

# CSDINGENIEURE+

VON GRUND AUF DURCHDACHT



## ZWEITMEINUNG ZU GEOLOGISCHEM MODELL, SZENARIEN UND WIRKUNGSBEREICHE «SPITZE STEI», KANDERSTEG, BERN

CSD INGENIEURE AG UND INSTITUT FÜR SCHNEE- UND  
LAWINENFORSCHUNG SLF

Liebefeld, den 10. März 2020  
BE09940.100

**CSD INGENIEURE AG**

Hessstrasse 27d  
CH-3097 Liebefeld  
t +41 31 970 35 61  
f +41 31 970 35 91  
e [bern@csd.ch](mailto:bern@csd.ch)  
[www.csd.ch](http://www.csd.ch)



## INHALTSVERZEICHNIS

<b>1.</b>	<b>AUSGANGSLAGE UND ZIELSETZUNG</b>	<b>6</b>
1.1	Auftrag	6
1.2	Verwendete Grundlagen	7
<b>2.</b>	<b>GENERELLE EINSCHÄTZUNG</b>	<b>10</b>
<b>3.</b>	<b>ZUSÄTZLICHE GRUNDLAGEN, DEFINITIONEN UND INFORMATIONEN</b>	<b>11</b>
3.1	Verbreitung und Eigenschaften von Permafrost	11
<b>4.</b>	<b>AUSDEHNUNG UND VOLUMEN DER INSTABILITÄT, LAGE DER GLEITFLÄCHEN</b>	<b>14</b>
4.1	Zusammenfassung der Befunde	14
4.2	Beurteilung	14
4.3	Empfehlung für weiterführende Arbeiten	15
<b>5.</b>	<b>EINFLUSSFAKTOREN UND VERSAGENSMECHANISMEN</b>	<b>16</b>
5.1	Zusammenfassung der Befunde	16
5.2	Einschätzung zum Einfluss von Permafrost auf die Hangbewegungen	17
5.2.1	Alternative Einflussfaktoren und Mechanismen	17
5.2.2	Beurteilungsgrundlagen	18
5.2.3	Beurteilung der Rolle des Permafrostes	22
5.2.4	Zukünftige Entwicklung	23
5.3	Empfehlungen für mögliche weitere Untersuchungen	23
<b>6.</b>	<b>ABBRUCHSZENARIEN: WAHRSCHEINLICHKEIT, VOLUMEN UND DYNAMIK</b>	<b>24</b>
6.1	Zusammenfassung der Befunde	24
6.2	Beurteilung	25
6.3	Empfehlung für weitere Arbeiten	27
<b>7.</b>	<b>VERKETTUNG VON PRIMÄRPROZESSEN</b>	<b>28</b>
7.1	Zusammenfassung der Befunde	28
7.2	Beurteilung der Befunde	28
7.3	Empfehlung für weitere Arbeiten	29
<b>8.</b>	<b>WIRKUNGSBEREICHE VON PRIMÄRPROZESSEN</b>	<b>29</b>
8.1	Zusammenfassung der Befunde	29
8.2	Beurteilung der Befunde	29
8.3	Empfehlung für weitere Arbeiten	31
<b>9.</b>	<b>SEKUNDÄRPROZESSE: ART, WAHRSCHEINLICHKEIT UND ABLAUF</b>	<b>31</b>

9.1	Zusammenfassung der Befunde	31
9.2	Beurteilung der Befunde	31
9.2.1	Impulswelle	31
9.2.2	Druckwelle	31
9.2.3	Murgänge aus Felssturzablagerung	32
9.2.4	Weitere mögliche Sekundärprozesse	32
9.3	Empfehlung für weitere Arbeiten	32
<b>10.</b>	<b>ÜBERWACHUNGS- UND FRÜHWARNKONZEPT</b>	<b>33</b>
10.1	Zusammenfassung der Befunde	33
10.2	Beurteilung der Befunde	34
10.3	Empfehlung für weitere Arbeiten	35
<b>11.</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG DER EMPFEHLUNGEN</b>	<b>36</b>

## PRÄAMBEL

CSD bestätigt hiermit, dass bei der Abwicklung des Auftrages die Sorgfaltspflicht angewendet wurde, die Ergebnisse und Schlussfolgerungen auf dem derzeitigen und im Bericht dargestellten Kenntnisstand beruhen und diese nach den anerkannten Regeln des Fachgebietes und nach bestem Wissen ermittelt wurden.

CSD geht davon aus, dass

- ihr seitens des Auftraggebers oder von ihm benannter Drittpersonen richtige und vollständige Informationen und Dokumente zur Auftragsabwicklung zur Verfügung gestellt wurden
- von den Arbeitsergebnissen nicht auszugsweise Gebrauch gemacht wird
- die Arbeitsergebnisse nicht unüberprüft für einen nicht vereinbarten Zweck oder für ein anderes Objekt verwendet oder auf geänderte Verhältnisse übertragen werden.

Andernfalls lehnt CSD gegenüber dem Auftraggeber jegliche Haftung für dadurch entstandene Schäden ausdrücklich ab.

Macht ein Dritter von den Arbeitsergebnissen Gebrauch oder trifft er darauf basierende Entscheidungen, wird durch CSD jede Haftung für direkte und indirekte Schäden ausgeschlossen, die aus der Verwendung der Arbeitsergebnisse allenfalls entstehen.

# 1. Ausgangslage und Zielsetzung

## 1.1 Auftrag

Objekt	Hanginstabilität «Spitze Stei», Kandersteg BE
Auftraggeber	Gemeinde Kandersteg und Amt für Wald und Naturgefahren des Kantons Bern
Auftrag	Überprüfung der vorhandenen Berichte auf Vollständigkeit, Nachvollziehbarkeit und Plausibilität. Verfassen einer unabhängigen Zweitmeinung.

Gemäss den bisherigen Befunden betreffend der Hanginstabilität «Spitze Stei» oberhalb des Oeschinensees (Abbildung 1) ist ein Abbruch von mehreren Millionen Kubikmetern möglich, was gravierende Auswirkungen auf die Bereiche der Gemeinde Kandersteg hätte [1][2][3][4]. Im Auftrag der Gemeinde Kandersteg und des Amtes für Wald und Naturgefahren des Kantons Bern werden die bisher erarbeiteten Berichte in einer Zusammenarbeit zwischen der CSD INGENIEURE AG und dem WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF auf **Vollständigkeit, Nachvollziehbarkeit und Plausibilität geprüft** und in der vorliegenden Zweitmeinung kommentiert. Als Grundlage für diesen Auftrag dient das Pflichtenheft, welches vom Amt für Wald und Naturgefahren, Abteilung Naturgefahren verfasst wurde [5]. Gemäss diesem sollen folgende Themen detailliert untersucht werden:

- Ausmass der Instabilität: Ausdehnung, Lage Gleitflächen, Volumina
- Treibende und rückhaltende Kräfte sowie Einflussfaktoren auf die Bewegungen: Zustand in der Vergangenheit, aktueller Zustand, künftige Entwicklung
- Mechanik des Versagens
- Abbruchszenarien bezüglich Wahrscheinlichkeit, Ausmass (Volumen), Dynamik (Prozessart, Teilabbrüche aus Front oder Abgleiten grosser Pakete)
- Verkettung von Primärprozessen: Insbesondere Reaktion einer verbleibenden Masse nach einem Teilabbruch
- Art, Wahrscheinlichkeit und Ablauf (zeitlich und räumlich) von Sekundärprozessen
- Wirkungsbereiche von Primär- und Sekundärprozessen
- Überwachungskonzept in Hinblick auf die Zuverlässigkeit, eine ungünstige Entwicklung rechtzeitig erkennen zu können

Da die versagende Felsmasse zumindest teilweise im Permafrost liegt, wurden vom SLF besonders Fragen zur Rolle des Permafrostes als antreibender Faktor beim aktuellen Felsversagen bearbeitet.

Zur Bildung dieser Zweitmeinung wurden keine zusätzlichen Feldaufnahmen, Datenanalysen oder Modellierungen durchgeführt. Im vorliegenden Bericht präsentieren wir zuerst die Grundlagen, welche für die weiteren Ausführungen relevant sind, gehen dann auf die obenerwähnten Themen einzeln ein und machen Empfehlungen zu weiteren Untersuchungen.

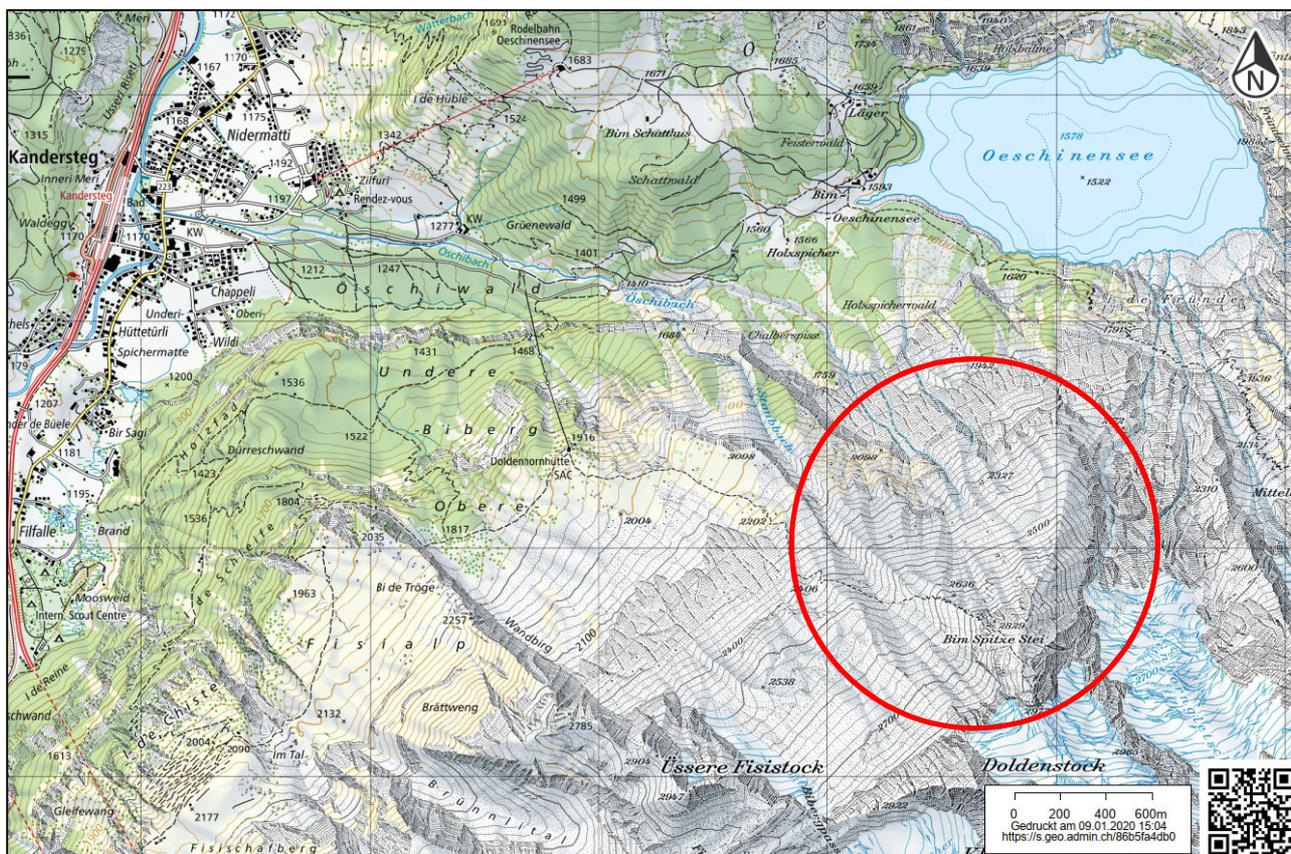


Abbildung 1: Übersichtskarte über das Gebiet rund um die Hanginstabilität «Spitze Stei»

## 1.2 Verwendete Grundlagen

- [1] Geotest AG, Kandersteg «Spitze Stei», Expertenbericht Phase A und B, 8. April 2019, 58 S.
- [2] Geotest AG, Kandersteg «Spitze Stei», Gefahrenmanagement, Ergebnisse 2019, 12. Dezember 2019, ca. 51 S. + Anhang
- [3] Amt für Wald des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Grundlagenbericht Gefahrenmanagement «Spitze Stei», 17. Dezember 2018, 40 S.
- [4] Amt für Wald des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Bericht zur Analyse der Bewegungsraten und deren Einflussparameter, 18. November 2019, ca. 45 S. + Anhang
- [5] Amt für Wald des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Pflichtenheft für die Zweitmeinung Geologisches Modell, Szenarien und Wirkungsbereiche «Spitze Stei», Kandersteg BE, 6. November 2019, 4 S.
- [6] Universität Fribourg, Department Geowissenschaften, Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet des «Spitze Stei», Berner Oberland, 9. Oktober 2019, 21 S.
- [7] Gamma Remote Sensing AG, 10. August 2018, Radarinterferometrische Analyse der Bewegungen 2018, Stand 8. August 2018, 5 Folien.
- [8] Gamma Remote Sensing AG, 10. Dezember 2018, Radarinterferometrische Auswertung Gleitflächen, 28 Folien
- [9] SED, Seismic investigation of the rock slope instability «Spitze Stei» (Oeschinensee) BE, 19. August 2019, 6 S.

- [10] Gamma Remote Sensing AG, 9. August 2019, «Beim Spitze Stei» – Messkampagne mit dem Gamma Portable Radar Interferometer (GPRI) 5.-9. August 2019, 24 Folien
- [11] Gamma Remote Sensing AG, 2. Oktober 2019, InSAR Zeitserie 1991-2019 «Beim Spitze Stei», 17 Folien
- [12] Geotest AG, Präsentation an der Startsituation zur Zweitmeinung, 9. Dezember 2019, 32 Folien
- [13] Amt für Wald und Naturgefahren des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Präsentation an der Startsituation zur Zweitmeinung, 9. Dezember 2019, 26 Folien
- [14] Geotest AG, Drohnenfilme aus dem potentiellen Anrissgebiet Oktober 2019
- [15] Deformationsdaten aus Tachymetervermessung, Wyss + Früh, Geomatik und Bauvermessung
- [16] Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie Meteoschweiz, Niederschlagsdaten Station Kandersteg
- [17] Amt für Wald und Naturgefahren des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Bohrlochtemperaturen Doldenstock
- [18] Amt für Wald und Naturgefahren des Kantons Bern, Abteilung Naturgefahren, Oberflächentemperaturen Deformationsgebiet
- [19] ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie VAW, Abflussmessungen Weisse Lütschine
- [20] Bundesamt für Landestopografie swisstopo, SWISSIMAGE Orthomosaik
- [21] Kenner, R., J. Noetzli, M. Hoelzle, H. Raetzo and M. Phillips (2019), "Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps.", *The Cryosphere* 13(7), 1925-1941
- [22] Haerberli, W., J. Noetzli, L. Arenson, R. Delaloye, I. Gärtner-Roer, S. Gruber, K. Isaksen, C. Kneisel, M. Krautblatter and M. Phillips (2010), "Mountain permafrost: development and challenges of a young research field.", *Journal of Glaciology* 56(200), 1043-1058
- [23] Haerberli, W., B. Hallet, L. Arenson, R. Elconin, O. Humlum, A. Käab, V. Kaufmann, B. Ladanyi, N. Matsuoka, S. Springman and D. Vonder Mühl (2006), "Permafrost creep and rock glacier dynamics.", *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189-214
- [24] Kenner, R. and J. Magnusson (2017), "Estimating the Effect of Different Influencing Factors on Rock Glacier Development in Two Regions in the Swiss Alps.", *Permafrost and Periglacial Processes* 28(1), 195-208
- [25] Kummert, M., R. Delaloye and L. Braillard (2018). "Erosion and sediment transfer processes at the front of rapidly moving rock glaciers, Systematic observations with automatic cameras in the western Swiss Alps.", *Permafrost and Periglacial Processes* 29(1), 21-33
- [26] Arenson, L., M. Hoelzle and S. Springman (2002), "Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland.", *Permafrost and Periglacial Processes* 13(2), 117-135
- [27] PERMOS (2019). Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018, Glaciological Report (Permafrost) No. 16–19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, J. Noetzli and C. Pellet, 16–19, 104
- [28] Phillips, M., A. Haberkorn, D. Draebing, M. Krautblatter, H. Rhyner and R. Kenner (2016), "Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps.", *Cold Regions Science and Technology* 125, 117-127
- [29] Sanders, J., K. Cuffey, J. Moore, K. Macgregor and J. Kavanaugh (2012), "Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds.", *Geology* 40, 779-782

- [30] Kenner, R., L. Pruessner, J. Beutel, P. Limpach and M. Phillips (2019), "How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps.", *Permafrost and Periglacial Processes*. doi.org/10.1002/ppp.2023.
- [31] Walter, F., Amann, F., Kos, A., Kenner, R., Phillips, M., de Preux, A., Huss, M., Tognacca, C., Clinton, J., Diehl, T., Bonanomi, Y. (2020), Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows, *Geomorphology* 351, 106933
- [32] Bommer, C., M. Phillips, H. R. Keusen and P. Teysseire (2009), Bauen im Permafrost: Ein Leitfaden für die Praxis, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF. S. 129
- [33] Jansen, F. and S. Hergarten (2006), "Rock glacier dynamics: Stick-slip motion coupled to hydrology.", *Geophysical Research Letters*, 33(10)
- [34] Kenner, R., M. Phillips, J. Beutel, M. Hiller, P. Limpach, E. Pointner and M. Volken (2017), "Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multiyear Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps.", *Permafrost and Periglacial Processes* 28(4), 675-684.
- [35] Buchli, T., A. Kos, P. Limpach, K. Merz, X. Zhou and S. M. Springman (2018), "Kinematic investigations on the Furggwanghorn Rock Glacier, Switzerland.", *Permafrost and Periglacial Processes* 29(1), 3-20
- [36] Cicoira, A., J. Beutel, J. Faillettaz, I. Gärtner-Roer and A. Vieli (2019), "Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rock glacier dynamics: a numerical modelling approach.", *The Cryosphere* 13(3): 927-942
- [37] Zenklusen Mutter, E. and M. Phillips (2012), Thermal evidence of recent talik formation in Ritigraben rock glacier: Swiss Alps, 10th International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, The Northern Publisher
- [38] Davies, M. C. R., O. Hamza and C. Harris (2001), "The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities.", *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 137-144.
- [39] Krautblatter, M., D. Funk and F. K. Günzel (2013), "Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space.", *Earth Surface Processes and Landforms* 38(8), 876-887
- [40] Phillips, M., A. Wolter, R. Lüthi, F. Amann, R. Kenner and Y. Bühler (2017), "Rock slope failure in a recently deglaciated permafrost rock wall at Piz Kesch (Eastern Swiss Alps), February 2014.", *Earth Surface Processes and Landforms* 42(3), 426-438
- [41] Fischer, L., F. Amann, J. R. Moore and C. Huggel (2010), "Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland).", *Engineering Geology* 116(1-2), 32-43
- [42] Weber, S., J. Beutel, J. Faillettaz, A. Hasler, M. Krautblatter and A. Vieli (2017), "Quantifying irreversible movement in steep, fractured bedrock permafrost on Matterhorn (CH).", *The Cryosphere* 11(1), 567-583
- [43] Knapp, S., Gilli, A., Anselmetti, F. S., Krautblatter, M. and Hajdas, I. (2018), Multistage rock-slope failures revealed in lake sediments in a seismically active Alpine region (Lake Oeschinen, Switzerland), *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 123, 658-677  
doi.org/10.1029/2017JF004455.
- [44] Köpfli, P., Grämiger, L. M., Moore, J. R., Vockenhuber, C. and Ivy-Ochs, S. (2018), The Oeschinensee rock avalanche, Bernese Alps, Switzerland: a co-seismic failure 2300 years ago?, *Swiss Journal of Geosciences*, 111(1-2), 205-219

- [45] Singeisen, C., Ivy-Ochs, S., Wolter, A., Steinemann, O., Akçar, N., Yesilyurt, S., Vockenhuber, C. (2020), The Kandersteg rock avalanche (Switzerland): integrated analysis of a late Holocene catastrophic event, *Landslides*, 1-21
- [46] Manuel Martin (2019), Pre- and post failure behaviour of rock slopes, Master Thesis RWTH Aachen. S. 106.
- [47] SLF Permafrost Felssturzdatabank
- [48] Preisig, G., Eberhardt, E., Smithyman, M., Preh, A., and Bonzanigo, L. (2016), Hydromechanical rock mass fatigue in deep-seated landslides accompanying seasonal variations in pore pressures, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49(6), 2333-2351
- [49] Gischig, V. S., Moore, J. R., Evans, K. F., Amann, F., & Loew, S. (2011). Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1, Conceptual study of a simplified slope, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F4)
- [50] Sosio, R., Crosta, G. B., & Hungr, O. (2012), Numerical modeling of debris avalanche propagation from collapse of volcanic edifices, *Landslides*, 9(3), 315-334
- [51] Jordan, A., McDougall, S. Rock avalanche mobility: The role of path material, *Engineering Geology*, 257 (2019), 105126
- [52] Amann, F., Gischig, V., Kowalski, J., Aaron, J., McArdell, B., Bartelt, P. (2019), Numerische Modellierung der Reichweiten potentieller Felslawinen am Pizzo Cengalo, Kanton Graubünden, Schweiz, Expertenbericht zuhanden des Amtes für Naturgefahren und Wald, Graubünden
- [53] CSD INGENIEURE AG (2019), Rutschung Brienz/Brinzauls, Quartalsberichte I-III 2019, Ausgeführte Arbeiten, Stand Ende September 2019, 5. November 2019
- [54] CSD INGENIEURE AG (2019), Mitholz WE1051, Beurteilung der Erschütterungen durch Bergsturz «Spitze Stei», 6 März 2019
- [55] Oppikofer, T., Hermanns, R. L., Roberts, N. J., and Böhme, M. (2019), SPLASH: semi-empirical prediction of landslide-generated displacement wave run-up heights, *Geological Society, London, Special Publications*, 477(1), 353-366

## 2. Generelle Einschätzung

Die im Rahmen dieser Zweitmeinung zu beurteilenden Dokumente sind sehr umfassend und beinhalten vier Hauptberichte [1][2][3][4], welche die Resultate verschiedener Untersuchungen (z.B. Geoelektrik [6], Radarmessungen [7], InSAR Auswertungen [8], seismische Messungen [9]) zusammenfassen sowie eine Vielzahl von zusätzlichen Präsentationen (z.B. [10][11][12][13] und weitere). Zusätzlich stehen Bilder von Drohnenbefliegungen [14] sowie verschiedene Datensätze [15][16][17][18] zur Verfügung.

Die vorliegenden gesammelten Informationen, durchgeführten Analysen und Einschätzungen der Gefährdung wurden in einer relativ kurzen Zeit zwischen dem Erkennen der erhöhten Gefährdungssituation am «Spitze Stei» im Sommer 2018 und Ende 2019 zusammengestellt. Sie zeugen von einem professionellen und der Situation angemessenem, pragmatischem Vorgehen eines kompetenten und schlagkräftigen Teams bestehend aus Spezialisten der Geotest AG und dem Amt für Wald des Kantons Bern sowie diversen beteiligten Messfirmen. Insofern stellen die nachfolgenden Diskussionen und Kritiken der Resultate nicht grundsätzlich das Vorgehen und die Befunde infrage, sondern beleuchten diese von einer Aussenperspektive und im Lichte der wissenschaftlichen Literatur, welches dem Spezialistenteam aufgrund des Zeitdruckes nicht zu diesem Grad möglich war. Ausserdem besteht so die Möglichkeit, dass wir Erfahrungen aus einigen detailliert überwachten Permafrosthängen sowie den aktuellen Hanginstabilitäten Brienz/Brinzauls und Pizzo Cengalo einfließen lassen können.

Da der Einfluss von Permafrost ein Hauptdiskussionspunkt ist, werden im Folgenden einige Definitionen und Grundlagen zum Thema Permafrost dargelegt. Danach werden die einzelnen oben erwähnten Themen detailliert behandelt. Zu jedem Thema werden zusätzlich Vorschläge für weitere Untersuchungen und Analysen vorgeschlagen.

Einige dieser empfohlenen Massnahmen werden während dem Verfassen dieses Berichtes bereits ausgeführt. So wurden z.B. Ende Januar / Anfang Februar 2020 am Westgrat zwei Bohrungen abgeteuft, mit Inklinometern vermessen (bis in ca. 26 m Tiefe) und mit Thermistorenketten bestückt (bis ca. 46 m Tiefe) (pers. Mitteilung R. Riner). Aktuell (20. Februar 2020) wird eine weitere Bohrung oberhalb des Gipfels des «Spitze Stei» angegangen. **Die persönlich mitgeteilten Befunde dieser Untersuchungen fliessen jedoch nicht in die vorliegende Zweitmeinung ein. Unsere Empfehlungen werden hier also vollständig und strikt auf Basis der eben erwähnten vorhanden Dokumente verfasst.**

### 3. Zusätzliche Grundlagen, Definitionen und Informationen

#### 3.1 Verbreitung und Eigenschaften von Permafrost

Die Zone mit kontinuierlichem Permafrost lässt sich in den Schweizer Alpen auf etwa 100 Höhenmeter genau bestimmen [21]. Unterhalb dieser Zone kann gebietsweise eisreicher Permafrost existieren. Eisreicher Permafrost oder auch «eisübersättigter» Permafrost existiert im Gebirge ausschliesslich in vegetationsarmem Lockergestein und bezeichnet mit Eis übersättigten Untergrund [22]. Der Eisgehalt muss dabei den Porenraum des Sediments übersteigen. Klassische Geländeformen mit eisreichem Permafrost sind Blockgletscher, mit typischen Eisgehalten von 50 bis 70% [23]. Die Verteilung von eisreichem Permafrost wird unter anderem durch die Hangneigung begrenzt. Im Allgemeinen existieren eisreiche Lockergesteine nur bei Neigungen weniger als 30° [24]. Nur in kurzen Steilstufen von wenigen Dekametern Höhe kann eisreicher Permafrost auch in steileren Hängen existieren. In grösseren Steilhängen kollabiert er und bricht auseinander [25], bzw. kann sich gar nicht erst bilden.

Entsprechend der Permafrost- und Bodeneiskarte des SLF (PGIM, siehe <https://www.slf.ch/pgim>, [21]) liegt die untere Grenze der kontinuierlichen Permafrostzone im Nordwesthang am «Spitze Stei» bei rund 2600 bis 2700 m ü. M. Diese Kartierung berücksichtigt die Bodentemperaturen bis in 20 m Tiefe, was der üblichen Tiefe von in der Permafrostforschung genutzten Bohrlöchern entspricht. Da die Permafrosttemperaturen mit zunehmender Tiefe immer träger auf die atmosphärische Erwärmung des letzten Jahrhunderts reagieren, ist es denkbar, dass in Tiefen von mehr als 20 m, Permafrost auch wenig unterhalb der Höhengrenze von 2600 bis 2700 m ü. M. existiert. Hierbei würde es sich um Relikte aus kälteren Klimaabschnitten handeln, welche sich in einem Auftauprozess befinden.

Unterhalb der Zone mit kontinuierlichem Permafrost existieren im Bereich der Hanginstabilität nur wenige kleine Hangterrassen, auf denen die Existenz von eisreichem Permafrost möglich ist. Diese sind nicht zusammenhängend und machen nur etwa 20% der Gesamtfläche der Hangbewegung aus. Die restlichen Bereiche sind für die Existenz von eisreichem Permafrost deutlich zu steil bzw. für eisarmen Permafrost zu tief gelegen. Die entsprechend der PGIM modellierte Permafrostverteilung am «Spitze Stei» ist in Abbildung 2 zu sehen. Diese befindet sich in sehr guter Übereinstimmung mit den ERT Messungen der Universität Fribourg am «Spitze Stei» [6]. Die im Deformationsgebiet gemessenen Bodenoberflächentemperaturen (GST) sind teilweise sehr 'unruhig', zeichnen aber nicht die Lufttemperaturen auf, sondern vermutlich Ventilationseffekte im Blockschutt. Dort wo diese Effekte weniger stark ausgeprägt sind, entsprechen die GST Daten aber ebenfalls der PGIM. Dies z.B. an den GST Messpunkten 3105, 2558, 3021 und 49, an denen oberflächennaher Permafrost ausgeschlossen werden kann oder am kleinen Blockgletscher, wo Permafrost wahrscheinlich ist (Punkt 3098).

Laut PGIM hat der Permafrost im Gipfelbereich des «Spitze Stei» eine mittlere Jahrestemperatur zwischen circa 0 und -1°C und ist damit besonders anfällig für Veränderungen. Die auf der PGIM modellierten Temperaturen der kontinuierlichen Permafrostzone (bis 20 m Tiefe) sind schweizweit auf etwa 0.5°C genau.

Die Verteilung von eisreichem Permafrost wurde im Vergleich zur stark generalisierten, nationalen PGIM hier leicht modifiziert (Abbildung 2). Eisreicher Permafrost ausserhalb der magentafarbenen Flächen ist sehr unwahrscheinlich. Auch müssen nicht alle diese Flächen eisreichen Permafrost enthalten.

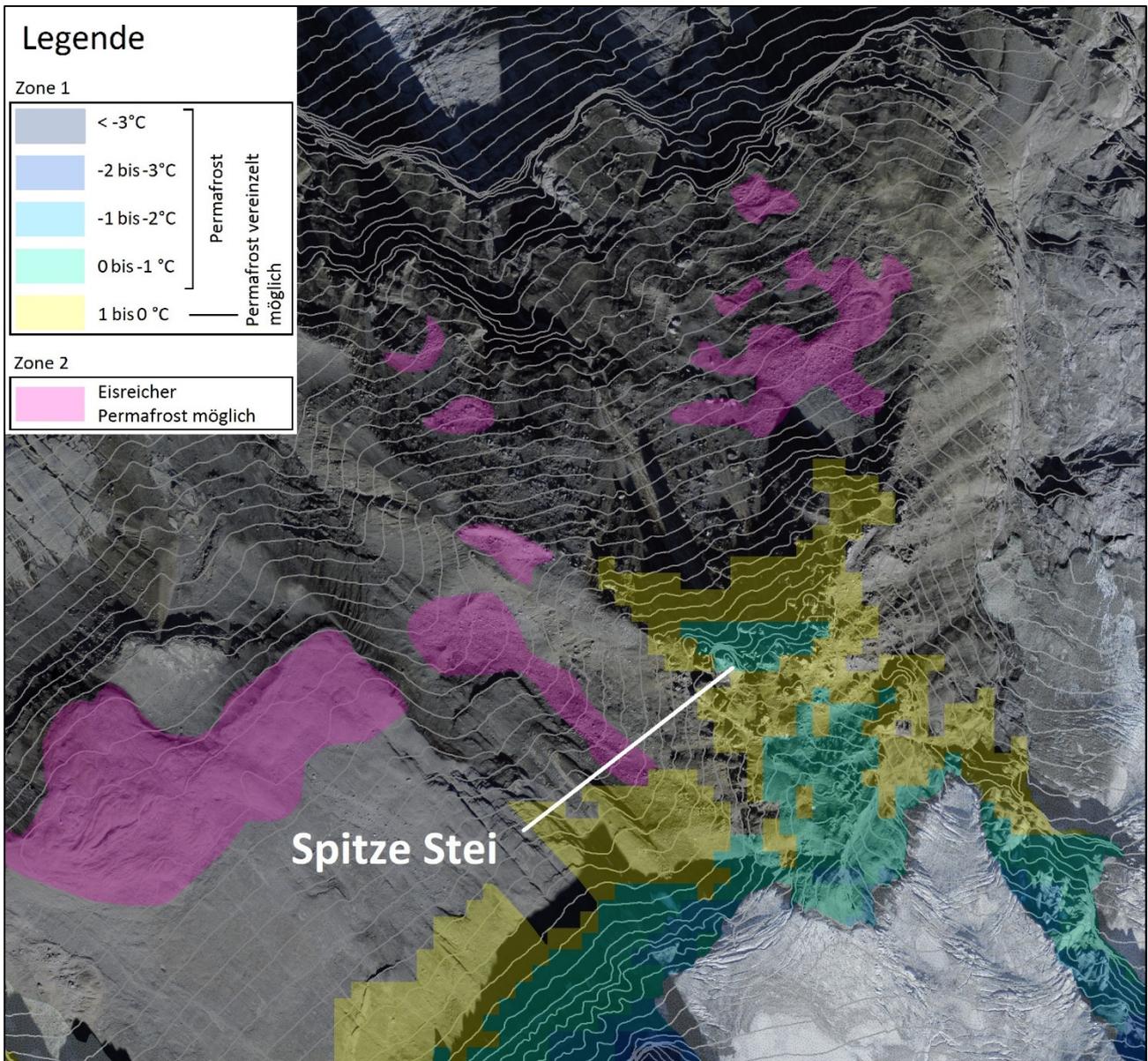


Abbildung 2: Lokaler Ausschnitt der PGIM im Bereich «Spitze Stei». Zone 2 wurde im Vergleich zur generalisierten nationalen Version der PGIM in einem höheren Detaillierungsgrad reproduziert.

Die Bodentemperaturen des Rutschkörpers in Bereichen mit eisreichem Permafrost werden vergleichbar mit jenen sein, welche in den Bohrlöchern des Doldenstocks gemessen wurden. Ausserhalb der Zonen mit kontinuierlichem oder eisreichem Permafrost erwarten wir nur saisonalen Frost von wenigen Metern Tiefe (vgl. gemessene Frosttiefen in Tabelle 1).

Unter der Annahme, dass die Gleitflächen der Bewegung deutlich tiefer als die saisonalen Frosttiefen liegen, gehen wir davon aus, dass die Temperaturen in den Gleitflächen nur in der Zone mit kontinuierlichem Permafrost negativ werden können. In Zonen mit eisreichem Permafrost rechnen wir mit durchwegs positiven Temperaturen in den Gleitflächen unabhängig davon, ob die Gleitfläche im Lockergestein oder im anstehenden Fels unterhalb der eisreichen Schuttauflage liegt. Im Falle einer Gleitfläche im Fels unterhalb der eisreichen Schuttauflage ist eisreicher Permafrost ausgeschlossen, da dieser ausschliesslich im Lockergestein existiert. Im Fall einer Gleitfläche im Lockergestein können Vergleiche zu untersuchten

Gleitflächen von ähnlich temperierten Blockgletschern unterhalb der Zone mit kontinuierlichem Permafrost gezogen werden, in welchen positive Temperaturen gemessen werden [26][27]. Typischerweise liegt die Gleitfläche dabei direkt unter der eisreichen Schicht und ist wassergesättigt. Eisreicher Permafrost unterhalb der Zone mit kontinuierlichem Permafrost kann nur aufgrund seiner hohen Eisgehalte und seiner Blockschuttbedeckung existieren. Eine Gleitschicht mit negativen Temperaturen wäre hier nur denkbar, wenn sich unterhalb und oberhalb von ihr massive Eislinen befinden würden. So ein Fall wurde unseres Wissens noch nie beobachtet und ist geotechnisch nur schwer vorstellbar, da Eis unter der Gleitschicht rasch erodieren würde. Blockgletscher, deren Gleitflächen im Permafrost liegen, befinden sich an oder oberhalb der unteren Grenze von kontinuierlichem Permafrost (z.B. der Blockgletscher Murtèl [27]).

Tabelle 1: Frosttiefen an verschiedenen permafrostfreien Standorten im Gebirge (Bohrlochdaten: \*BAFU und SLF/PERMOS).

Standort (Koordinaten)	Bodenmaterial	Hangrichtung	m ü. M.	Saisonale Frosttiefe (m)
Breithorn, Herbriggen VS* (629486 / 110163)	Lockergestein	West	2830	2-3
Hirli, Zermatt VS (620176 / 93075)	Lockergestein	West	2770	3
Flüelapass, Davos GR (791352 / 180353)	Lockergestein	Nordost	2500	0.25-0.5
Monte Rosa Hütte, Zermatt VS (629145 / 89555)	Fels	(flach)	2880	3.5
Gemsstock, Andermatt UR (689779 / 161783)	Fels	Nordwest	2907	6-8

Die in diesem Abschnitt beschriebene Permafrostverteilung befindet sich nicht im Gleichgewicht mit den derzeitigen atmosphärischen Bedingungen. Die Abbildung 3 zeigt den Verlauf der atmosphärischen Nullgradgrenze in der Schweiz ausgehend von Ballonsondierungen von MeteoSchweiz zusammen mit der im PGIM Temperaturmodell berechneten hypothetischen Nullgradgrenze im Fels (hypothetische Felstemperatur ohne den Effekt von Strahlungseinflüssen). Deutlich wird, dass die Nullgradgrenze der Atmosphäre in den letzten Dekaden zweimal sprunghaft angestiegen ist. Einmal Ende der 1980er Jahre und erneut beginnend um das Jahr 2014. Die Permafrosttemperaturen befinden sich noch auf dem Niveau der atmosphärischen Temperaturen der 1990er und 2000er Jahre. Die derzeit erfolgende ausgleichende Erwärmung der Felstemperaturen äussert sich an vielen Standorten auch in der Vertiefung der Auftauschichten um teilweise mehrere Meter, vor allem an Standorten mit eisarmem Permafrost [27].

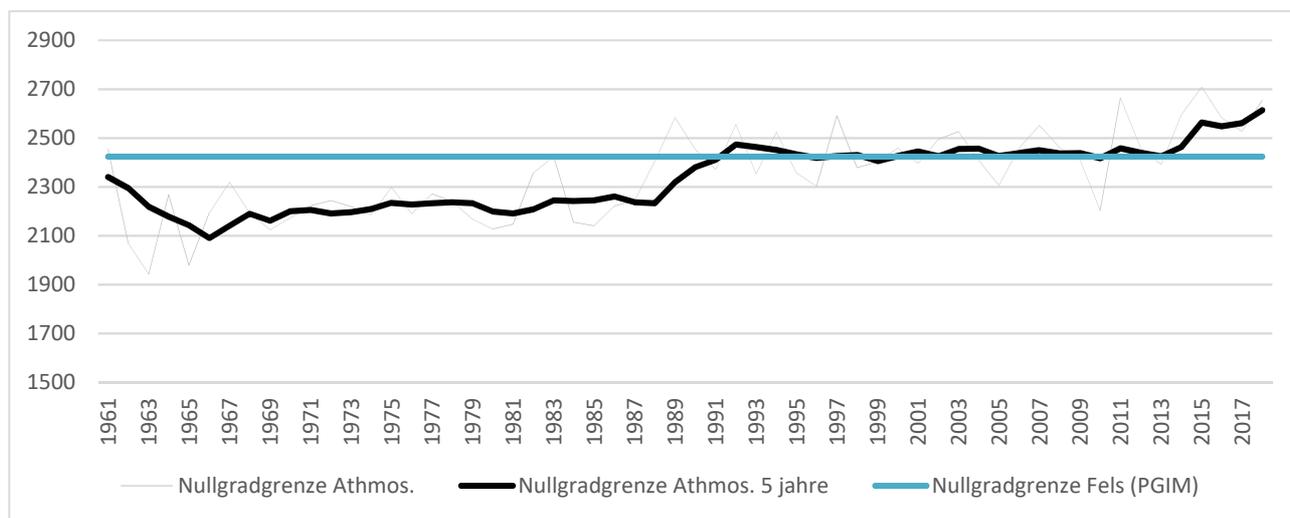


Abbildung 3: Verlauf der atmosphärischen Nullgradgrenze bestimmt aus Ballonsondierungen von MeteoSchweiz (Jahreswerte und gleitendes Mittel über 5 Jahre) abgetragen gegen die hypothetische Nullgradgrenze im Fels (PGIM, Kenner et al. 2019)

## 4. Ausdehnung und Volumen der Instabilität, Lage der Gleitflächen

### 4.1 Zusammenfassung der Befunde

Das Ausmass der Instabilität wird im Bericht [2] in Kapitel 4 (insbesondere 4.3) behandelt. Die Bewegungsmuster aus satellitengestützten InSAR Auswertungen und terrestrischen Radarmessungen sowie die Analyse der verschiedenartigen zeitlichen Bewegungsverhalten der Tachymetermesspunkte wurden so interpretiert, dass Gleitbewegungen auf mehreren, zum Teil stockwerkartig angeordneten, Gleitflächen stattfinden. Es wurden folgende Gleitflächen / Gleitkompartimente ausgetrennt:

- *Tiefgründige Rutschung* auf einer leicht konkaven, schichtparallel verlaufenden, mit ca. 30° gegen NW einfallenden Gleitfläche. Es wird vermutet, dass die Gleitfläche entlang der lithologischen Grenze zwischen Öhrlikalk und Zementsteinschichten verläuft. Die Lage der Gleitfläche wurde anhand der InSAR und GPRI Daten unter Berücksichtigung des Schichtverlaufs abgeschätzt. Die Tiefe der Gleitfläche wird auf 20-40 m (Ostgrat) resp. 60-80 m (Westgrat) geschätzt. Das geschätzte Maximalvolumen beträgt 20 Mio. m<sup>3</sup>.
- *Felsrutschung im Gipfelbereich* auf einer schichtparallelen, leicht konkaven, mit 35° gegen NW einfallenden Gleitfläche. Aufgrund der Unsicherheiten bei der Konstruktion der Gleitfläche im 3D-Modell kann das Einfallen aber auch 30° betragen (pers. Komm. R. Riner). Die Lage der Gleitfläche wurde aus den Radardaten, aus den Leitfähigkeitskontrasten der ERT Messungen sowie anhand von Geländebefunden abgeleitet. Die Mächtigkeit wurde auf 15 – 20 m geschätzt, was ein Volumen von ca. 5.5 Mio. m<sup>3</sup> ergibt. Eis in Klüften (d.h. eisarmer Permafrost nach der Definition in Kapitel 3) ist in diesem Bereich nachgewiesen.
- *Schuttrutschungen* an der Westflanke in Form von mehreren Teilrutschungen. Die Gleitfläche (Tiefenlage, Neigung) ist im Bericht [2] nicht näher beschrieben. Das Volumen wurde exemplarisch für zwei Teilrutschungen berechnet, was 300'000 m<sup>3</sup> ergibt.
- *Blockgletscher* im nordöstlichen Bereich der Rutschung. Da dies ein lokales Phänomen ist, wird diesem wenig Wichtigkeit beigemessen.

### 4.2 Beurteilung

Die Grenzen der einzelnen Teilrutschungen wurden aus den Radar-, InSAR- und Tachymeter-Daten sowie aus den geomorphologischen Feldbeobachtungen überzeugend abgeleitet. Der stockwerkartige Aufbau der Gesamtinstabilität ist auf der Basis der aktuellen Beobachtungen und Messdaten plausibel. Die Geometrie der Gleitflächen ergeben sich weitgehend aus einer 3D-Konstruktion mit der Software MOVE, basierend auf den Ausbisslinien dieser Scherhorizonte, wie sie insbesondere in den Radardaten klar ersichtlich sind. Innerhalb der Gleitkörper ist die Beschaffenheit der Gleitflächen jedoch nicht bekannt. Auch wenn dies zu Unsicherheiten bezüglich der genauen Geometrie der Gleitflächen führt, wirkt sich dies wohl nicht massgebend auf die Volumenschätzungen aus, d.h. die Volumina sind für die Gefährdungsbetrachtungen hinreichend genau abgeschätzt.

Dennoch erschweren die aktuellen Unsicherheiten bezüglich der Gleitflächen innerhalb der Rutschung die Einschätzungen der Stabilität und der Versagensmechanismen sowie die darauf aufbauenden Gefährdungsabschätzungen. Insbesondere sind folgende Fragen ungeklärt:

- Was ist die Geometrie der Gleitflächen? Planar, konkav, gestuft? Eine konkave Gleitfläche könnte den metastabilen Zustand des Gebietes «Spitze Stei» erklären, da im Gegensatz zu einer planaren Gleitfläche ein Abgleiten nur möglich ist, wenn Deformationen innerhalb des Gleitkörpers stattfinden.

- Beide Gleitflächen werden im Gipfelbereich steiler. Der Einfallswinkel der Gleitfläche der Felsrutschung wird mit  $35^\circ$  angegeben und diejenige der tiefgründigen Rutschung mit  $30^\circ$ . Sind dies gekrümmte Gleitflächen mit unterschiedlichem resp. sich änderndem Einfallswinkel, der die Schichtung durchschlägt, oder sind es getreppte Gleitflächen, die stufenweise entlang der Schichtung verlaufen? Auch dies wirkt sich massgebend auf die Stabilitätsbetrachtung der Rutschungen aus.
- Was ist die zeitliche Entwicklung der Rutschkörper und Gleitflächen? Aus den InSAR-Auswertungen von Gamma Remote Sensing ist ersichtlich, dass das Deformationsverhalten sich räumlich und zeitlich geändert hat (vgl. Abbildung 14 in [2]). Zeitreise-Analysen von Luftbildauswertungen und InSAR zwischen 1999 und 2019 sind vorhanden (Folie 10 in [13] und Abbildung 14 in Bericht [2]). Es wäre aufschlussreich, nicht nur die Geschwindigkeitsentwicklung einzelner Punkte darzustellen, sondern auch die Entwicklung der räumlichen Deformationsmuster zu analysieren. So würde die zeitliche Entwicklung der Hangrutschung sichtbar, was wichtige Hinweise auf die Gründe der aktuellen Stabilitätskrise und auf die jetzigen Versagensmechanismen geben könnte (z.B. Abgleiten von Lockermaterial im Bereich der Gleitflächen der tieferliegenden Rutschungen, vgl. Kapitel 5).

### 4.3 Empfehlung für weiterführende Arbeiten

Diese für die kinematischen und mechanischen Betrachtungen wichtigen Informationen zur Beschaffenheit der Gleitfläche können weitgehend mit folgenden zusätzlichen Untersuchungsansätzen geklärt werden:

- Bohrung an 2 – 3 Stellen mit Deformationmessungen, um die Lage der Gleitflächen zu bestimmen.
- Systematische Einmessung der Schichtung und Klüftung im Rutschkörper wo möglich. Dafür können Messungen im Feld mit Kartierung auf Orthophotos/DHMs kombiniert werden. Für letzteres sind luftgestützte und terrestrische Laserscans notwendig. Ausserdem kann die Ausdehnung und Beschaffenheit der Gleitflächen mithilfe von Drohnenaufnahmen verifiziert werden.
- Systematische retrospektive Analyse der räumlichen Deformationsmuster aus Luftbildanalysen und InSAR, um die relative Lage, Ausdehnung und Aktivität der einzelnen Rutschkompartimente im zeitlichen Verlauf zu erkennen. Luftbilder sind vorhanden für die Jahre 1946, 1950 (unsichere Qualität) sowie 1969, 1975, 1977, 1975, 1986, 1992, 2003, 2005, 2010, 2013, 2014, 2016, 2017, 2018. Abbildung 4 zeigt ein Beispiel einer solchen flächendeckenden Berechnung horizontaler Deformationsvektoren auf Basis vom Orthophotomosaik von swisstopo. Mit genauer orthorektifizierten Luftbildern liesse sich im Vergleich zu diesem Beispiel eine erhebliche Genauigkeitssteigerung zu wenigen Dezimeter hin erzielen.
- Die zeitlich-räumliche Entwicklung der Gleitfläche und Rutschmassen kann mit zusätzlichen Radarmessungen untersucht werden. Wie auch in Kapitel 9 vom Bericht [2] vorgeschlagen, können Auswertungen von Luftbildern aus zukünftigen periodischen Überfliegungen oder von den Bildern der hochauflösenden Kamera zusätzliche wichtige Informationen liefern.

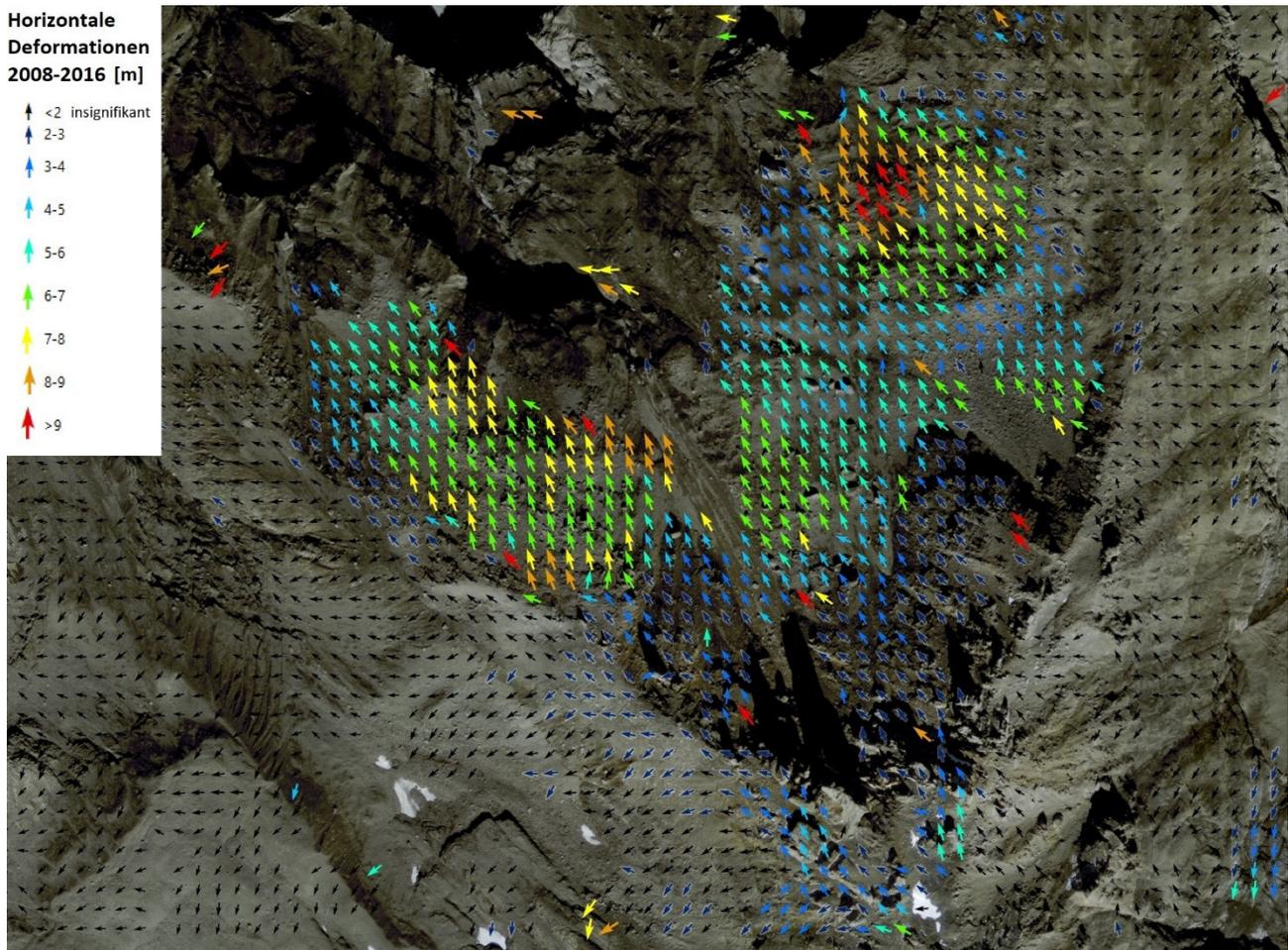


Abbildung 4: Räumliches Verschiebungsmuster aus der Analyse der «Swissimage» Orthomosaik von swisstopo aus Bilddaten von 2008 und 2016. Mithilfe lokal orthorektifizierter Luftbilder liesse sich die Genauigkeit dieser Analysen deutlich bis auf wenige Dezimeter steigern.

## 5. Einflussfaktoren und Versagensmechanismen

### 5.1 Zusammenfassung der Befunde

Die Einflussfaktoren und Versagensmechanismen werden in den Berichten [3][4], sowie im Bericht [2] in den Kapiteln 4.4, 5.2, 5.3 behandelt und im Folgenden kurz zusammengefasst:

- Eine Analyse der Verschiebungszeitreihen von Sommer 2018 bis Ende 2019 ergibt folgende Reaktionsmuster: Die Messpunkte auf den Lockergesteinsrutschungen beim Westgrat reagieren schnell und stark auf Schneeschmelze und Niederschläge. Hier werden die höchsten Geschwindigkeiten registriert. Die Messpunkte im Gipfelbereich (tiefliegende Rutschung und Felsrutschung) reagieren vor allem auf die Schneeschmelze, jedoch kaum auf Starkniederschläge. Die Geschwindigkeiten bleiben hier aber den ganzen Sommer und Herbst 2019 auf etwa gleich hohem Niveau. Die Geschwindigkeiten des Blockgletschers reagieren stark auf die Schneeschmelze, klingen jedoch danach ab und reagieren nur leicht auf Niederschläge.
- Auch wenn klare Zusammenhänge zwischen Schneeschmelze und Niederschlag ersichtlich sind, kann in einer statistischen Analyse keine einfache und eindeutige Korrelationen zwischen Niederschlag, Luft- oder Bodentemperatur einerseits und Bewegungsraten andererseits festgestellt werden. Die Korrelationen zwischen Lufttemperatur und Bewegungsrate zwischen August 2018 und November 2018 konnten im Jahre 2019 nicht wieder beobachtet werden.

- Im Bericht [2] wird zum Thema Versagensmechanismus besonders der stabilisierende Effekt von Permafrost, resp. die *destabilisierende Wirkung des abtauenden Permafrostes* diskutiert. Die Resultate der Grenzgleichgewichtsberechnungen werden so interpretiert, dass nur die kohäsive Wirkung von Eis die Stabilität der Rutschungen bei voller Wassersättigung gewährleisten kann. Damit wird im schwindenden Permafrosteis ein Verlust der Stützwirkung gesehen. Verstärkend wirkt sich dabei das Eindringen von Wasser – und der dabei mitgetragenen latenten Wärme – in den zunehmend durchlässiger werdenden Permafrostkörpern aus.
- Als weiteren Einflussfaktor wird der *Einwirkung von Wasser* (hydrostatischer Druck durch infiltrierender Niederschlag und Schneeschmelze) grosse Wichtigkeit beigemessen, wie sich aus den Verschiebungszeitreihen ergibt.
- Ferner wird das Eindringen von Wasser in die Klüfte erwähnt. Die damit einhergehende *Eisbildung in den Klüften* kann Risse erweitern (Ice wedging). *Frosthebung* im Lockermaterial kann spontane Rutschungen auflösen, was als Ursache für die abrupten Bewegungen am 13. November 2019 vermutet wird.

## 5.2 Einschätzung zum Einfluss von Permafrost auf die Hangbewegungen

### 5.2.1 Alternative Einflussfaktoren und Mechanismen

Neben der Rolle des Permafrostes gibt es womöglich weitere Einflussfaktoren und Versagensmechanismen, welche unterschiedlich stark, aber wohl sicherlich gemeinsam auf den Hang einwirken können. Wir betrachten es daher als lohnenswert, ein breites Spektrum an weiteren Einflussfaktoren und Versagensmechanismen zu diskutieren. In der folgenden Liste werden mehrere mögliche Einflussfaktoren beschrieben. Nach der Diskussion zum Einfluss von Permafrost in Kapitel 5.2.3 werden diese Einflussfaktoren einzeln qualitativ bewertet.

- 1) *Kohäsionsverlust durch abtauenden Permafrost entlang der Gleitfläche(n) und innerhalb des Gleitkörpers*: Ein Kohäsionsverlust entlang der Gleitfläche verringert die zurückhaltenden Kräfte und erleichtert so Gleitbewegungen. Ein Kohäsionsverlust innerhalb des Gleitkörpers, also oberhalb der Gleitfläche, könnte zu interner Deformation führen und damit zu einer zusätzlichen Belastung der Gleitfläche in der Felsrutschung.
- 2) *Kohäsionsverlust innerhalb des Gleitkörpers durch Permafrost begünstigtes Eiskeilwachstum/Eis-segregation*: Das Gefrieren von in die Klüfte eindringendem Wasser oder Eis-segregation kann zu Zugspannungen in Klüften führen, welche die Klüfte ausweiten oder weitertreiben. Der Mechanismus hat eine positive Rückkopplung zur Folge, da er durch die wachsende Kluftbreite und -länge begünstigt wird. Gleichzeitig führt der damit einhergehende Kohäsionsverlust zu einer Spannungsumlagerung auf die Gleitflächen. Die dadurch verursachten verstärkten Gleitbewegungen können wiederum das Kluftwachstum begünstigen.
- 3) *Zunehmende Wasserwegigkeit durch abschmelzenden Permafrost*: Dies fördert das Eindringen von Wasser in die Felsmasse, was zu grösseren Wasserdruckmaxima während Schneeschmelze und Niederschlägen führt. Die Auftriebswirkung des Wasserdrucks verringert die effektive Normalspannung und damit den Reibungswiderstand. Zusätzlich zu einem Wassereintrag durch Schneeschmelze und Niederschläge ist auch ein Wassereintrag vom Doldengletscher denkbar.
- 4) *Bilden eines Stauers im Hangfussbereich durch Einschwemmen von Feinmaterial (Kolmatierung)*: Durch die fortschreitende Verwitterung der Felsmassen könnte sich mit der Zeit ein aus Feinmaterial bestehender Stauer bilden, womit sich der Wasserdruck im Hangfussbereich erhöht. Dies wurde als Ursache des Bergsturzes bei Randa im April 1991 vermutet (trübe Wasserfontänen beim Versagen). Eine konkave Ausbildung der Schichtgrenzen könnte dies begünstigen.
- 5) *Verstärkte Ventilation in ausweitenden Klüften*: Bei Lufttemperaturen tiefer als die Felstemperaturen kann es durch offene Klüfte zu Konvektion kommen, d.h. die leichtere, warme und feuchte Luft entweicht und

die schwerere, kalte und trockene Luft dringt in die Klüfte ein. So kann kalte Luft tiefer in die Felsmasse gelangen und dort zu verstärkten thermoelastischen Deformationen und zur Eisbildung beitragen. Der Mechanismus wurde in verschiedenen Instabilitäten beobachtet (z.B. in Randa) und wird durch zunehmende Klüftung begünstigt.

- 6) *Änderungen der Lastverhältnisse im Hangfuss durch abgleitendes Lockermaterial oder Blockgletscherbewegungen*: Eine Reduktion der Normalspannung im Hangfussbereich der tiefliegenden Rutschung und der Felsrutschung kann zu einer zunehmenden Gleitbewegung führen. Der Mechanismus kann sich aufschaukeln: Akkumulierte Bewegungen entlang der Gleitfläche können darüberliegendes Schuttmaterial destabilisieren. Das Abgleiten von Schuttmaterial kann den Hangfuss weiter entlasten oder sogar freilegen.
- 7) *Progressives Versagen der retrogressiven Hanginstabilität*: Die Rutschmasse um den «Spitze Stei» stellt wahrscheinlich den Überrest von einer oder mehreren retrogressiven Rutschungen dar und wird sich dadurch seit langem in einem kritischen (metastabilen) Zustand befinden. Kryo-thermo-hydro-mechanische Lastwechsel destabilisieren allesamt die Felsmasse fortwährend und in kleinen Schritten, bis der Point-of-no-return erreicht ist (vgl. Fatigue-Tests im Labor). Die aktuelle Deformationskrise wäre damit kaum oder nur wenig durch die aktuelle Erwärmung bedingt sondern das Resultat langzeitlicher fortschreitenden Deformation. Der genaue Zeitpunkt der aktuellen Deformationskrise wäre Zufall. Dieser Mechanismus lag möglicherweise auch bei den Bergstürzen Randa und Preonzo vor. Selbst wenn einer der obigen Mechanismen durchaus aktuell dominant ist, **sollte dieser 'Kein-Sündenbock-Mechanismus' für die Destabilisierung der Felsrutschung und tiefliegenden Rutschung nicht ausser Acht gelassen werden**, auch wenn er keine 'befriedigende' einfache Antwort auf die Kausalität der aktuellen Deformationskrise gibt.

#### 5.2.2 Beurteilungsgrundlagen

Die Hanginstabilität «Spitze Stei» bewegt sich gemäss den Tachymeter-Daten ganzjährig – die grössten bisher gemessenen Bewegungen fanden jedoch im Sommer 2019 statt (Anfang Juni bis Ende August). Mehrere deutliche, aber nur wenige Tage dauernde Bewegungsspitzen wurden im Juli und August 2019 im Lockergestein erfasst, während im Felsteil keine kurzfristigen Beschleunigungen auftraten. Die Bewegungsspitzen im Lockergestein traten zeitgleich mit prominent erhöhten, mehrtägigen Niederschlags- und Abflusssummen auf (Abbildung 4; Niederschlag: Kandersteg; Abfluss: Weisse Lütschine). Ausserdem setzte die Frühjahrsbeschleunigung im gesamten Bereich der Hangbewegung zeitgleich mit der Schneeschmelze ein. Dies deutet darauf hin, dass Wasser der Hauptantrieb für die Bewegung sein könnte. Auffällig ist, dass sich der Felsteil der Hangbewegung deutlich träger verhält als der Lockergesteinsanteil, welcher schneller und deutlicher auf Wasserzufuhr reagiert.

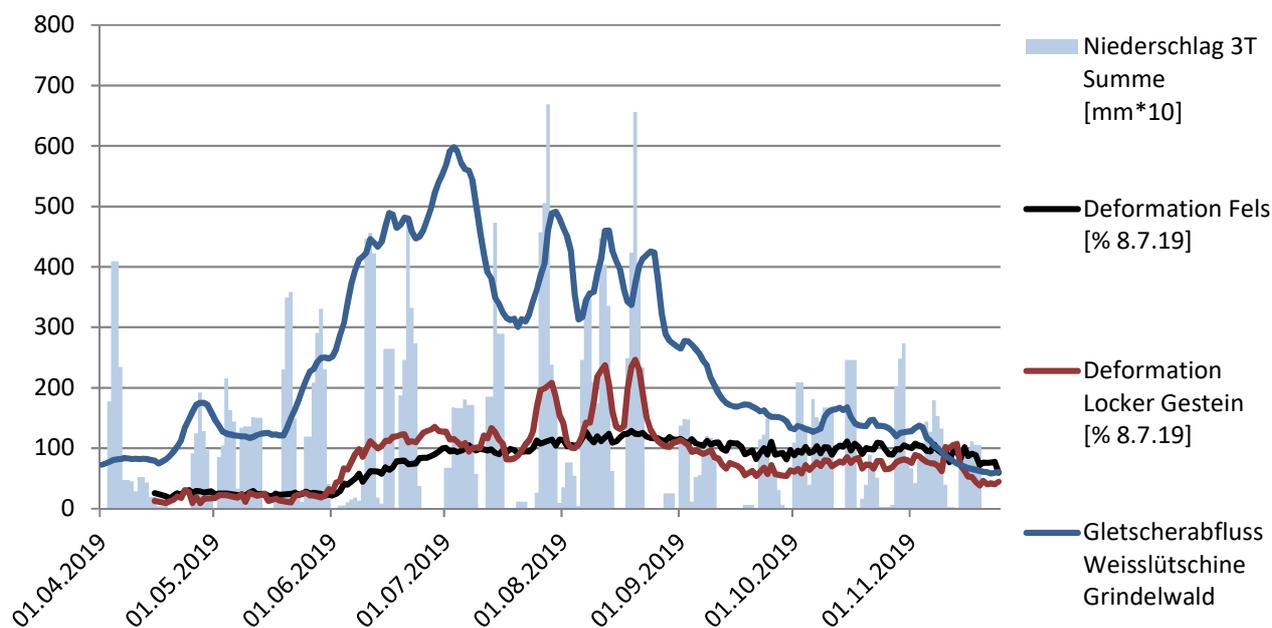


Abbildung 5: Die mittlere Geschwindigkeit der Hangbewegungen im Lockergestein und im Festgestein auf Basis der Tachymeter Messungen, abgetragen gegen 3-Tages-Niederschlagssummen in Kandersteg (Daten: MeteoSchweiz) und den Abfluss der Weissen Lüttschine (Daten: GIN) am Ausgang der Gletscherschlucht des unteren Grindelwaldgletschers.

Ähnliche Bewegungsmuster werden in der Sackung 'Wisse Schijen' oberhalb Randa (Wallis) beobachtet. Dieser Permafrosthang befindet sich unter einem kleinen Gletscher. Für Forschungszwecke wurden jeweils im August 1997, 2008 und 2017 Bohrungen im Hang abgeteuf. Im August 2017 war in ca. 12 m Tiefe zum ersten Mal Wasser unter Druck vorhanden, welches geysirartig in die Höhe schoss. Dieser Hang befindet sich ähnlich wie der «Spitze Stei» auf einem, der eigentlichen Bergflanke vorgelagerten Rücken und hat keine oberflächlichen Abflüsse. Offensichtlich hat eine Veränderung in den unterirdischen Wasserwegen seit 2008 dazu geführt, dass sich unter diesem Hang hohe hydrostatische Drücke aufbauen konnten. Es besteht die Möglichkeit, dass Klufteingänge, die früher mit Eis gefüllt waren, heute im Sommer eisfrei sind und zur Infiltration von Schneeschmelzwasser, Niederschlag und Gletscherschmelzwasser führen. Dies kann unter der gefrorenen Schicht darüber hohe Drücke aufbauen.

Auch an anderen Standorten sind Felsklüfte im Permafrost wasserdurchlässiger geworden. Dies kann in Gebirgsstollen beobachtet werden, wo zunehmend Wasser durch den Permafrostfels in die Stollen hineinfließt. Beispiele sind das Jungfraujoch, wo Schutzbleche für die Touristen aufgehängt werden mussten, das Stollensystem im Weissfluhgipfel oder im Jungfrau Ostgrat, welche im Gegensatz zu früher mit Regenschirmen begangen werden (mündliche Mitteilung von Mitarbeitern dieser Stollenanlagen). Im Gemsstockgrat verursachen Wasserflüsse durch Felsklüfte zunehmend klare thermische Erwärmungssignale in den Sommermonaten [28].

Die Disposition am «Spitze Stei» bietet die Voraussetzungen, dass auch hier das Tauen von Permafrost die Wasserwegigkeit in die ableitenden Hangbereiche erhöhen könnte. Grundlage dafür sind annähernd hangparallele Schichtungen, welche die vom Doldenhorngletscher bedeckten Hänge oberhalb mit dem Deformationsgebiet verbinden (Abbildung 6). Die Ausbissstellen dieser Schichten waren eventuell noch bis weit ins 20. Jahrhundert hinein teilweise vom Doldenhorngletscher bedeckt (Abbildung 7), weshalb nach ihrer Freilegung mit besonders starken Veränderungen der Felstemperatur, des Klufteeses und der Felsstruktur gerechnet werden muss [29]. Sollten diese Schichten infolge von Permafrostdegradation nun Wasser zum Deformationsgebiet führen, könnten schon kleine Mengen an Wasser in den undurchlässigen Zementstein-Formationen hohe Drücke aufbauen.

Einfluss auf die Bewegungsraten kann auch die Dauer der Zeitperiode haben, in der die Gleitflächen mit Wasser versorgt werden. Ein spätes Gefrieren der Böden und eine frühe Schneeschmelze können die Abnahme der Bewegungsgeschwindigkeiten von Lockermaterial im Winter abschwächen und auf Jahresbasis zu höheren Deformationsraten führen [30]. Ein langsames Aufschaukeln der Bewegung über kritische Grenzwerte aufgrund abgeschwächter winterlicher Geschwindigkeitsabnahmen ist denkbar.



Abbildung 6: Schichtung der Zementstein-Formationen in der Ostflanke des «Spitze Stei» mit dem Doldenhorngletscher oben links (Foto: Nils Hählen)



Abbildung 7: Schrägluftbild vom 01.11.1927. Quelle: swisstopo. Klar sichtbar ist die Ausdehnung der Vergletscherung und die Moränen der Westflanke des «Spitze Stei».

Bewegungen, die durch Eiswachstum erzeugt werden, können einen sekundären Beitrag zu den Deformationen im Fels am «Spitze Stei» leisten. Dieser Prozess äussert sich aber durch höhere Deformationsraten im Winter vor allem bei Kluftöffnungen und kleinskaligen Bewegungen. Solche z.T. irreversible Deformationen im Winter wurden z.B. am Pizzo Cengalo beobachtet [31] und durch die Firma Geotest in Felsklüften am Jungfrauoch Sphinx gemessen [32]. Frosthebung im Lockergestein ist im Hochgebirge ein Randphänomen, welches sich vor allem auf feinkörnige und wassergesättigte Böden in Solifluktionshängen oder flachem Gelände beschränkt. Solifluktion verursacht kleinräumige und oberflächliche Hangbewegungen mit sehr langsamen Kriechraten. Frosthebung in grobblockigem Hangschutt ist kein bekanntes Phänomen. Die abrupte Hangbewegung am 13. November 2019 ist nicht auf Frosteinwirkung zurückzuführen. Dies schon allein deshalb, da zu dieser Zeit der Boden noch frostfrei war. Das geht aus den Bodentemperaturmessungen in den Doldenstock Bohrlöchern und denen anderer Messstandorte hervor.

### 5.2.3 Beurteilung der Rolle des Permafrostes

Im Lockergesteinsteil der Hanginstabilität existieren nur kleine Bereiche mit eisreichem Permafrost, die Gleitflächen sind sehr wahrscheinlich permafrostfrei. Der direkte mechanische Einfluss von Permafrost auf die grossflächigen Bewegungen in diesem Bereich wird daher als sehr gering eingeschätzt. Prinzipiell haben Schwankungen der Bodentemperaturen keinen direkten Einfluss auf die Kohäsion von Gleitflächen im Bereich eines eisreichen Permafrostkörpers. Die saisonalen Schwankungen der Bewegungsgeschwindigkeit von Blockgletschern reagieren nicht auf Veränderungen der Bodentemperaturen, sondern unmittelbar auf das Eindringen von Schneeschmelzwasser, welches der Erwärmung in der Tiefe vorausgeht [33][34][35][36][30]. Eine langfristige Erwärmung von eisreichem Permafrost kann hingegen zu einer erhöhten Wasserdurchlässigkeit führen [37] und die Dauer der winterlichen Wasserarmut verkürzen [30]. Die Hangbewegung im Lockergestein dauert bereits seit vielen Jahren an (Abbildung 4). Es bleibt zu klären, inwieweit diese überhaupt mit der Destabilisation des Felsteils um den «Spitze Stei» zusammenhängt (vgl. Tabelle 2, Mechanismus 6).

Im Felsteil der Hanginstabilität herrscht wahrscheinlich Permafrost mit mittleren Jahrestemperaturen um  $-1^{\circ}\text{C}$ . Die Kohäsion von Permafrost knapp unter dem Gefrierpunkt ist relativ klein und kann sogar unter derjenigen von permafrostfreiem Gestein liegen [38][39]. Ein zumindest teilweises Tauen des Permafrostes während der letzten Hitzesommer ist wahrscheinlich. Die direkten Auswirkungen auf die Kohäsion der Felsmasse, insbesondere im Fall einer tiefgründigen Bewegung, sind allerdings fraglich. Wahrscheinlicher ist eine Kombination verschiedener Prozesse über lange Zeit, welche vom Permafrost beeinflusst werden und die Zerrüttung der Felsmasse begünstigt haben könnten. Dazu zählen Eisseggregation über mehrere Jahrhunderte bis Jahrtausende, welche zum Eiskeilwachstum und somit zur Kluftausbreitung im Felskörper geführt haben könnte [40]. Tauender oder sich erwärmender Permafrost kann dazu führen, dass diese Klüfte sich mit Wasser füllen und hydrostatische Drücke aufbauen. Dies führt zu weiteren Kluftausbreitungen [41]. Sobald Wasser durch die Klüfte in die tiefgründigen Zementsteinschichtungen eindringen kann, können sich auch dort hohe Wasserdrücke ausbilden und zur Etablierung einer Gleitfläche führen. Mit dem Einsetzen einer Gleitbewegung kommt es zu einer positiven Rückkopplung destruktiver Prozesse [42]. Angetrieben durch die Gleitbewegung, kommt es zu einer weiteren Zerrüttung des Gleitkörpers, einer dadurch verursachten höheren Wasserdurchlässigkeit bis zur Gleitschicht und damit einhergehenden schnelleren Gleitbewegungen.

Ebenfalls denkbar ist, dass tauender Permafrost neue Wasserwege von höher gelegenen Hangbereichen in das Deformationsgebiet freigegeben hat. Hangparallel ausgerichtete Schichtgrenzen (Abbildung 6), welche im Bereich der Gletscherzunge des Doldenhorngletschers ausbeissen, verbinden das Deformationsgebiet mit dem Gletscherbett. Eisschmelze in diesen Schichtgrenzen könnte für eine zusätzliche Wasserzufuhr aus den vergletscherten Gebieten in die Gleitflächen gesorgt haben.

Die von uns vorgeschlagenen Schlussfolgerungen weichen in wesentlichen Teilen von denen ab, welche im Kapitel 2 des Berichtes [4] gemacht wurden. Die in diesem Bericht zitierte Literatur ist möglicherweise nicht auf das Untersuchungsgebiet übertragbar.

Aufgrund dieser Argumentation werden die oben aufgelisteten Einflussfaktoren bezüglich Plausibilität für den «Spitze Stei» eingeordnet:

Tabelle 2: Mögliche destabilisierende Mechanismen und eingeschätzte Wichtigkeit für den Fall «Spitze Stei».

	<b>Einflussfaktor / Versagensmechanismus</b>	<b>Einschätzung</b>
1	Kohäsionsverlust durch abtauenden Permafrost entlang der Gleitfläche(n) und innerhalb des Gleitkörpers	<b>Wenig wahrscheinlich für gesamte Rutschung.</b> Kohäsionswirkung des Eises innerhalb des stark fragmentierten Gleitkörpers beim «Spitze Stei» wird als gering eingeschätzt.
2	Kohäsionsverlust innerhalb des Gleitkörpers durch Eiskeilwachstum / Eisseggregation	<b>Wichtiger Mechanismus</b> für die Felsrutschung. Erklärt die aktuelle, wie auch die langzeitliche Destabilisierung.

3	Zunehmende Wasserwegigkeit durch abschmelzenden Permafrost	<b>Wichtigster Mechanismus.</b> Erklärt gut die aktuelle Deformationskrise.
4	Bilden eines Stauers im Hangfussbereich durch Einschwemmen von Feinmaterial	<b>Möglicher Mechanismus.</b> Könnte aktuelle Deformationskrise erklären.
5	Verstärkte Ventilation in ausweitenden Klüften	<b>Möglicher Mechanismus.</b> Kann verstärkend auf langzeitliche Destabilisierung wirken, ist aber von untergeordneter Wichtigkeit für aktuelle Deformationskrise.
6	Änderungen der Lastverhältnisse im Hangfuss durch abgleitendes Lockermaterial oder Blockgletscherbewegungen	<b>Potentiell wichtiger Mechanismus.</b> Könnte aktuelle Deformationskrise erklären.
7	Progressives Versagen der retrogressiven Hanginstabilität	<b>Wichtig.</b> Ist sicherlich beteiligt an der langzeitlichen Destabilisierung, könnte aber auch die aktuelle Deformationskrise erklären (vgl. Fall Randa 1991).

## 5.2.4 Zukünftige Entwicklung

Insbesondere die als wichtig erachteten Mechanismen 3 und 6 in Tabelle 2 haben einen positiven Rückkoppelungseffekt, was bedeutet, dass die fortschreitende Zunahme der Deformationsraten die Antriebsmechanismen verstärken. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die Situation in den nächsten Jahren zusätzlich verschärft.

## 5.3 Empfehlungen für mögliche weitere Untersuchungen

- Auch wenn dem Permafrost eher eine hydrogeologische, als eine felsmechanische Wirkung beigemessen wird, ist es zu empfehlen, den Permafrost in der Tiefe besser zu charakterisieren (Permafrosttiefe, Temperatur, Wasserflusswege, Wasserdruck, etc.). Dies kann durch Bohrungen im Permafrostgebiet mit Temperatur- und Druckmessungen erreicht werden.
- Hydrogeologische Untersuchungen können helfen, den Einfluss von eindringendem Wasser besser zu verstehen (Mechanismus 3, evtl. 4): Markierversuche mit Tracereintrag in die Nackentälchen oberhalb des «Spitze Stei» und Tracermessungen in den Bächen unterhalb der Rutschung sowie qualitative und (falls möglich) quantitative Beobachtungen von Quellsschüttungen.
- Eine Einschätzung der gegenseitigen Beeinflussung der Lockergesteinsrutschungen und der Felsrutschungen (Mechanismus 6) könnte durch eine detaillierte Analyse der räumlich-zeitlichen Deformationsentwicklung anhand vergangener Luftbilder erreicht werden (vgl. Abbildung 4).
- Temperaturmessungen in Klüften sowie Thermokameraaufnahmen im Winter könnten helfen, Ventilationseffekte zu identifizieren und deren Relevanz einzuschätzen (Mechanismus 5).
- Extensometer in den Klüften beim «Spitze Stei» könnten aufzeigen, ob Eiskeilbildung (Mechanismus 2) aktuell ein relevanter Mechanismus ist (d.h. durch das Timing starker Klufföffnung).
- Zusätzliche numerische Stabilitätsanalysen (z.B. Grenzgleichgewichtsberechnungen, wie in Bericht [2] oder komplexere Methoden) können helfen aufzuzeigen, welcher Mechanismus die aktuelle Deformationskrise am besten erklären kann. Die gegenseitige Beeinflussung der Rutschkörper könnte z.B. so aufgezeigt werden. Dazu ist es jedoch erforderlich, dass Festigkeitsparameter in einem engen Bereich eingegrenzt werden können. Ausserdem ist es wichtig, die Modellsensitivität umfassend zu erkunden, da die Modellresultate nicht nur von den Eingangsparametern, sondern auch von Randbedingungen und der Modellgeometrie massgeblich beeinflusst werden. Eine modellbasierte Untersuchung der verschiedenen (teils zeitabhängigen) Prozesse, bedarf einer sorgfältigen Konzeptualisierung der Situation und kann leicht sehr umfangreich werden. Es ist daher zu empfehlen,

diese Methoden erst einzusetzen, sobald eine möglichst vollständige Datengrundlage (z.B. geologisches 3D-Modell) sowie klar umrissene und modellierbare Hypothesen vorhanden sind.

## 6. Abbruchsznarien: Wahrscheinlichkeit, Volumen und Dynamik

### 6.1 Zusammenfassung der Befunde

Die Abbruchsznarien und die dazugehörigen qualitativ eingeschätzten Eintretenswahrscheinlichkeiten wurden im Bericht [1], Kapitel 4 und im Bericht [2], Kapitel 6 bearbeitet.

Im Bericht [1] werden sechs Fels- und Bergsturzsznarien unterschieden und in die Kategorien klein (Volumen SZ1 200'000 m<sup>3</sup>, SZ2 600'000 m<sup>3</sup>), mittel (SZ2b 1 Mio. m<sup>3</sup>) und gross (SZ3 3 Mio. m<sup>3</sup>, SZ4 8 Mio. m<sup>3</sup>, SZ5 15 Mio. m<sup>3</sup>) eingeteilt. Diese Szenarien basieren auf einem groben, ersten geologischen Modell (Stand 8. April 2019) und bilden die Grundlage für die Auslaufmodellierung zur Bestimmung der Prozessräume der Primärprozesse. In Bericht [1], Kapitel 3 wird ausserdem die Prädisposition des Hanges für Sturzereignisse beschrieben.

Mithilfe des in Bericht [2] erarbeiteten geologischen 3D-Modells (Stand 12. Dezember 2019) wurden diese Szenarien weiterentwickelt, was zur Definition von neun Abbruchsznarien (inkl. das sogenannte NullszENARIO und das Szenario Totalversagen von 20 Mio. m<sup>3</sup>) führte:

- 0) Null-Szenario: Beruhigung der Rutschmasse ohne Absturz
- 1) Teilabstürze von Schuttmateriale aus der Westflanke
- 2) Felsauflockerung und -stürze aus der Sackungsmasse (= Felsrutschung, pers. Mitteilung R. Riner)
- 3) Grosse Schuttrutschungen aus der Westflanke
- 4) Mehrere grosse Felsstürze (kleiner als Szenario 6 und zeitlich weiter auseinander, pers. Mitteilung R. Riner)
- 5) Sturzereignisse im Winterhalbjahr
- 6) Kaskaden, Dominoeffekte (kurz aufeinanderfolgende Abstürze mit klarem Zusammenhang, pers. Mitteilung R. Riner)
- 7) Bergsturz mit einem Volumen von mehreren Millionen Kubikmetern Festgestein
- 8) Totalabsturz von 20. Mio. m<sup>3</sup>

Für diese Szenarien wurden die Eintretenswahrscheinlichkeiten gutachterlich und qualitativ abgeschätzt. Das NullszENARIO und der Totalabsturz wurden dabei als kaum wahrscheinlich eingeschätzt. Die anderen Szenarien 1 – 7 wurden mit absteigender Wahrscheinlichkeit belegt. Ein besonderes Augenmerk erhält seit kurzem Szenario 5 aufgrund von zwei Ereignissen im November und Dezember 2019:

- Am 13. November 2019 kam es bei den Messpunkten 73 und 75 zu einem abrupten Versatz von mehreren Zentimetern innerhalb von wenigen Stunden. Bei einer Befliegung wurde eine mehrere dezimeter-breite neue Spalte entdeckt. Darauf aufbauend wurde ein weiteres mögliches Abbruchgebiet/-szENARIO mit einem geschätzten Volumen von 0.7 – 1.4 Mio. m<sup>3</sup> ausgeschieden [10]. Das Ereignis hat die Frage aufgeworfen, ob ein Abstürzen von bis zu 1 Mio. m<sup>3</sup> mit einer sehr kurzen Beschleunigungsphase (d.h. von wenigen Stunden) möglich sei und ob das Überwachungssystem und Reaktionsschema diesem Szenario gerecht werden kann. In Kapitel 7 des Berichtes [2] wird aufgrund dieser Beobachtungen das Szenario «Spontane Deformation» mit möglichem Folgeszenario «Spontaner Absturz» erwähnt. Es wird erwähnt, dass dieses Szenario aktuell nicht eingeordnet werden kann.

- Am 20. Dezember 2019 kam es zum Absturz der Spitze des Felsturms, der den Gipfel des «Spitze Stei» bildet. Das Volumen dieses Absturzes umfasste etwa 15'000 m<sup>3</sup> (vgl. Kurzdokumentation von Geotest auf gemeindekandersteg.ch).

## 6.2 Beurteilung

- Die Liste der möglichen Szenarien, wie sie oben wiedergegeben ist, wird im Groben als vollständig und plausibel betrachtet. Die heuristisch und qualitativ abgeschätzten Wahrscheinlichkeiten sind für kleinere Abbrüche tendenziell grösser und nehmen für grössere Abbrüche ab, was konzeptuell sinnvoll ist. Es ist auch richtig, dass die Eintretenswahrscheinlichkeiten für zunehmende Zeithorizonte (2020, 2020–2025 und 2020-2030) zunehmen. Da sich je nach Zeitraum die Wahrscheinlichkeiten einzelner Szenarien relativ zu einander unterschiedlich zu verhalten scheinen, wird wohl davon ausgegangen, dass die Wahrscheinlichkeiten der einzelnen Szenarien sich mit der Zeit verändern.
- Die genaue Beurteilung der angegebenen Wahrscheinlichkeiten ist jedoch erschwert, weil die neuen Szenarien nur sehr knapp beschrieben sind und die angegebenen Wahrscheinlichkeiten nicht erklärt oder diskutiert sind. Zum Beispiel ist aus Bericht [2] nicht vollständig ersichtlich, wie sich zum Beispiel der «Kaskaden- und Dominoeffekt» vom Szenario «Mehrere grosse Felsstürze» abgrenzt, und welche Volumina hier involviert sind. Was ist mit «Sackungsmasse» in Bezug auf die beschriebenen Rutschkompartimente gemeint?
- Es wird in den Folgerungen des Abschnittes 5.4 im Bericht [2] kurz begründet, warum eine Beruhigung der Situation (Nullszenario) unwahrscheinlich ist. Aufgrund der beschriebenen Prädisposition, den geologischen und kinematischen Gegebenheiten sowie der Entwicklung der Bewegungsraten ist diese Einschätzung sinnvoll.
- Es fehlt jedoch eine Begründung, warum ein Totalabsturz (d.h. von ca. 20 Mio. m<sup>3</sup>) ausgeschlossen wird. Die Studie [43] (auch in Bericht [1] erwähnt) zeigt, dass sich seit dem Aufstauen des Oeschinensees durch den Oeschinensee-Bergsturz [44] vor ca. 2500 Jahren elf Bergsturzereignisse ereigneten; sechs davon vermutlich aus der Region des «Spitze Stei». Für die rezenteren dieser Ereignisse wurden Volumina von lediglich einigen 10'000 m<sup>3</sup> geschätzt. Für einige dieser Ereignisse wird vermutet, dass sie durch Erdbeben ausgelöst wurden. Eine neue Publikation zum Bergsturz Kandersteg hat das Ereignis auf vor ca. 3200 Jahren datiert [45]. Der Hang hat also eine ausgeprägte Prädisposition für Rutschungen, da er Teil einer retrogressiven, langanhaltenden Instabilität ist. Zusammen mit der kinematischen Situation (30° tiefliegende, geneigte Gleitflächen) und der Tatsache, dass beim Oeschinensee-Bergsturz wohl 37 Mio. m<sup>3</sup> abstürzten [44], kommen wir zum Schluss, dass ein Totalabsturz nicht zwingend auszuschliessen ist.
- Eine Verknüpfung der «neuen» Szenarien in Bericht [2] mit den Wirkungsräumen, die in Bericht [1] modelliert wurden, ist erschwert, da diese nicht mit den «alten» Szenarien in Bericht [1] in Zusammenhang gesetzt werden. Es wird zwar erwähnt, dass die Wirkungsräume in Bericht [1] nach wie vor gültig sind, es wird aber nicht klar, ob die neuen Szenarien [2] die alten Szenarien [1] ersetzen oder diese teilweise aufnehmen/weiterentwickeln. Wir nehmen letzteres an. Die angegebenen qualitativen Wahrscheinlichkeiten für die Szenarien können so nicht leicht auf die Wirkungsräume übertragen werden, was aber für die Gefährdungseinschätzung relevant wäre.
- Sturzereignisse im Winter werden in Bericht [2] als möglich eingeschätzt. Es ist zu bedenken, dass auch ein Versagen von grösseren Felsmassen durchaus denkbar ist, wie verschiedene Fälle in der Vergangenheit gezeigt haben: Piz Cengalo, 1.5 Mio m<sup>3</sup>, Dezember 2011; Piz Kesch, 150'000 m<sup>3</sup>, Februar 2014; Flüela Wisshorn, 300'000 m<sup>3</sup>, März 2019. Die Zusammenstellung von einigen Bergsturzereignissen in Abhängigkeit von Volumen und Abbruchzeit aus der Publikation [40] ist in Abbildung 8 wiedergegeben. Das Sturzereignis vom «Spitze Stei» am 20. Dezember 2019 sowie das abrupte Deformationsereignis vom 13. November 2019 unterstützen die aktuelle Relevanz dieser Einschätzung.

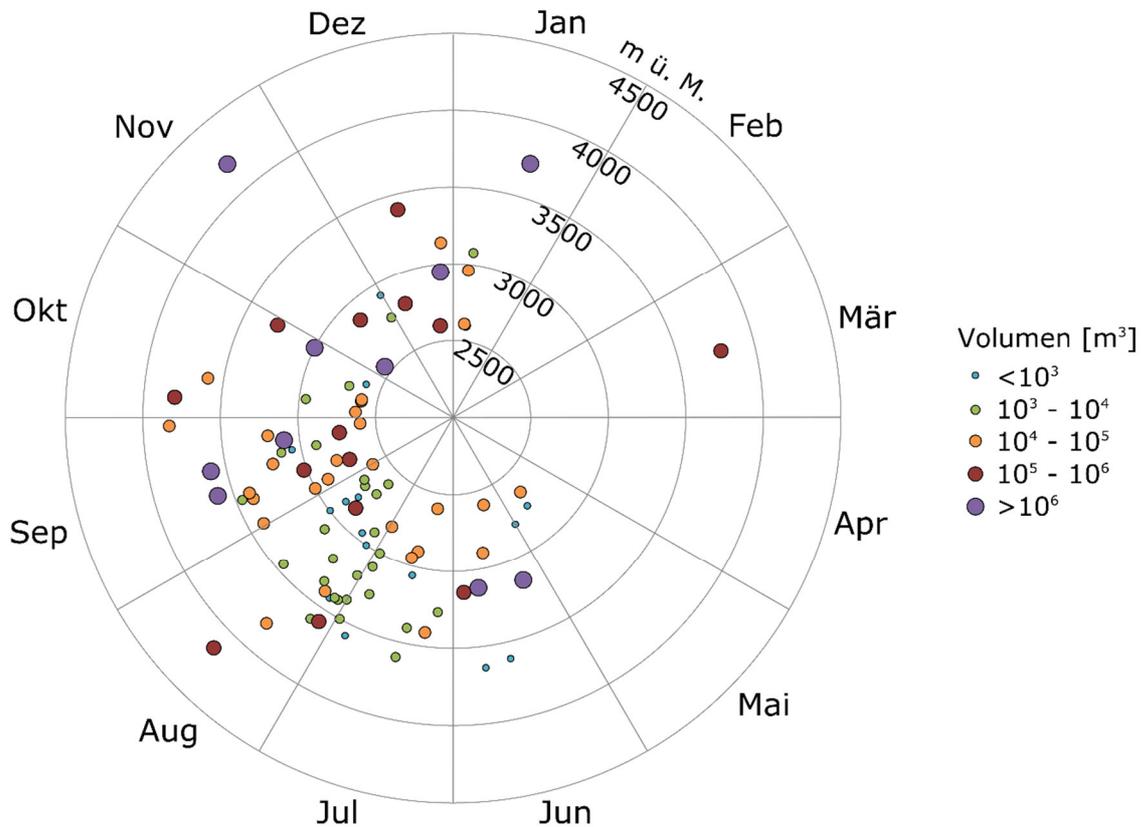


Abbildung 8: In der SLF Permafrost-Felssturz-Datenbank erfasste Felsstürze nach Jahreszeit, Volumen und Höhenlage (1714-2017) [47]. Es zeigt sich eine Häufung von kleineren Felssturzereignissen bis  $100'000 \text{ m}^3$  Ende des Sommers und in etwa 3000 m Höhe, was zeitlich und räumlich den Bereichen mit warmem Permafrost entspricht. Grössere Felsstürze ereignen sich in allen Höhen und recht gleichmässig, hauptsächlich über die zweite Jahreshälfte verteilt. Sie können auch im Winter auftreten. Daten: SLF, PERMOS, StorMe, Guardaval, Daten von Ravel & Deline (Mont Blanc Gebiet).

- Aufgrund des Deformationsereignisses vom 13. November 2019 wurde an der Sitzung des 9. Dezember 2019 diskutiert, ob allenfalls ein Szenario «Spontaner Absturz» möglich ist und ob das aktuelle Messdispositiv dieses Szenario antizipieren kann. Dies wird im Folgenden kurz diskutiert. Es sind dazu zwei Beobachtungen aus anderen Fallstudien von Interesse:
  - 1) In einer Masterarbeit zum Thema Hangversagen [46] wurden für 20 Fallstudien untersucht, wie lange es zwischen dem Einsetzen der Beschleunigung (tertiäre Kriechphase; onset of failure, OOF) und dem Absturz dauert. Diese Zeitspannen bewegen sich zwischen wenigen Stunden und mehreren Wochen. Es gibt einige Fälle mit Beschleunigungsphasen, die nur ein paar Stunden oder weniger als zwei Tage dauerten. Es ist allerdings anzumerken, dass dies Fälle aus Tagbauminen sind. Diese Instabilitäten sind nicht zwingend mit natürlichen Instabilitäten zu vergleichen; womöglich fand bei diesen Fällen eine detaillierte Überwachung erst gegen Ende der Beschleunigungsphase statt. So zeigen die vorhandenen Datenreihen wohl nur die letzte Phase der Deformation, so dass eventuell die Beschleunigungsphase stark unterschätzt wird. Bei den Fällen 8) Mt. Beni (I), 9) Preonzo, 10) Randa (May 1991), 13) Vajont und 14) Vicosoprano liegen die Beschleunigungsphasen allesamt bei ca. 4 – 50 Tagen. Generell werden kurze Beschleunigungsphasen zumeist für kleine Abbrüche (d.h. Blockstürze) berichtet. In Brienz (GR) wurden in den letzten Jahren einige Blöcke mit Tachymetrie beobachtet, welche innert wenigen Stunden beschleunigten und abstürzten oder versackten, teils sogar innerhalb von einem Messintervall von zwei Stunden. Auch wenn in Abbildung 9 wenig Volumenabhängigkeit zwischen den Beschleunigungszeiten und Volumen festzustellen ist, wird oft davon ausgegangen, dass mit Beschleunigungsphasen von nur wenigen Stunden vor allem bei kleinen Blockstürzen zu rechnen ist. Dies deckt sich mit der Einschätzung in Bericht [1], Kapitel 8.

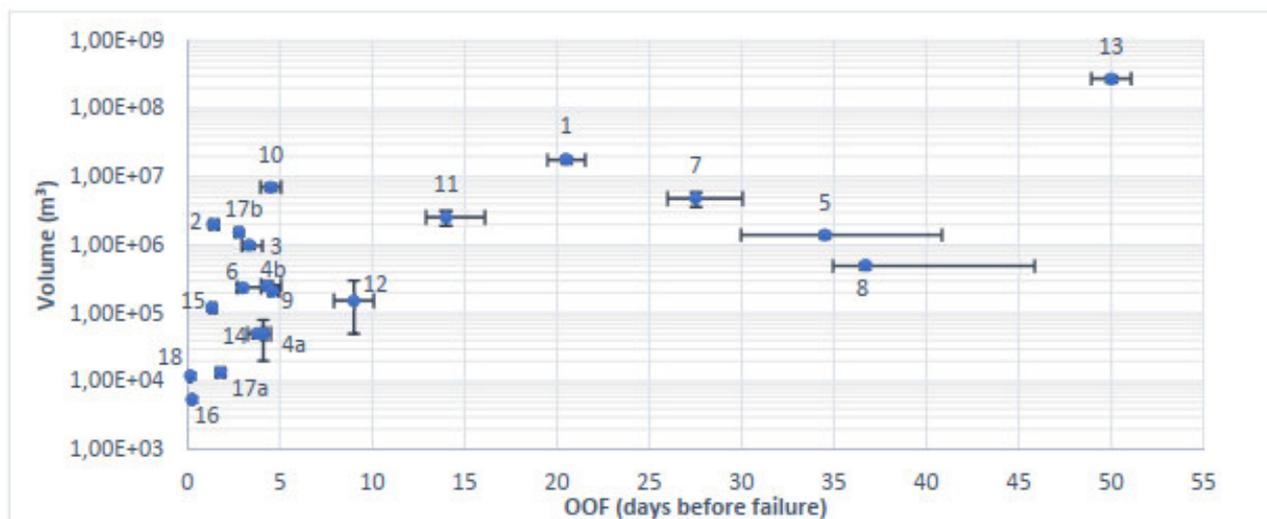


Abbildung 9: Abbildung aus der Masterarbeit von Manuel Martin [46], welche die Dauer vom Einsetzen der Beschleunigung gegen das Abbruchvolumen für eine Anzahl Felsversagen darstellt.

- 2) Spontane Deformationsphasen, welche nicht einem ungewöhnlichen Einflussfaktor (Starkniederschlag, Schneeschmelze, Erdbeben, etc.) zugeordnet werden können, wurden in der Literatur für verschiedenen Fälle festgehalten [33]. Felsmechanische Computersimulationen grosser Rutschungen können solche abrupte Deformationsphasen wiedergeben ([47], Abbildung 9 in [49]). Es sind dies Zeichen von einem plötzlichen Festigkeitsabfall aufgrund von einem Übersteigen der Maximalfestigkeit entlang von existierenden Brüchen oder von Bruchausbreitung. Diese raschen Prozesse, die den gleichmässigen Kriechprozess unterbrechen, sind begleitet von einer Spannungsumlagerung und entsprechender Deformation.

Aufgrund dieser Argumentationslinien ist die abrupte Deformationsphase vom 13. November 2019 eher als ein lokales Übersteigen der Festigkeit mit dazugehöriger Spannungsumlagerung zu deuten. Dies muss nicht ein Anzeichen sein, dass ein Absturz einer grösseren Felsmasse ähnlich rasch vor sich gehen muss, zumal dies wohl nicht von einer einzigen solchen Deformationskrise sondern wohl eher von einer Kaskade aufeinanderfolgender solcher Ereignisse eingeleitet wird. Es ist dennoch festzuhalten, dass das Szenario «Spontanes Abstürzen» nicht gänzlich auszuschliessen ist, unserer Meinung nach jedoch als unwahrscheinlich einzustufen ist.

### 6.3 Empfehlung für weitere Arbeiten

- Für eine qualitative Einschätzung der Gefährdungssituation ist es notwendig, die obigen neuen Szenarien aus Bericht [2] kurz zu beschreiben, mit Volumenschätzungen zu belegen und, wenn möglich, mit den alten Szenarien aus Bericht [1] zu verknüpfen. Nur so können auch die damit einhergehenden Prozessräume, die in Bericht [1] mithilfe der alten Szenarien modelliert wurden, miteinbezogen werden.
- Für eine quantitative Einschätzung der Gefährdung besteht die Möglichkeit, die Wahrscheinlichkeiten mittels Experteneinschätzungen zu quantifizieren. Dies wurde für die Bergsturzzenarien in Brienz/Birnzuals (GR) durchgeführt. Gleichzeitig wurde auch die Parametrisierung der Auslaufmodellierung mit Wahrscheinlichkeiten belegt (mehr dazu Kapitel 8), um eine probabilistische Darstellung der Wirkungsräume zu erlangen. Dieses Vorgehen ist empfehlenswert, da damit eine quantitativere Entscheidungsgrundlage für allfällige Massnahmen bereitgestellt wird.

## 7. Verkettung von Primärprozessen

### 7.1 Zusammenfassung der Befunde

Die Verkettung von Primärprozessen wird im Bericht [2], Kapitel 6 und 7 vor allem unter dem Begriff Kaskaden- oder Dominoeffekt behandelt. Dieses Absturzscenario wird insbesondere aufgrund der starken Gebirgsfragmentierung und des unterschiedlichen Zustandes des Permafrostes als wahrscheinlich betrachtet. Es wird erwähnt, dass bezüglich diesem Abbruchverhalten einige Unsicherheiten herrschen. Die Zeiträume, über welche solche Absturzabfolgen ablaufen können, werden als Stunden bis Tage angegeben.

### 7.2 Beurteilung der Befunde

Die Beschreibung und Einschätzung von Absturzkaskaden und Dominoeffekten ist in den Berichten nur sehr kurz gehalten und als unsicher beschrieben. Die zeitliche Komponente, d.h. über welchen Zeitraum solche Kaskaden ablaufen können, ist für das Gefahrenmanagement wichtig, um Evakuierungszeiträume und den Beginn von Räumungsarbeiten nach einem Ereignis zu antizipieren.

Die Einschätzung von einem Ereignisablauf über mehrere Stunden bis Tagen wird als plausibel betrachtet, auch wenn die dazugehörigen Unsicherheiten von uns ebenfalls als gross eingeschätzt werden. Im Falle des Bergsturzes bei Randa 1991 dauerten die zwei grossen Abstürze jeweils fast einen Tag. Die zwei Ereignisse selber lagen drei Wochen auseinander und es fanden immer wieder grössere Teilabstürze (bis 200'000 m<sup>3</sup>) dazwischen statt. Es ist also damit zu rechnen, dass das Gesamt ereignis beim «Spitze Stei» auch mehrere Wochen dauern kann.

Ausserdem ist ein weiteres, retrogressives (d.h. ein langfristiges kaskadenartiges) Versagen als sehr wahrscheinlich zu bewerten, da das Gebiet um den «Spitze Stei» wohl eine Geschichte von retrogressiven Hanginstabilitäten aufweist (vgl. Geschichte der Rutschung seit 2500 Jahren [43]). Dies muss nicht nur die aktuelle Instabilität umfassen; aufgrund der Spannungsumlagerungen und der Änderungen der kinematischen Möglichkeiten nach einem grösseren Abbruch, können auch Gebiete oberhalb des «Spitze Stei», die aktuell stabil sind, instabil werden und sogar abstürzen.

Nach einem Abbruch wird die verbleibende Masse nicht nur von einer Spannungsumlagerung erfasst, sondern werden verschiedene Einflussfaktoren an der nun freigelegten Abrissfläche angreifen: Die vorher durch Felsmassen isolierte Oberfläche wird nun durch tiefere und zyklisch ändernde Temperaturen bearbeitet. Dazu kommen Gefrier-Tau-Zyklen, die vorher nicht in diese Tiefe vorgedrungen sind. Negative Temperaturen können nun nahe der neuen Oberfläche zur saisonalen Bildung von Eiskeilen, stellenweise sogar zu Permafrostneubildung, führen. Die hydrogeologischen Verhältnisse ändern sich, wobei der frühere Bergwasserspiegel tiefer zu liegen kommt.

Die Gesamtheit dieser Effekte bedeutet, dass sich die Instabilität nach hinten fortpflanzen wird und, wenn überhaupt, nur langsam zur Ruhe kommt. Bei vielen Fällen wurde beobachtet, dass die Felsdeformationsraten während ca. 3 – 5 Jahren abklingen. Die Gefährdung bleibt damit über Jahre nach einem grösseren Ereignis (z.B. mehrere Mio. m<sup>3</sup>) bestehen – ein weiterer grösserer Abbruch ist möglich. Dies bedeutet konkret, dass das Gefahrenmanagement, insbesondere die Überwachung, kurz nach dem Ereignis mit grosser Intensität weitergeführt werden muss und mit angepasster Intensität über Jahre aufrecht erhalten werden muss.

Weitere Verkettungen von Primärprozessen, wie die Entwicklung zu einer Schuttstromdynamik im Ablagerungsraum (vgl. Piz Cengalo Bergsturz 2017 [31]), werden im Abschnitt 8 dieses Berichtes behandelt.

### 7.3 Empfehlung für weitere Arbeiten

Wie bereits im Bericht [2], Kapitel 7 ausgeführt, erfordert eine bessere Einschätzung von Kaskadeneffekten bis zur oben beschriebenen Entwicklung der Rutschung nach einem grossen Abbruch ein fortlaufendes Verfeinern des geologischen Modelles (Lage, Form, Aufbau der Gleitflächen, mögliche weitere Gleitflächen und Teilsysteme). Dies kann mit den bereits in Kapitel 4.3 vorgeschlagenen Methoden erzielt werden.

## 8. Wirkungsbereiche von Primärprozessen

### 8.1 Zusammenfassung der Befunde

Die Wirkungsräume des Szenarios Bergsturz sind in Bericht [1], Kapitel 5 (Methode) und Kapitel 6 (Resultate) behandelt. Die Wirkungsräume wurden mit den zwei Softwarepaketen RAMMS: debris flows und DAN3D berechnet. Diese Programme berechnen die Felslawinenausbreitung mittels zwei unterschiedlicher mathematischer Methoden, kommen aber im Allgemeinen zu sehr vergleichbaren Resultaten, sofern bei beiden die Voellmy-Rheologie mit identischer Parametrisierung berücksichtigt wird. Für die Modellierung in Bericht [1] wurde jedoch bei DAN3D die Möglichkeit genutzt, auch alternative Rheologien anzuwenden; konkret die Coulomb-Reibungsrheologie.

Zur Kalibration wurde angenommen, dass Bergstürze mit einem Volumen von  $<1$  Mio  $m^3$  sich ähnlicher einem Blocksturz verhalten und eine Felslawinendynamik ab Volumina  $>1$  Mio  $m^3$  zu erwarten ist. So wurden die Eingangsparameter für Ereignisse mit  $<1$  Mio  $m^3$  mittels eines Vergleiches mit Steinschlagmodellierung kalibriert und für Ereignisse  $>1$  Mio  $m^3$  anhand weltweiter Fallstudien abgeschätzt. Dabei wurden  $\xi = 500$   $m/s^2$  gewählt, wobei dieser Parameter das Auslaufverhalten nur wenig verändert. Für Bergstürze mit  $<1$  Mio  $m^3$  wurde  $\mu=0.25$  (pessimistisch 0.2) gewählt, für Bergstürze mit  $>1$  Mio  $m^3$   $\mu=0.2$  (pessimistisch 0.15). Bezüglich Volumen-/Abbruchszenarien bezieht man sich auf die Volumenszenarien SZ1 – SZ5 im Bericht [1], Kapitel 4.

### 8.2 Beurteilung der Befunde

Die Gegenüberstellung zweier Modellansätze inkl. unterschiedlicher Rheologien ist ein sinnvoller Ansatz, der den Erkenntnissen aus den Modellresultaten Robustheit verleiht. Für die Coulomb-Reibungsrheologie sind generell wenige Literaturwerte vorhanden. Diese sind jedoch im Bericht [1] in die Parameterwahl sinnvoll eingeflossen. Es bestünde die Möglichkeit, auch noch die Rückrechnung von Köpfli et al. [44] für den Oeschinensee-Bergsturz, sowie die Werte aus Sosio et al. [50] miteinzubeziehen. Dies würde jedoch an den gewählten Parameterszenarien wohl wenig ändern. In der Literatur wird meistens die Voellmy-Rheologie benutzt, da diese bei der Rückrechnung von vergangenen Bergstürzen in den meisten Fällen die besseren Resultate erzielte (pers. Komm. Jordan Aaron).

Wie auch im Bericht [1] dargelegt, wird der Einfluss von  $\xi$  in der Literatur als gering eingeschätzt. Die Wahl eines gängigen Wertes wie  $\xi = 500$   $m/s^2$  wird somit als sinnvoll erachtet.

Die Wahl von  $\mu$ , im speziellen des pessimistischen Wertes, muss jedoch diskutiert werden. Die Bandbreite der möglichen Werte, die dieser Parameter annehmen kann, ist sehr unsicher und Gegenstand des aktuellen wissenschaftlichen Diskurses. So wurde dieses Thema auch für die Fälle Pizzo Cengalo [52] und Brienz/Brinzauls [53] eingehend diskutiert. Konkret sind im Bericht [1] die folgenden Punkte unklar:

- 1) Es ist nicht klar, wieso Ereignisse oberhalb und unterhalb 1 Mio  $m^3$  unterschiedlich kalibriert wurden. Auch wenn die meisten in der Literatur dokumentierten Bersturzereignisse mit Felslawinendynamik mehrere Mio.  $m^3$  umfassen, gibt es durchaus einige Fälle (vgl. Bericht [1], Tabelle 2), deren Volumen unter 1 Mio.  $m^3$  liegt, und damit SZ1 und SZ2 entsprechen. Auch in der Zusammenstellung von Fallstudien in [51] wird von Fällen mit wenigen 100'000  $m^3$  berichtet, die durchaus eine Felslawinendynamik erlangten.

- 2) Es ist damit auch nicht klar, wieso ein Modell zur Berechnung von einer Felslawinendynamik mit einem Steinschlagmodell (ROFMOD 5) kalibriert wird. Es wäre sinnvoller, die Steinschlagdynamik und Felslawinendynamik als zwei verschiedene Prozesse zu betrachten und einzeln zu kalibrieren resp. mit entsprechenden Literaturwerten zu parameterisieren.
- 3) Eine Volumenabhängigkeit von  $\mu$  wird weder durch die Fallstudien im Bericht [1], Tabelle 2, noch durch die Fallstudiensammlung von [51] bestätigt. In letzterer Studie wird jedoch argumentiert, dass das Auslaufverhalten eher vom Material entlang des Pfades abhängt.

Im Vergleich zu diesen Literaturwerten zeigt sich also, dass die gewählten best-guess Werte von 0.2 / 0.25 eine sinnvolle Wahl sind, jedoch die pessimistischen Werte von 0.15 / 0.2 nicht zwingend realistischen worst-case Szenarien entsprechen. Die Abbildung 10 zeigt, dass sogar Werte von  $\mu < 0.1$  bei Fällern vorkamen, bei denen die Absturzmasse nicht auf Gletschereis oder Schnee auslief. Dazu soll auch die Modellierung des Bergsturzes Kandersteg aus dem benachbarten Ausbruchgebiet erwähnt sein [45]. Diese Rückrechnung ergab Werte von  $\mu = 0.13$  für die Gleitfläche und  $\mu = 0.04$  für die Talfüllung. Oft handelt es sich bei solchen Fällern um ein Auslaufen, bei welchem Material erodiert wurde oder möglicherweise kurz nach der Ablagerung eine schuttstromartige Dynamik entwickelte, die man insgesamt mit tiefen Werten für  $\mu$  wiedergegeben werden konnte. So konnte auch für den Fall Pizzo Cengalo im 2017 die Gesamtentwicklung von einer Felslawine zu einem Schuttstrom [31] mit einem Wert von  $\mu = 0.1$  wiedergegeben werden [52], auch wenn hier zwei womöglich unterschiedliche dynamische Prozesse mit einem einzigen Prozess – einer Felslawinendynamik – repräsentiert werden.

Für den Fall Pizzo Cengalo [31] wurde vorgeschlagen, dass sich womöglich Porendruck aus dem überfahrenen Substrat ins Absturzmaterial fortgepflanzt hat und damit einen Schuttstrom ausgelöst hat. Dies wird auch für den Bergsturz Kandersteg vermutet [45]. In Kapitel 7 des Berichts [1] wird diskutiert, dass dies im Auslaufgebiet ein unwahrscheinliches Szenario darstellt. Unseres Erachtens ist mit den dargestellten hydrogeologischen Verhältnissen nicht überzeugend klar, dass dieses Szenario ausgeschlossen werden kann. Auch wird in der Parameterisierung ein Auslaufen auf einer Schneedecke nicht mitberücksichtigt.

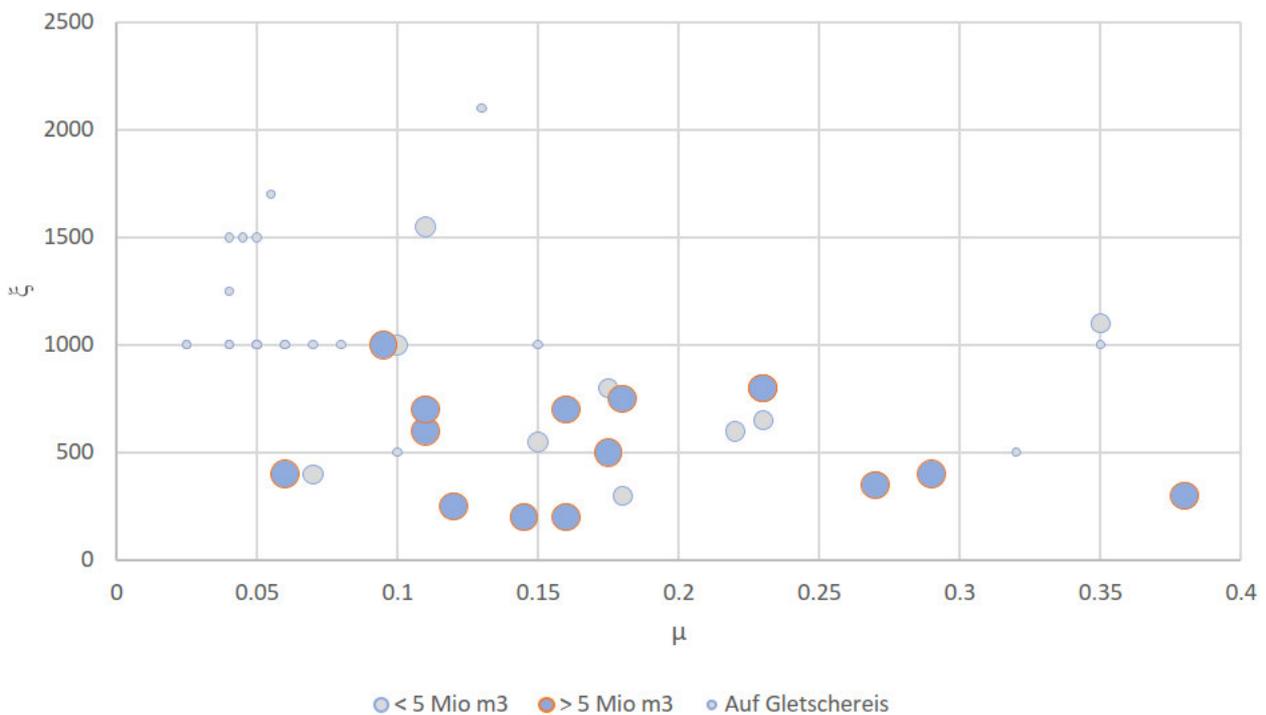


Abbildung 10: Werte von  $\xi$  und  $\mu$ , die für eine Sammlung von Fallstudien [51] kalibriert wurden.

## 8.3 Empfehlung für weitere Arbeiten

- Angesichts der grossen Unsicherheit bezüglich der Wahl von  $\mu$  sollte die pessimistische Parameterisierung nochmal überdacht werden und gegebenenfalls von  $\mu=0.15/0.2$  auf  $\mu=0.1$  oder kleiner (z.B. für den Fall Auslaufen auf Schneedecke) gesetzt werden. Es empfiehlt sich generell, den möglichen Parameterraum so breit wie möglich zu halten, um die Unsicherheiten und die Robustheit der Resultate transparent diskutieren zu können.
- Für Pizzo Cengalo [52] und Brienz/Brinzauls [53] wurde ein probabilistischer Ansatz für die Auslaufmodellierung gewählt. Dieser erlaubt es, die oben diskutierten Unsicherheiten quantitativ und transparent dazulegen. Dabei wird ein breiter Bereich für die Modellparameter  $\mu$ ,  $\xi$ , etc. gewählt und mittels Experteneinschätzung gewichtet. In ähnlicher Weise wurden im Fall Brienz/Brinzauls auch die einzelnen Abbruchszenarien gewichtet. Die Vielzahl der damit errechneten Auslaufgebieten können je mit einer Eintretenswahrscheinlichkeit belegt werden und zu einer probabilistischen Auslaufkarte kombiniert werden.

## 9. Sekundärprozesse: Art, Wahrscheinlichkeit und Ablauf

### 9.1 Zusammenfassung der Befunde

In Bericht [1], Kapitel 5.2 und 6.2 wurden folgende Sekundärprozesse behandelt: 1) Impulswelle durch Bergsturzablagerungen in den Oeschinensee, 2) Druckwelle während einem Bergsturz, 3) Murgänge aus der abgelagerten Bergsturzmasse. Im Folgenden wird kurz auf die entsprechenden Analysen eingegangen.

### 9.2 Beurteilung der Befunde

#### 9.2.1 Impulswelle

Die Impulswelle wurde mit einer am VAW entwickelten, bewährten Methode berechnet. Dabei wurden aus den Auslaufmodellierungen der Szenarien SZ2 und SZ3 das Volumen der Absturzmasse, die den See erreicht sowie die Eintauchhöhe und Eintauchbreite abgeschätzt. Es ist jedoch nicht eindeutig klar, aus welchen Auslaufsznarien (RAMMS oder DAN3D, pessimistische oder optimistische Parametrisierung) die Volumina berechnet wurden. Weiter ist nicht klar wie die Wellendistanzen von 1200 -1400 m (2D Fall), resp. die Radialdistanzen von 800 – 1100 m (3D Fall) abgeschätzt werden. Um die Auflaufhöhe bei der Einmündung des Oeschinensees in den Oeschibach zu berechnen, müsste der See zweimal überquert werden, was eher Distanzen von 2 – 3 km ergeben würde.

Nichtsdestotrotz ist der Aussage, dass die berechneten Auflaufhöhen pessimistisch sind, beizupflichten. Die Berechnungen wurden mit einer empirischen Abschätzung der Auflaufhöhe mit der Methode SPLASH [55] verglichen. Unter den pessimistischsten Annahmen wurden die berechneten Auflaufhöhen leicht übertroffen (Fall 3D optimistisch) oder bei weitem untertroffen (alle anderen Fälle). Die so berechneten Auflaufhöhen liegen bei 3.5 – 5.4 m (bei 13'000 m<sup>3</sup>) resp. bei 8.3 – 12 m (bei 53'000 m<sup>3</sup>). Bei diesen Werten ist eine Flutwelle, die den Oeschinensee Richtung Oeschibach verlässt, eher unwahrscheinlich, da Bergsturzmaterial im Tal des Oeschibach zu liegen kommt und das Freibord wahrscheinlich weiter erhöht. Dies ist insbesondere der Fall bei den Szenarien SZ4 – SZ5, die hier nicht betrachtet wurden, bei welchen möglicherweise grössere Volumina den See erreichen würden.

#### 9.2.2 Druckwelle

Die Druckwelle wurden mit einer am SLF neu entwickelten Methode (RAMMS::RKE) berechnet, welche an wenigen Bergstürzen und einigen Staublawinen getestet wurde. Bei der Modellierung der Druckwelle beim

Pizzo Cengalo konnten die Feldbeobachtungen mit dieser Methode sehr gut wiedergegeben werden [52]. Für eine vertiefte Beurteilung der Methode fehlt uns jedoch die Expertise.

### 9.2.3 Murgänge aus Felssturzaablagerung

In der Sitzung vom 9. Dezember 2019 wurde darauf hingewiesen, dass die Murgangproblematik im Bericht [1] nicht sehr umfassend behandelt wurde und eine vertiefte Analyse bereits in Bearbeitung ist. Die Resultate dieser weiterführenden Analyse liegen uns nicht vor. Dennoch werden im Folgenden Punkte aufgelistet, die zu berücksichtigen sind:

- In Bericht [1] werden zwei Szenarien behandelt: 10'000 m<sup>3</sup> ohne Erosion und 37'000 m<sup>3</sup>, die sich aus einem Initialvolumen von 1000 m<sup>3</sup> durch Erosion aufbauen. Letzteres Szenario wird mit einem berechneten HQ<sub>20</sub> begründet. Es ist aber nicht klar, wie diese Szenarien zustande kommen und zu rechtfertigen sind. Auch wenn die Szenarien durchaus plausibel und einer ersten groben Klärung der Gefährdungssituation durchaus dienlich sind, ist die Analyse nicht sehr umfassend. Es wäre wünschenswert, wenn man auch hier eine grössere Bandbreite an Szenarien berücksichtigen würde.
- Es ist nicht klar, welches Höhenmodell verwendet wurde; eines mit den Bergsturzaablagerungen oder ohne. Zwar wird das Szenario SZ4 als Ausgangslage erwähnt, aber es ist nicht klar, ob die Ablagerungen dieses Ereignisses benutzt wurden, um das Höhenmodell zu korrigieren.
- Es wurde nur je ein Murgangereignis modelliert. Wie der Fall Pizzo Cengalo, aber auch andere Fälle gezeigt haben, können mehrere Murgangereignisse nahe aufeinanderfolgen. Beim Pizzo Cengalo kam es innerhalb von 8.5 Tagen zu ca. 15 Murgängen aus dem Bergsturzmateriale, die meisten davon ohne Mitwirkung von Niederschlägen [31]. Die Ablagerungen der einzelnen Murgänge beeinflussen dabei die darauffolgenden Murgänge, was in der Modellierung berücksichtigt werden kann.

### 9.2.4 Weitere mögliche Sekundärprozesse

Zusätzlich zu den behandelten Sekundärprozessen sind noch weitere Sekundärprozesse denkbar, wobei eine scharfe Trennung zu aufeinanderfolgenden, verketteten Primärprozessen schwierig ist (vgl. Kapitel 7 dieses Berichtes). Folgende Prozesse sind denkbar als Sekundärprozesse (ohne Anspruch auf Vollständigkeit):

- Teilweises oder totales Verschütten des unterirdischen Abflusses des Oeschinensees und die damit einhergehende Vergrösserung sowie möglicherweise ein Ausbruch des Sees.
- Langfristige Änderung der Grundwasserverhältnisse im Auslaufbereich – insbesondere im Tal des Oeschibaches – und damit einhergehende Veränderungen der Quellschüttungen.
- Entwicklung von weiteren retrogressiven Instabilitäten oberhalb der Ausbruchsnische mit möglichen weiteren Abstürzen (vgl. auch Kapitel 7).
- Destabilisierung des Doldengletschers aufgrund der ändernden Topographie.
- Erschütterungen aufgrund des Aufpralls der Absturzmasse mit den entsprechenden Folgen (z.B. Zerbersten des See-Eises, Einfluss auf die verstürzten fragilen Bereiche bei der militärischen Anlage Mitholz, [54], u.ä.)

## 9.3 Empfehlung für weitere Arbeiten

- Wir empfehlen, alle möglichen Sekundärprozesse in einem Bericht dazustellen und zumindest gutachterlich abzuschätzen, wie wahrscheinlich und relevant diese sind. Prozesse, die als wahrscheinlich eingeschätzt werden, sollten in die Gefährdungsabschätzung miteinbezogen werden. Unseres Erachtens gehören dazu mindestens Überlegungen zu Wahrscheinlichkeiten und möglichen Folgen eines Verschüttens des unterirdischen Abflusses des Oeschinensees.

- Es ist notwendig, den Sekundärprozess Murgang aus Ablagerungsmaterial eingehender zu untersuchen. Dies ist, wie bereits am 9. Dezember 2019 erwähnt, geplant und in Bearbeitung.

## 10. Überwachungs- und Frühwarnkonzept

### 10.1 Zusammenfassung der Befunde

Das Überwachungskonzept ist in Bericht [2], Kapitel 8.2 beschrieben: Aktuell werden mit einem Tachymeter 22 Reflektoren halbstündlich vermessen. Der Tachymeter steht am gegenüberliegenden Hang beim Rosshubel und ist mit einer Webcam versehen. Zehn GPS-Stationen messen einmal pro Stunde die 3D Verschiebung. Zusätzlich ist eine hochauflösende Kamera auf dem Ostgrat installiert, welche das Rutschgebiet zeigt. Es ist geplant, dass die Bilder mittels automatischer Bildkorrelation ausgewertet werden, um auch jeweils die Verschiebungen in der Bildebene zu erhalten. Die Daten sind auf dem Webportal der Geopraevent AG einsehbar. Sie werden von den Fachexperten zwei- bis dreimal täglich kontrolliert.

Das Gesamtsystem scheint robust zu funktionieren. Jedoch sind wenige Ausfälle zu verzeichnen, so z.B. bei einem Föhnsturm am 23.11.2019, welcher zum Versagen des GPS-Messsystems führte. Unterbrüche kommen auch bei den Tachymetermessungen bei schlechter Sicht vor, was nicht zu vermeiden ist. Die atmosphärischen Einflüsse auf die Tachymetermessungen sind sichtbar, halten sich jedoch in Grenzen.

Weiter sind folgende Systeme und Messungen angedacht:

- Automatisches SMS-Warnsystem, welches auf Veränderungen aufmerksam macht.
- Hochauflösende Kamera vom Rosshubel, um einen besseren Blick ins gesamte Gebiet zu erhalten und um allenfalls Wasseraustritte zu erkennen.
- Eine Überwachung mittels Georadar wurde bereits getestet und eine rasche Installation ist vorbereitet. Die Testergebnisse bei Schnee zeigen jedoch, dass nur Bewegungen von > 5cm/Tag verlässlich gemessen werden können.
- Sondierbohrungen mit Temperatur-, Druck- und Deformationsmessungen, deren Messdauer möglicherweise aufgrund der starken Bohrlochdeformationen beschränkt ist.

Basierend auf dem Überwachungssystem werden verschiedene Gefahrenstufen (gering, mässig, erheblich, gross, sehr gross) definiert (Folie 13 in Präsentation in [13], in keinem Bericht festgehalten). Die jeweilige Gefahrenstufe wird qualitativ aufgrund der Bewegungsraten, der Zeit bis zum möglichen Abbruch sowie des möglichen Absturzvolumens festgelegt. Auf den Gefahrenstufen ist ein Kommunikations-/Handlungsschema aufgebaut (Folie 14 in [13]), welches zusammen das Frühwarnsystem bildet.

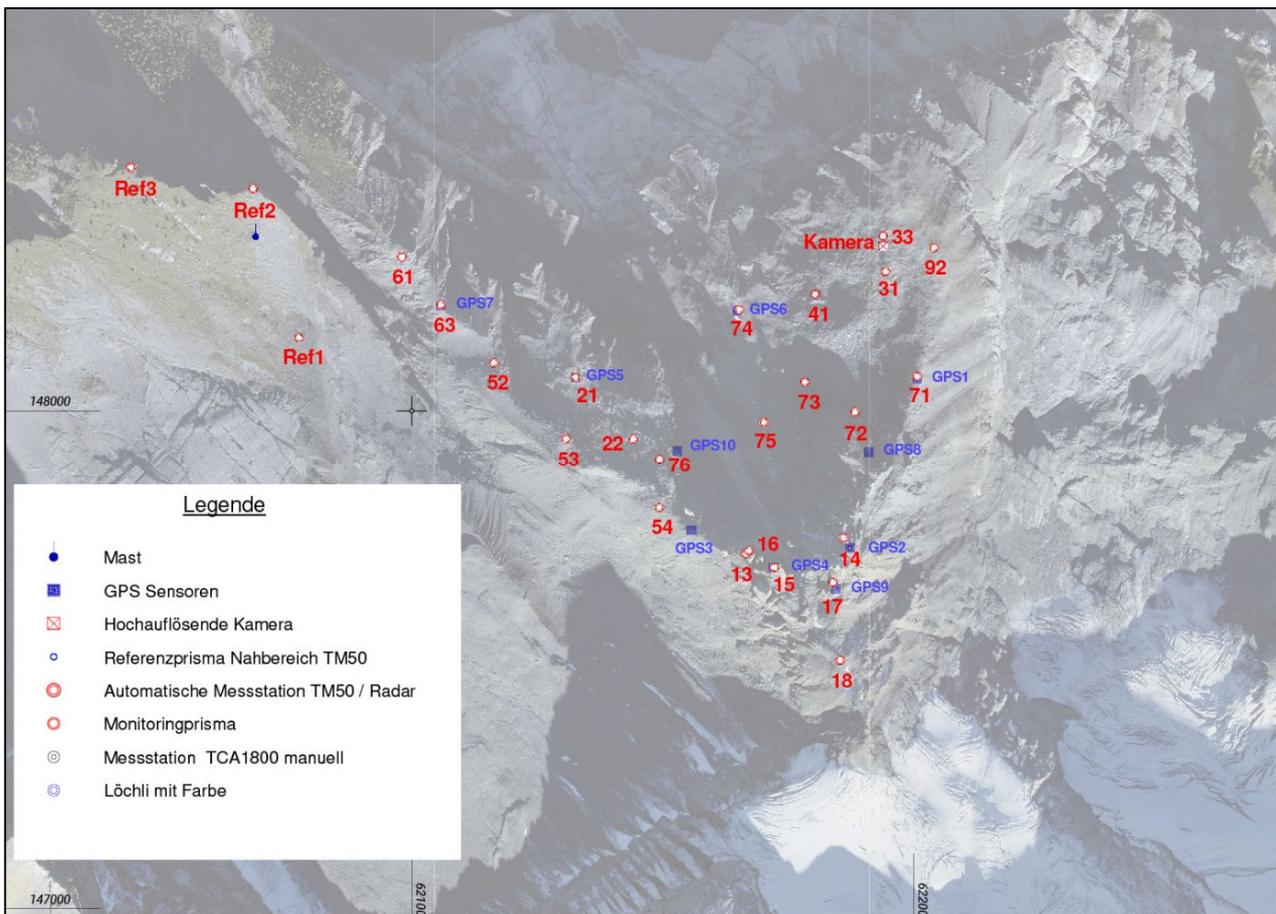


Abbildung 11: Basisüberwachungskonzept beim «Spitze Stei» (Quelle: Webportal data.geopraevent.ch).

## 10.2 Beurteilung der Befunde

Das laufende Überwachungssystem basiert auf modernen Messsystemen und wird als sehr wirkungsvoll betrachtet. Es ist für die Frühwarnung wichtig, dass bei jeder Witterung Informationen über die Felsdeformation vorhanden sind. Bei Niederschlägen, welche als möglicher auslösender Faktor identifiziert wurden, liefern die Tachymeter- und Kameraaufnahmen jedoch keine Daten. In dieser Situation muss man sich alleine auf die GPS-Messungen verlassen können. Aufgrund des Risikos eines Systemausfalls, welches grundsätzlich jedes System hat, ist es empfehlenswert, dass in Zeiten erhöhter Aktivität, wie dies im Frühling/Sommer wiederum zu erwarten ist, ein unabhängiges Messsystem zur Verfügung steht. Dies kann einzig durch Radarmessungen gewährleistet werden. Da die Radarmessungen aber teuer sind, empfiehlt es sich vorgängig abschätzen, ob ein kurzfristiger und rascher Einsatz des Radars während Tagen mit schlechter Sicht möglich ist, zumal die Wahrscheinlichkeit von tagelanger schlechter Sicht und gleichzeitigem Ausfall der GPS-Messungen doch relativ klein ist.

Grundsätzlich stellt sich die Frage, ob das Frühwarnsystem auch in der Lage ist, kurzfristige Ereignisse, wie die raschen Deformationen vom 13.11.2019, zu erfassen. Wie oben ausgeführt (Kapitel 6), werden schnelle Beschleunigungen vor allem als Vorboten von kleineren Abbrüchen gesehen. Die Beschleunigungsphase vor dem Abbruch von ca. 20'000 m<sup>3</sup> am 20.12.2019 dauerte nur wenige Stunden. Die abrupten Verschiebungen vom 13.11.2019 werden als atypisch für einen drohenden grossen Abbruch gesehen. Wir betrachten es als unwahrscheinlich, dass ein Abbruch vom mehreren 100'000 m<sup>3</sup> mit dem aktuellen Frühwarnsystem verpasst wird. Es ist jedoch anzumerken, dass kein Frühwarnsystem unfehlbar ist und extrem schnelle Beschleunigungen vor einem Abbruch vom mehreren 100'000 m<sup>3</sup> aufgrund der weltweiten Erfahrungen sehr unwahrscheinlich, aber nicht unmöglich sind. Ein solches Extremszenario ist schwierig, wenn nicht unmöglich

mit einem Frühwarnsystem adäquat aufzufangen, da die Reaktionszeit von der Ereigniserkennung bis zum Handeln (z.B. Evakuierung des Gebietes) nicht beliebig klein ist und nicht nur vom Frühwarnsystem abhängt.

## 10.3 Empfehlung für weitere Arbeiten

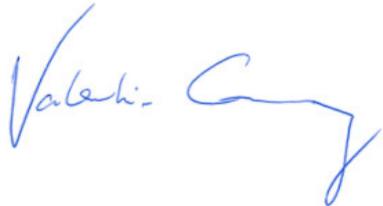
- Es wird empfohlen, die Gefahrenstufen zumindest qualitativ deutlicher mit den Volumenszenarien (SZ1 – SZ5 [1]) und/oder den Abbruchszenarien [2] zu verknüpfen.
- Zusätzlich ist es empfehlenswert, die Schwellenwerte, welche die Gefahrenstufen definieren, quantitativ festzulegen. Dabei ist weniger die aktuelle Geschwindigkeit massgebend als vielmehr die Geschwindigkeitsentwicklung (Beschleunigung oder Verlangsamung). Beim Frühwarnsystem in Brienz (GR) kommen systematische periodische Abbruchvorhersagen zur Anwendung. Mithilfe solcher auf einem mathematischen Modell beruhenden Analysen könnte die Gefahrenstufe nicht nur basierend auf der Geschwindigkeit sondern auch auf einer quantitativen Vorhersage des Abbruchzeitpunktes gemacht werden.
- Es ist empfehlenswert, bei einer Zuspitzung der Situation Radarmessungen ins Frühwarnsystem miteinzubeziehen, wie es bereits angedacht ist.
- Zusätzliche Überwachungssysteme, die auch dem Prozessverständnis dienlich wären, beinhalten Temperatur-, Druck- und Deformationsmessungen in Bohrlöchern, Extensometermessungen an kritischen Klüften sowie periodische Befliegungen, um frühzeitig Änderungen in den räumlichen Deformationsmustern aus den Höhenmodellen und Luftbildkorrelationen erkennen zu können.

## 11. Zusammenfassung der Empfehlungen

Die Empfehlungen, die in den obigen Kapiteln gemacht wurden, ähneln sich teilweise, da sie für verschiedene Aspekte klärend sein können. Daher werden sie hier nochmals zusammengefasst (Vorschläge in **Fett** sind mit Priorität empfohlen):

Empfehlung	Zweck
<b>Bohrungen an 2 – 3 Stellen mit Deformations-, Temperatur- und Druckmessungen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Geologisches / kinematisches Modell</li> <li>Verständnis der Permafrostverhältnisse und der hydrogeologischen Verhältnisse (Druckentwicklung, wasserführende Schichten, etc.) und damit Verständnis der Einflussfaktoren</li> </ul>
<b>Hydrogeologische Untersuchungen (Markierversuche, Quellbeobachtungen)</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Verständnis der Einflussfaktoren (Änderung Wasserwegsamkeit)</li> </ul>
<b>Retrospektive räumlich-zeitliche Analyse der Deformationsmuster mittels InSAR und Luftbildanalyse</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Geologisches / kinematisches Modell</li> <li>Verständnis der Einflussfaktoren (insbesondere Interaktion Lockergesteins- und Felsrutschungen)</li> </ul>
Periodische Überfliegungen zur Analyse des räumlich-zeitlichen Deformationsverhaltens anhand von Fotos Periodische terrestrische Laserscans	<ul style="list-style-type: none"> <li>Geologisches / kinematisches Modell</li> <li>Verständnis der Einflussfaktoren</li> <li>Ergänzung des Frühwarnsystems</li> </ul>
<b>Systematische Schicht- und Kluffeinmessung und Kartierung/Charakterisierung der Gleit- und Anrissflächen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Geologisches / kinematisches Modell</li> <li>Anpassung der Volumenszenarien</li> <li>Verständnis der Stabilitätsverhältnisse</li> <li>Einordnung von retrogressivem Versagen (Kaskadenprozesse), auch über die aktuelle Rutschung hinaus</li> </ul>
Kontinuierliche Radarmessungen	<ul style="list-style-type: none"> <li>Ergänzung des Frühwarnsystems (evtl. bei schlechter Witterung notwendig)</li> <li>Geologisches / kinematisches Modell</li> </ul>
Installation zusätzlicher Überwachungssysteme, z.B. Extensometer, Temperaturmessungen in Klüften	<ul style="list-style-type: none"> <li>Ergänzung des Frühwarnsystems</li> <li>Verständnis der Einflussfaktoren (Eiskeilbildung, Eisschmelze, Wasserflüsse, Ventilation)</li> </ul>
Ergänzung der Gefährdungsstufen mit (semi-)quantitativen Schwellwerten basierend auf systematischen Abbruchvorhersagen	<ul style="list-style-type: none"> <li>Quantitative Entscheidungsgrundlage</li> <li>Transparentere Entscheidungsraaster</li> </ul>
<b>Genauere Beschreibung der Abbruchsszenarien, mit Volumenschätzungen belegen und mit Auslaufmodellierung sowie Gefahrenstufen verknüpfen</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Klare Abgrenzung der Szenarien und Gefährdungsbilder</li> <li>Einschätzung der Gefährdung</li> </ul>
<b>Auslaufmodellierung mit einem breiteren Modellparameterraum</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Umfassende Einschätzung der möglichen und extremen Wirkungsräume</li> </ul>
Probabilistische Gefährdungsabschätzung durch Gewichtung der Szenarien und der Modellparameter	<ul style="list-style-type: none"> <li>Gefährdungsanalyse mit quantitativer Einschätzung der Wahrscheinlichkeiten</li> <li>Transparentes Ausweisen der Unsicherheiten bei der Modellierung der Wirkungsräume</li> </ul>
Vollständiges Aufführen und Einschätzen der mögliche Sekundärprozesse	<ul style="list-style-type: none"> <li>Umfassende und transparente Abschätzung der Gefährdungs- und Risikosituation</li> </ul>
Weiterführende numerische Stabilitätsanalysen	<ul style="list-style-type: none"> <li>Verständnis der Einflussfaktoren</li> <li>Unterstützung der Szenarienbildung (erst bei vollständigen Beobachtungsgrundlagen anzugehen)</li> </ul>

**CSD INGENIEURE AG**

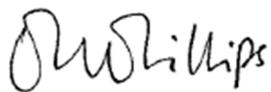


Dr. Valentin Gischig, Projektleitung



Stefan Schneider, Koreferat

**INSTITUT FÜR SCHNEE UND LAWINENFORSCHUNG SLF**



Dr. Marcia Phillips



Dr. Robert Kenner

Liebefeld, den 21. Februar 2020

