8, 05 2012. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 12.

HELLMER, H. H. et al. The Fate of the Southern Weddell Sea Continental Shelf in a Warming Climate. *Journal of Climate*, v. 30, n. 12, p. 4337–4350, jun 2017. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-16-0420.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 12.

HOFER, R.; MÄTZLER, C. Investigations on snow parameters by radiometry in the 3- to 60-mm wavelength region. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 85, n. C1, p. 453, 1980. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JC085iC01p00453>>. Citado na página 22.

HOFFMANN, K. et al. Stable water isotopes and accumulation rates in the Union Glacier region, West Antarctica over the last 35 years. *The Cryosphere Discussions*, n. October, p. 1–32, oct 2018. ISSN 1994-0440. Disponível em: <<https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2018-161/>>. Citado 4 vezes nas páginas 13, 133, 134 e 136.

- HÖHLE, J.; HÖHLE, M. Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Elsevier B.V., v. 64, n. 4, p. 398–406, 2009. ISSN 09242716. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003>>. Citado na página 27.
- HOWAT, I. M. et al. The Reference Elevation Model of Antarctica. *The Cryosphere*, v. 13, n. 2, p. 665–674, feb 2019. ISSN 1994-0424. Disponível em: <<https://www.the-cryosphere-discuss.net/tc-2018-240/https://www.the-cryosphere.net/13/665/2019/>>. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 27.
- IMBIE. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, v. 558, n. 7709, p. 219–222, jun 2018. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/s41586-018-0179-y>>. Citado na página 6.
- JOUGHIN, I.; ALLEY, R. B. Stability of the West Antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geoscience*, Nature Publishing Group, v. 4, n. 8, p. 506–513, jul 2011. ISSN 17520894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1194>>. Citado na página 4.
- KRIEGER, G. et al. TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 45, n. 11, p. 3317–3340, nov 2007. ISSN 01962892. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/4373373/>>. Citado na página 8.
- LEMONS, A. et al. No Title. *The Cryosphere Discussions*, n. February, 2018. ISSN 19940424. Citado na página 8.
- MCGRATH, D. et al. Basal crevasses and associated surface crevassing on the larsen c ice shelf, antarctica, and their role in ice-shelf instability. *Annals of Glaciology*, v. 53, n. 60, p. 10–18, 2012. ISSN 02603055. Citado na página 4.
- MEDLEY, B.; THOMAS, E. R. Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise. *Nature Climate Change*, Springer US, v. 9, n. 1, p. 34–39, 2019. ISSN 17586798. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x>>. Citado 2 vezes nas páginas 6 e 7.
- Mendes Junior, C. W. Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SMMR e SSM/I. 2011. Disponível em: <<https://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/32593>>. Citado na página 8.
- MORRIS, E. M.; VAUGHAN, D. G. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. *Antarctic Research Letters*, v. 79, n. Antarctic Research Series, p. 61–68, 2003. Citado na página 4.
- MOUGINOT, B.; SCHEUCHL, J.; RIGNOT, E. M. MEaSUREs Antarctic boundaries for IPY 2007-2009 from satellite radar, version 2. *Boulder, CO: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*. <https://doi.org/10.5067/AZE4121732AD>, 2017. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 26.
- Pettinato, S. et al. The potential of cosmo-skymed sar images in monitoring snow cover characteristics. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 10, n. 1, p. 9–13, Jan 2013. ISSN 1545-598X. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 10.

PLATTNER, C.; BRAUN, L.; BRENNING, A. Spatial variability of snow accumulation on vernagtferner, austrian alps, in winter 2003/2004. *Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie*, v. 39, n. 1, p. 43–57, 2004. Citado na página 23.

PRITCHARD, H. D. et al. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 484, n. 7395, p. 502–505, apr 2012. ISSN 00280836. Disponível em: <<http://www.nature.com/doi/10.1038/nature10968><http://www.nature.com/nature/journal/v484/n7395/full/nature10968.html>>. Citado 3 vezes nas páginas 4, 5 e 6.

RABUS, B. et al. The shuttle radar topography mission - A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 57, n. 4, p. 241–262, 2003. ISSN 09242716. Citado na página 8.

REES, W. G. Remote sensing of snow and ice. In: . [S.l.]: CRC press, 2005. cap. 4. Citado 2 vezes nas páginas 8 e 9.

RIGNOT, E. et al. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, Nature Publishing Group, v. 1, n. 2, p. 106–110, 2008. Disponível em: <<http://www.nature.com/ngeo/journal/v1/n2/abs/ngeo102.html>>. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 5.

RIGNOT, E. et al. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophys. Res.*, v. 31, n. 18, p. 2–5, 2004. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://www.glaciologia.cl/textos/RignotetalGRLPeninsulaAccel.pdf>>. Citado na página 4.

RIGNOT, E. et al. Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, v. 341, n. 6143, p. 266–70, 2013. ISSN 1095-9203. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23765278>>. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 12.

RIVERA, A. et al. Glaciological investigations on Union Glacier, Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Annals of Glaciology*, v. 51, n. 55, p. 91–96, jun 2010. ISSN 02603055. Disponível em: <<http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article&issn=0260-3055&volume=51&issue=55>>. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 13.

RIVERA, A. et al. Recent ice dynamic and surface mass balance of Union Glacier in the West Antarctic Ice Sheet. *The Cryosphere*, v. 8, n. 4, p. 1445–1456, 2014. ISSN 1994-0424. Disponível em: <<http://www.the-cryosphere.net/8/1445/2014/>>. Citado 5 vezes nas páginas 12, 13, 24, 27 e 133.

RIZZOLI, P. et al. Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, The Authors, v. 132, p. 119–139, oct 2017. ISSN 09242716. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092427161730093X>>. Citado na página 26.

ROSS, N. et al. Steep reverse bed slope at the grounding line of the Weddell Sea sector in West Antarctica. *Nature Geoscience*, Nature Publishing Group, v. 5, n. 6, p. 1–4, 2012. ISSN 1752-0894. Disponível em: <<http://dx.doi.org/DOI:10.1038/NCEO1468>>. Citado na página 6.



ROTT, H. et al. The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen-B ice shelf, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*, v. 5, n. 1, p. 125–134, mar 2011. ISSN 1994-0424. Disponível em: <<http://www.the-cryosphere.net/5/125/2011/>>. Citado na página 5.

ROTT, H.; SKVARCA, P.; NAGLER, T. Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 271, n. 5250, p. 788–792, feb 1996. ISSN 0036-8075. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.271.5250.788>>. Citado na página 4.

ROTT, H.; STURM, K.; MILLER, H. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology*, v. 17, p. 337–343, 1993. ISSN 0260-3055. Disponível em: <[http://www.igsoc.org:8080/annals/17/igs{\\\_}annals{\\\_}vol17{\\\_}year1993{\\\_}p](http://www.igsoc.org:8080/annals/17/igs{\_}annals{\_}vol17{\_}year1993{\_}p)>. Citado 3 vezes nas páginas 9, 22 e 134.

SCAMBOS, T. et al. Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier B.V., v. 280, n. 1-4, p. 51–60, 2009. ISSN 0012821X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.027>>. Citado na página 4.

SCAMBOS, T. a. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 18, p. 2001–2004, 2004. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://www.agu.org/pubs/crossref/2004/2004GL020670.shtml>>. Citado na página 4.

SCHELLENBERGER, T. et al. Wet Snow Cover Mapping Algorithm Based on Multitemporal COSMO-SkyMed X-Band SAR Images. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, v. 5, n. 3, p. 1045–1053, jun 2012. ISSN 1939-1404. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/6187673/>>. Citado na página 10.

SHI, J.; DOZIER, J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. II. Inferring snow depth and particle size. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 38, n. 6, p. 2475–2488, aug 2000. ISSN 01962892. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/document/885196/>>. Citado na página 9.

STEIG, E. J. et al. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 457, n. 7228, p. 459–462, jan 2009. ISSN 0028-0836. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19158794>>. Citado 3 vezes nas páginas 4, 5 e 12.

TURNER, J. et al. *Antarctic climate change and the environment*. [S.l.]: Scientific Committee on Antarctic Research, 2009. 555 p. ISSN 0954-1020. ISBN 978-0-948277-22-1. Citado 2 vezes nas páginas 4 e 6.

TURNER, J. et al. A positive trend in western Antarctic Peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and Antarctic-wide atmospheric circulation changes. *Annals of Glaciology*, International Glaciological Society, v. 41, n. 1, p. 85–91, sep 2005. ISSN 0260-3055. Disponível em: <[https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0260305500250805/type/journal{\\\_}arti](https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0260305500250805/type/journal{\_}arti)>. Citado na página 4.

- VAUGHAN, D.; MARSHALL, G. Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic change*, v. 60, n. 3, p. 243–274, 2003. Disponível em: <<http://link.springer.com/article/10.1023/A:1026021217991>>. Citado na página 4.
- WENDT, A. et al. Reassessment of ice mass balance at Horseshoe Valley, Antarctica. *Antarctic Science*, Cambridge University Press, v. 21, n. 05, p. 505, jun 2009. ISSN 0954-1020. Disponível em: <[http://journals.cambridge.org/abstract{\\\_}S0954102009002](http://journals.cambridge.org/abstract{\_}S0954102009002)>. Citado na página 12.
- WESSEL, B. et al. a New High-Resolution Elevation Model of Greenland Derived From Tandem-X. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, III-7, n. July, p. 9–16, 2016. ISSN 2194-9050. Disponível em: <<http://www.isprs-ann-photogramm-remote-sens-spatial-inf-sci.net/III-7/9/2016/isprs-annals-III-7-9-2016.pdf>>. Citado na página 134.
- WESSEL, B. et al. Accuracy assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model with GPS data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, The Authors, v. 139, p. 171–182, 2018. ISSN 09242716. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2018.02.017>>. Citado 2 vezes nas páginas 22 e 26.
- WESSEL, B.; OTHERS. TanDEM-X Ground Segment–DEM Products Specification Document. *Public Document TD-GS-PS-0021*, n. 3.1, p. 46, 2016. Citado na página 22.
- WINSTRAL, A.; ELDER, K.; DAVIS, R. E. Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters. *Journal of Hydrometeorology*, v. 3, n. 5, p. 524–538, oct 2002. ISSN 1525-755X. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282002%29003%3C0524%3ASSMOWR%3E2.0.CO%3B2>>. Citado na página 24.