

Geodätische und fernerkundliche Beiträge zum Verständnis rutschungsinduzierter Seismizität an tonreichen Lockergesteinsrutschungen

Von der Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde einer Doktor-Ingenieurin (Dr.-Ing.)
genehmigte Abhandlung

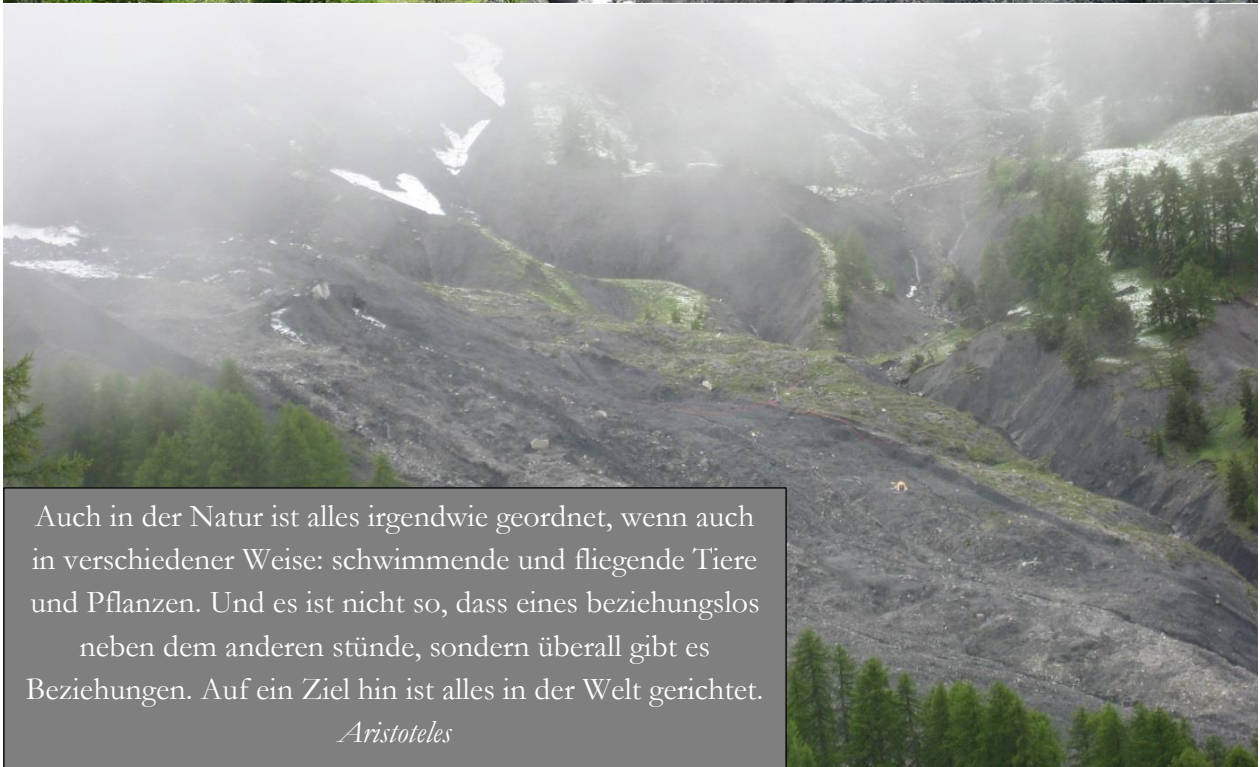
Vorgelegt von
Sabrina Rothmund
aus Überlingen

Hauptberichter:	Prof. Dr. Manfred Joswig
Mitberichter:	Prof. Dr. Michael Krautblatter

Tag der mündlichen Prüfung: 05.06.2018

Institut für Geophysik der Universität Stuttgart

2018



Auch in der Natur ist alles irgendwie geordnet, wenn auch in verschiedener Weise: schwimmende und fliegende Tiere und Pflanzen. Und es ist nicht so, dass eines beziehungslos neben dem anderen stünde, sondern überall gibt es Beziehungen. Auf ein Ziel hin ist alles in der Welt gerichtet.

Aristoteles

INHALTSVERZEICHNIS

Inhaltsverzeichnis	5
Abkürzungen	8
Kurzfassung	11
Abstract	14
1 Einleitung	17
1.1 Ziel des Forschungsprojektes	19
1.2 Gliederung der Arbeit	19
2 Massenbewegung und Arbeitsgebiet	21
2.1 Generelle Grundlagen und Merkmale von Massenbewegungen	21
2.2 Erfassung und Monitoring von Hangrutschung	28
2.3 Massenbewegungen Weltweit und in Europa	29
2.4 Die Super-Sauze Hangrutschung	31
2.4.1 Geographische Lage und Geologie	31
2.4.2 Bisherige Untersuchungen	33
2.4.3 Historische Entwicklung und heutige Erscheinungsform	38
2.4.4 Geotechnische und hydrogeologische Struktur des Rutschungskörpers	41
2.4.5 Kinematik	44
2.4.6 Rissstrukturen	47
2.5 Messkampagne 2010	50
2.5.1 Klimatische, hydrologische und dynamische Verhältnisse während der Messkampagne 2010	54
3 Rutschungsinduzierte Seismizität	56
3.1 Bisherige Arbeiten von seismischem Monitoring	56
3.2 Mikroseismisches Monitoring 2010	63
3.2.1 Nanoseismic Monitoring	63
3.2.2 Seismisches Netzwerk und seismische Daten	63
3.2.3 Lokalisierungsgenauigkeit	65
3.3 Übersicht der seismischen Signaltypen in 2010	68
3.3.1 Steinschlag/Felssturz	68
3.3.2 Mikrobeben und Slidequakes	71
3.3.3 Tremore	73
3.3.4 Unklassifizierte rutschungsinduzierte Signale	76
3.4 Häufigkeit und zeitliches Auftreten der rutschungsinduzierten Ereignisse in der Messkampagne 2010	76
3.5 Zusammenfassung	79

4 Geodätische Messungen (dGNSS, TLS)	80
4.1 Globales Navigationssatellitensystem (GNSS und dGNSS)	81
4.1.1 Verfahren	81
4.1.2 dGNSS-Messungen in 2010	84
4.1.3 Genauigkeiten	87
4.1.4 Verschiebungs- und Geschwindigkeitsvektorfelder	89
4.2 Terrestrisches Laserscanning (TLS)	96
4.2.1 Verfahren	96
4.2.2 TLS-Messungen und Prozessierung in 2010	97
4.2.3 Ermittlung von Verschiebungs- und Geschwindigkeitsfeldern mittels digitaler Bildkorrelation	101
4.3 Zusammenfassung	104
5 UAV- und terrestrische Photogrammetrie	105
5.1 UAV-basierte Luftbilder	105
5.1.1 Aufnahmesystem, Kamera und Bildaufnahme	109
5.2 Terrestrische Bildsequenzen	112
5.2.1 Aufnahmesystem, Kamera und Bildaufnahme	113
5.3 SfM-MVS-Algorithmen und indirekte Georeferenzierung	113
5.4 Qualität und Genauigkeit der 3D-Punktwolken	118
5.5 Aktueller Stand und Ausblick zu Genauigkeitssteigerung der 3D-Punktwolken	130
5.6 Herstellung von Orthophotos und Mosaikbildung	130
5.7 Analyse der Orthophotomosaik und terrestrischen Bilder 2010	133
5.7.1 Abtragungs- und Sedimentationsprozesse	133
5.7.2 Rissentwicklung	138
5.7.3 Beobachtung oberflächlicher Bodenfeuchte	140
5.8 Zusammenfassung	143
6 Strainanalyse	144
6.1 Grundlagen	145
6.1.1 Strainanalyse in der Geodäsie und in der Kombination mit der Seismologie	152
6.1.2 Strainanalyse an Hangrutschungen	158
6.2 Berechnung der 2D-Strainratenfelder und deren Verifizierung	165
6.2.1 Berechnung des 2D-Strainratenfeldes	165
6.2.2 Verifizierung der Datenqualität	168
6.3 Strainratenfelder für die Messkampagne 2010	178
6.3.1 Strainraten für den gesamten Messzeitraum	178
6.3.2 Strainraten für die Zeitabschnitte	185
6.3.3 Strainraten für die gesamte Hangrutschung	192
6.4 Verifizierung der Strainratenfelder mittels Oberflächenstrukturen und Untergrundtopographie	194
6.5 Zusammenhang zwischen Oberflächen- und Untergrunddeformation	198

6.6	Änderung des Porenwasserdrucks infolge von Deformation	200
6.7	Zusammenfassung	205
7	Gemeinsame Analyse und Interpretation im Hinblick auf rutschungsinduzierte Seismizität	206
7.1	Zusammenschau 2010	206
7.1.1	Seismizität im zeitlichen Verlauf sowie die hydromechanischen und kinematischen Faktoren	206
7.1.2	Strainratenfelder und geodätische Momentenrate in Bezug auf die rutschungsinduzierte Seismizität	214
7.1.3	Zusammenhang zwischen Seismizität und Rissentwicklung sowie sekundären Rutschungen	223
7.2	Seismizität 2010 im Vergleich zu 2008	226
7.3	Bewertung der extrahierten Parameter im Hinblick auf die rutschungsinduzierte Seismizität	232
8	Zusammenfassung und Ausblick	237
8.1	Auswertung der fernerkundlichen und geodätischen Daten	237
8.2	Strainanalyse	239
8.3	Rutschungsinduzierte Seismizität	241
8.4	Schlussfolgerungen und Empfehlungen	244
9	Literaturverzeichnis	245
	Danksagung	268
	Anhang	270
A.1	Anhang 1: Rutschungsinduzierte Signale im Messgebiet 2010	271
A.2	Anhang 2: Übersicht UAV-basierte Luftbilder	279
A.3	Anhang 3: 3D-Punktwolkenqualität	281
A.4	Anhang 4: Karten der Durchschnittsgeschwindigkeiten und Strainratenfelder für alle Zeitabschnitte	284
	Lebenslauf	293

ABKÜRZUNGEN

Abkürzung	Deutsch	Englisch
CERD	Forschergruppe:	<i>Centre for Research on the Epidemiology of Disasters</i>
COSI-Corr	Softwarename:	<i>co-registration of optically sensed images and correlation</i>
DC	gekreuztes Kräftepaar	<i>double-couple</i>
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft	<i>German Research Foundation</i>
DGM	digitales Geländemodell	<i>digital terrain model</i>
dGNSS	differential GNSS	<i>differential GNSS</i>
DIC	digitale Bildkorrelation	<i>digital image correlation</i>
DOM	digitales Oberflächenmodell	<i>digital surface model, DSM</i>
DOP	etwa Verringerung der Genauigkeit	<i>dilution of precision</i>
DSM	digitales Oberflächenmodell	<i>digital surface model</i>
DMT	GmbH & Co. KG, ein Unternehmen	<i>a company</i>
DTM	digitales Geländemodell	<i>digital terrain model</i>
ENVI	Softwarename:	<i>environment for visualizing images; Software</i>
ERT	Geoelektrik	<i>electrical resistivity tomography</i>
ETS	episodic tremor and slip	<i>episodic tremor and slip</i>
EXIF	exchangeable image file format	<i>exchangeable image file format</i>
FFT	schnelle Fourier-Transformation	<i>fast Fourier transform</i>
GB	Gigabyte	<i>gigabyte</i>
GB-InSAR	bodengestütztes InSAR	<i>ground based interferometric synthetic aperture radar</i>
GB-SAR	bodengestütztes SAR	<i>ground-based synthetic aperture radar</i>
GCP	Passpunkt	<i>ground control point</i>
GDOP	geometrisches-DOP	<i>position (3D) dilution of precision</i>
GNSS	globales Navigationssatellitensystem	<i>global navigation satellite system</i>
GOK	Geländeoberkante	<i>top ground surface</i>
GPS	globales Positionsbestimmungssystem	<i>global positioning system</i>
GSD	geometrische Auflösung, Bodenpixelgröße	<i>ground resolution distance</i>

Abkürzung	Deutsch	Englisch
GWL	Grundwasserspiegel	<i>groundwater level</i>
IfG	Institut für Geophysik	<i>Institute for Geophysics</i>
ICP	iteratives Angleichungsverfahren	<i>iterative closest points</i>
IGN	nationales geographisches Institute	<i>National Institute of Geographic Information</i>
IDL	Softwarename:	<i>interactive data language; Software</i>
IMU	inertiale Messeinheit	<i>inertial measurement unit</i>
InSAR	Radarinterferometrie	<i>interferometric synthetic aperture radar</i>
ISPRS	Internationale Gesellschaft für Photogrammetrie u. Fernerkundung	<i>International Society for Photogrammetry and Remote Sensing</i>
KQ	Koordinatenqualität	<i>coordinate quality</i>
LiDAR	light detecting and ranging	<i>light detection and ranging</i>
LSD	stratigraphische Einheit:	<i>lower stratigraphic deposit $\triangleq$ Callovian black marl</i>
M _L	Lokalbebenmagnitude	<i>local magnitude</i>
Mpx	Megapixel	<i>megapixel</i>
MVS	Multi-View-Stereo	<i>multi-view-stereo</i>
N	Nord	<i>north</i>
NIR	nahes Infrarot	<i>near-infrared</i>
O	Ost	<i>east, E</i>
OMIV	Forschungsobservatorium:	<i>Multidisciplinary Observatory of Versant Instabilities</i>
PID	Proportional-Integral-Differential	<i>proportional-integral-derivative</i>
PMVS2	Softwarename:	<i>patch-based multi-view-stereo-software</i>
PWP	Porenwasserdruck	<i>pore water pressure</i>
RANSAC	etwa Übereinstimmung mit einer zufälligen Stichprobe	<i>random sample consensus algorithm</i>
RC	ferngesteuert	<i>remote controlled</i>
RGB	Rot, Grün, Blau RGB	<i>(Red, green, blue) color space</i>
RIM	range imaging	<i>range-imaging</i>
RMS	quadratisches Mittel	<i>root mean square</i>
RTK	Echtzeitkinematik	<i>real time kinematic</i>
S	Süden	<i>south</i>
SA	etwa wählbare Verfügbarkeit	<i>selective availability</i>
SAR	Radarsystem mit synthetischer Apertur	<i>synthetic aperture radar</i>
SD	Standardabweichung	<i>standard deviation</i>
SfM	Structure-from-Motion	<i>structure from motion</i>
SIFT	skaleninvariante Merkmals-transformation	<i>scale invariant feature transform</i>
SISSY	seismische Impulsquelle	<i>seismic impulse source system</i>
SNR	Signal-Rausch-Verhältnis	<i>signal-to-noise-ratio</i>

Abkürzung	Deutsch	Englisch
SNS	Array:	<i>seismic navigating system</i>
SQ	Slidequake	<i>slidequake</i>
TB	terrestrische Bilder	<i>ground-based images</i>
TDEM	Time Domain Elektro-Magnetik	<i>time-domain electromagnetics</i>
TDR	Zeitbereichsreflektometrie	<i>time domain reflectometry</i>
TIR	Thermal-Infrarot	<i>thermal infrared</i>
TLS	terrestrisches Laserscanning	<i>terrestrial laser scanning</i>
UAS	unbemanntes Luftfahrzeug	<i>unmanned aircraft system</i>
UAV	unbemanntes Luftfahrzeug	<i>unmanned aerial vehicle</i>
UNESCO	Organisation der Vereinten Nationen f. Erziehung, Wissenschaft u. Kultur	<i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>
URS	unklassifizierte rutschungsinduzierte Signale	<i>unclassified landslide-induced signals</i>
USD	stratigraphische Einheit:	<i>upper stratigraphic deposit $\triangleq$ Oxfordian black marl</i>
UTC	koordinierte Weltzeit	<i>coordinated universal time</i>
VHR	sehr hochauflösend	<i>very high resolution</i>
W	West	<i>west</i>
WP/WLI	Arbeitsgruppe:	<i>International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory</i>

KURZFASSUNG

Die Verfeinerung von passiven seismologischen Methoden ermöglicht seit 1995 die Erfassung von rutschungsinduzierter Seismizität an den kriechenden bis langsam bewegenden (nach Cruden und Varnes, 1996) tonreichen Lockergesteinsrutschungen Slumgullion (USA), Heumöser Hang (Österreich), Super-Sauze (Frankreich), Valoria (Italien) und Pechgraben (Österreich). Dabei konnten verschiedene Signaltypen beobachtet werden: (1) Slidequakes, bei denen es sich um kurzzeitige (< 2 s) impulshafte Bruchprozesse mit abgeschätzter Lokalmagnitude bis $M_L -3$ mit Bruchlängen im Meterbereich handelt, (2) Tremore, meist deutlich schwächere Mehrfachereignisse die den ETS-(*episodic slip and tremor*) Signalen und den vulkanischen Tremoren ähneln sowie (3) Impaktsequenzen, generiert durch Steinschlag und Felssturz, die an Abrisskanten oder Steilhängen auftreten. Aufgrund des schlechten Signal-Rausch-Verhältnisses ($SNR = \text{signal-to-noise-ratio}$) lassen sich weder die genaue Epizentren bzw. Hypozentren noch Momententensoren bestimmen und es ist folglich nicht möglich allein auf Basis seismischer Daten den Herdmechanismus für die rutschungsinduzierten Signale zu identifizieren. Für die Super-Sauze Hangrutschung konnte gezeigt werden, dass sich die oberflächennahe Untergrunddynamik in Form von jährlich wiederkehrenden ortsfesten spannungsorientierten Rissstrukturen an die Oberfläche durchpaust. Deshalb wird der Grundgedanke einer multidisziplinären Analyse und synoptischen Interpretation verfolgt, wobei die abgeleiteten Informationen aus den geodätischen und fernerkundlichen Beobachtungen eine wesentliche neue Informationsquelle darstellen.

Für die Untersuchung des Auftretens rutschungsinduzierter Signale (Slidequakes und Tremore) sowie der Zusammenhänge zwischen diesen und den hangspezifischen Parametern Bewegung, Durchfeuchtung, Wasserinfiltration, Rissöffnung und -schließung sowie Niederschlag wurde ein achtwöchiges multidisziplinäres Feldexperiment an der Super-Sauze Hangrutschung zwischen Ende Mai und Juli 2010 durchgeführt. Die eingesetzten Untersuchungsmethoden umfassten neben Nanoseismic Monitoring, Geoelektrik, sehr hochauflösende (cm-Bereich) UAV-basierte (*unmanned aerial vehicle*) Luftbilderfassung und terrestrische Bildaufnahmen, dGNSS-Messungen (*differential global navigation satellite system*), terrestrische Laserscans ($TLS = \text{terrestrisches Laserscanning}$), Bodenproben zur Bestimmung des Wassergehaltes, Grundwasserspiegelmessungen sowie Wetteraufzeichnungen.

In dieser Arbeit wird untersucht, welche der fernerkundlichen und geodätischen Verfahren und welche abgeleiteten Parameter sich eignen, um Rückschlüsse auf das räumliche und zeitliche Auftreten von Slidequakes und Tremorsequenzen zu ziehen. Dabei bildet die Auswertung und Analyse von sehr hochauflösenden multitemporalen UAV-basierten Luftbildern sowie terrestrischen Bildsequenzen, multitemporalen rasterförmigen dGNSS-Messungen und terrestrischen Laserscans die wichtigste Datengrundlage. Im Vordergrund standen dabei die Ableitung präziser Bewegungsraten und die Quantifizierung der Rissentwicklungsprozesse sowie oberflächlicher Änderungen infolge der Hangdynamik. Aufbauend auf der multitemporalen Verschiebungsanalyse ist ein Schwerpunkt die Strainanalyse, bei der aus zeitlich und räumlich heterogenen Geschwindigkeitsvektorfeldern von dGNSS- und TLS-Messungen die oberflächlichen Deformationsraten abgeleitet werden. Die Strainratenfelder visualisieren Bereiche mit unterschiedlichen Mustern von räumlich variabler Extension und Kompression als auch Scherungsraten von Teilgebieten und weisen auf variable Spannungsänderungen hin. Aus geodätischen Beobachtungen Informationen über die Krustendeformation abzuleiten fand bereits in den 1930er Anwendung und seit den 1990ern werden zunehmend die Seismizität und geodätische Strainraten aus GNSS-Messungen z.B. für Italien, Türkei, Kalifornien und Iran zur seismischen Gefährdungsabschätzung kombiniert. Daher lag der Versuch nahe, diese Anwendungen und Beobachtungen der Krustendeformation auf den um mehr als 1000-fach kleinskaligeren Bereich von Lockergesteinsrutschungen zu übertragen und zu diskutieren.

Basierend auf den dGNSS- und TLS-Messungen wurden durchschnittliche Geschwindigkeitsfelder für einen Messzeitraum von 50 Tagen abgeleitet, der für dGNSS in vier Zeitabschnitte unterteilt wurde. Die TLS-basierten Geschwindigkeitsfelder wurden durch die Anwendung des digitalen Bildkorrelations-Algorithmus COSI-Cor von Leprince *et al.* (2007) auf den abgeleiteten Schummerkarten ermittelt. Aufgrund der geringen Verschiebungen von etwa 30 cm für die 50 Tage und den Fehlern bei der Mosaikbildung und Co-Registrierung, war nur der Vergleich der Scans zu Beginn und Ende der Messkampagne aussagekräftig. Der Vergleich zwischen den 2D- und 3D-dGNSS-Messungen ergab eine durchschnittliche Abweichung von 0,04 cm/Tag. Da diese vernachlässigbar ist, können sich zur einfacheren Handhabung alle nachfolgenden Analysen auf die horizontalen Verschiebungen und Geschwindigkeiten beschränken. Die Analyse zeigte, dass sich der östliche 5° steilere Messbereich mit durchschnittlich 0,5 cm/Tag und der westliche Bereich mit 0,3 cm/Tag bewegte. Zwischen der zweiten und vierten Woche ist eine deutliche Beschleunigung, besonders im östlichen Bereich, erkennbar.

Aus den UAV-basierten und aus den terrestrischen Bildsequenzen wurden mittels des Structure-from-Motion-Prozess (SfM) Bundler von Snavely *et al.* (2006) und Multi-View-Stereo (MVS) Algorithmus PMVS2 von Furukawa und Ponce (2007) sehr hochauflösende (mm-cm Punkt-Abstand) 3D-Punktwolken rekonstruiert. Die Abweichungen aus dem Vergleich in vertikaler Richtung, die mit einer zeitkorrespondierenden TLS-Punktwolke ermittelt wurden, betrugen zwischen 8 und 17 cm. Folglich konnten die 3D-Punktwolken aufgrund der geringen Verschiebungen nicht zur Kinematikanalyse herangezogen werden. Aus den UAV-basierten Luftbildern wurden differenziell entzerrte Orthophotomosaike von 40 Tagen basierend auf Softwareskripten von Niethammer (2013) mit einer geometrischen Auflösung ($GSD = \text{ground resolution distance}$)

von 2 cm erstellt. Durch die multitemporale Bildanalyse der UAV-basierten Orthophotomosaike und terrestrischen Bilder konnten Felsstürze und aktive sekundäre Rutschungen identifiziert werden. Zudem ließ sich die Entstehung oder Öffnung einiger Risse besonders im östlichen Bereich bei dem freiliegenden Festgesteinskamm beobachten. Allerdings gestaltete sich die Risskartierung aufgrund einer zweiwöchigen niederschlagsreichen Periode, die Sedimentumlagerungen und Rissverfüllung zur Folge hatte, sehr schwierig.

46 rutschungsinduzierte seismische Ereignisse im Messgebiet, welche aufgrund von Noise, anthropogenen, elektrischen und anderen umweltinduzierten Störsignalen nicht einfach zu identifizieren und klassifizieren sind, wurden von Dr. Naomi Vouillamoz (Institut für Geophysik, Universität Stuttgart) ausgewertet. Diese treten häufig in Clustern auf. Der Vergleich mit Grundwasserspiegel, Kinematik und den Strainratenfeldern ergab, dass diese häufig am Anfang eines Grundwasserspiegelanstieges auftreten. Dabei nimmt die Stärke der Ereignisse mit der Zeit ab. In der Regel treten alle rutschungsinduzierten Ereignisse in Bereichen mit erhöhter seismischer Momentenrate auf, die nach Savage und Simpson (1997) aus den geodätischen Beobachtungen abgeleitet wurde. Zudem treten die meisten Ereignisse dort auf, wo eine zeitliche Änderung der Strainraten erkennbar ist. Besonders die Slidequakes treten häufig in Extensionszonen auf, die zeitlich in ein heterogenes Deformationsmuster von Kompression und Extension übergehen. Diese lokalen Deformationsmuster könnten sich für die Ableitung einer schematischen Herdflächenlösung eignen. Die Mehrheit der Tremore wird in Bereichen mit erhöhten Scherungsraten beobachtet, was die These stützt, dass diese entweder auf den Gleitflächen oder durch die Scherrisse generiert werden. Eine exakte Zuordnung der verschiedenen seismischen Signaltypen zu Quellen und Quellprozessen konnte bislang nicht verifiziert werden und bleibt weiterhin ein zukünftiger Forschungspunkt.

ABSTRACT

Recent developments in seismic instrumentation and refinement of passive seismological methods since the middle 1990 has enabled the detection of micro-seismicity in the direct vicinity of slow-moving clay-rich debris slides (after Cruden and Varnes, 1996) at Slumgullion (USA), Heumöser Slope (Austria), Super-Sauze (France), Valoria (Italy) and Pechgraben (Austria). Different types of signals could be observed and were interpreted to be induced by landslide dynamics: (1) slidequakes, which are short-duration (< 2 s) impulsive earthquake-like signals with estimated local magnitudes down to $M_L -3$ and estimated rupture lengths in the meter range; (2) tremors, which are in general significantly weaker, multiple events seismic signals that show resemblance with ETS- (episodic slip and tremor) signals and volcanic tremors; and (3) impact sequences generated by rock falls occurring at main scarps or steep slopes. Due to the strong attenuation and scattering of the waveforms in the highly inhomogeneous material of the landslide, and hence the poor signal-to-noise ratio (SNR) of the registered signals, neither the exact localization nor the depth of the seismic events source can be determined accurately. Consequently, it is not possible to resolve focal mechanism solutions for the signal sources based on seismic data alone. At the Super-Sauze landslide, it could be shown that near-subsurface dynamics manifests itself annually by recurring stationary stress-oriented fissure structures. Thus, a multidisciplinary experiment was set up at Super-Sauze, with the aim to provide seismic data interpretation with new knowledge derived from geodetic and remote observations.

The eight-week multidisciplinary field experiment was performed at the Super-Sauze landslide between the end of May and July 2010. Measurements included continuous Nanoseismic Monitoring, daily very high-resolution (cm-range) UAV-based (unmanned aerial vehicle) aerial and ground-based imagery, differential global navigation satellite system (dGNSS) measurements, terrestrial laser scanning (TLS), electrical resistivity tomography (ERT) and soil sampling for determining the water content, groundwater level measurements and weather records.

This study aims at evaluating how remote-sensing and geodetic methods and their derived parameters are suitable to draw conclusions about the spatial and temporal occurrence of observed seismic events. The processing and analysis of very high-resolution multi-temporal UAV-based aerial images as well as terrestrial imagery, multi-temporal grid-shaped dGNSS measurements and terrestrial laser scans form the most important data basis. These data were used first to derive

precise movement rates, as well as characterizing the development of fissures and superficial changes in response to the slope dynamics. Second, superficial deformation rates derived from temporally and spatially heterogeneous velocity vector fields of dGNSS and TLS measurements were used for a strain analysis. The strain rate fields image areas of spatial-temporal variations of extension and compression as well as shear rates of subareas, which indicate stress changes. The use of geodetic observations to derive information on crustal deformation started already in the 1930s. Since the 1990s the comparisons of geodetic and seismic strain rates from GNSS was increasingly used for seismic hazard assessment, for example in Italy, Turkey, California and Iran. For these reasons, this approach was transferred to the 1000 times smaller scale of debris slides and its applicability was analyzed.

The dGNSS and TLS measurements were used to derive average velocity fields. The TLS-based velocity fields were determined by using a digital image correlation algorithm COSI-Cor by Leprince *et al.* (2007) on the derived shaded maps. Due to the small displacements of about 30 cm for the 50 days and the errors in the mosaicking and co-registration, only the comparison between the scans at the beginning and end of the measurement campaign was suitable and could be used to derive one average velocity field for the complete campaign. The dGNSS measurements allowed higher temporal resolution and four average velocity fields could be derived. The comparison between the 2D and 3D dGNSS measurements showed an average deviation of 0.04 cm/day. This value is very low and therefore, for ease of use, all subsequent analyzes are performed on horizontal velocity fields. The analysis shows that the eastern 5° steeper sliding area moved with average of 0.5 cm/day and the western sliding area with 0.3 cm/day. Between the second and fourth week, a clear acceleration, especially in the eastern area, could be recognized.

UAV-based and terrestrial imagery was used to generate very high-resolution (mm-cm) 3D point clouds by applying a Structure-from-Motion (SfM) process, implemented in the open-source software packages Bundler (Snavely *et al.*, 2006) and PMVS2 (Furukawa and Ponce, 2007). For the evaluation of the 3D point cloud quality, the point deviation in vertical direction between the photogrammetric point cloud and the TLS-based DSM was calculated. The determined RMS (root mean square) values of the compared points for different days ranged from 8 to 17 cm, preventing the 3D point clouds to be used for daily kinematic analysis due to displacements much lower than the error range. The UAV-based aerial imagery permitted to derive differential rectified orthomosaics with a ground resolution distance (GSD) of 2 cm, applying software scripts by Niethammer (2013). 40 orthomosaics were created. The multi-temporal image analysis of UAV-based orthomosaics and ground-based images allowed the identification of rock falls and active secondary landslides. In addition, fissure opening and widening could be observed, especially in the eastern area. However, the monitoring of fissure initiation, opening, or clogging was impeded by erosion and sedimentation processes related to serial precipitation events in the middle of the campaign.

46 landslide-induced seismic events were identified during the eight-week field campaign in the measurement area by Dr. Naomi Vouillamoz (Institute for Geophysics, University of Stuttgart). The seismic events often occur in clusters. The comparison of the occurrence of landslide-induce

seismic events with groundwater levels, kinematics and the strain fields showed that landslide-related seismic events are often generated at the beginning of a groundwater level rise with the strongest events at the beginning. Further, all events occur in areas of increased geodetic seismic moment derived from geodetic observations and mostly where a temporal change in the strain rates can be seen. The slidequakes types of event seem to occur in relation with extension zones and followed by a heterogeneous deformation pattern of compression and extension. Such local deformation patterns may be suitable for deriving a schematic focal mechanism solution for the slidequake. Tremors are observed in regions of increased shear rates, supporting the hypothesis that these events are generated either on the sliding surfaces or by the shear fissures. An exact source process of the different observed seismic signal types could not be verified and remains a future research objective.

1 EINLEITUNG

Hangrutschungen sind die geografisch weitverbreitetste Form von Naturgefahren und sind weltweit für mindestens 17 % deren Todesopfer verantwortlich (Lacasse und Nadim, 2009). Ihr Schadenspotential nimmt aufgrund der immer stärker genutzten Raum- und Naturressourcen und der veränderten Klimabedingungen weltweit zu (z.B. Dikau *et al.*, 1997; Turner, 1996). Wesentliche Forschungsschwerpunkte sind die geomorphologische, geologische und geotechnische Beschreibung von Hangrutschungen, das Monitoring, die Abschätzung des Risikopotentials, die hydromechanische und mechanische Modellierung sowie erste Versuche zur Entwicklung eines zuverlässigen Frühwarnsystems. Die aus dem Monitoring gewonnenen Daten und Ergebnisse können zudem zu einem vertieften und verbesserten Verständnis der komplexen Prozessinteraktionen bei Hangrutschungen beitragen und bilden eine wichtige Grundlage bei der Abschätzung deren Risikopotentials.

Ein Überwachungsverfahren der induzierten Mikroseismizität durch Hanginstabilitäten ist das passive seismische Monitoring. Das passive seismische Monitoring ermöglicht die Bereitstellung von Informationen über die Hangdynamik in einer sehr hohen zeitlichen Auflösung und nahezu in Echtzeit, sowie Parametern für die Gefährdungsbeurteilung. Zudem könnte rutschungsinduzierte Mikroseismizität ein zukünftiger essentieller Parameter für die Frühwarnsysteme darstellen. In den letzten zwei Jahrzehnten wurden fünf sehr langsame (ab 0,02 m/Jahr) bis langsame (bis zu 13 m/Monat) (Varnes, 1978) tonreiche Lockergesteinsrutschungen (Slumgullion (USA), Heumöser Hang (Österreich), Super-Sauze (Frankreich), Valoria (Italien), Pechgraben (Österreich)) mikroseismisch im Frequenzbereich zwischen 1 - 1.000 Hz überwacht (Gomberg *et al.*, 1995; Walter, 2012; Tonnellier und Helmstetter, 2012; Vouillamoz *et al.*, 2016a). Die Mikro-seismizität ist charakterisiert durch unterschiedliche Signalarten, wie impulshafte einzelne Sprödbrüche, sogenannte Slidequakes nach Gomberg *et al.* (1995) und Tremor- bzw. ETS- (*episodic tremor and slip*) ähnliche Signale, die in der Arbeit als Tremore bezeichnet werden. Dort wo steile Abrisskanten oder vegetationsarme Steilhänge aufgeschlossen sind, kann in der Regel ein dritter Signaltyp, verursacht durch Steinschlag oder Felsstürze beobachtet werden. Die Detektion und Klassifikation ist aufgrund von Rauschen, Erdbeben (lokal bis teleseismisch), anthropogenen, elektrischen und anderen umweltgenerierten Signalen (z.B. Wind, Niederschlag,

Geschiebetransport etc.) eine Herausforderung. Da aufgrund des schlechten SNR (Signal-Rausch-Verhältnis) sich weder die genaue Tiefe noch Momententensoren bestimmen lassen, ist es folglich nicht möglich, allein auf Basis seismologischer Daten den Quellmechanismus für Slidequakes und Tremore zu identifizieren. Zudem beträgt die bestmögliche horizontale Lokalisierungsgenauigkeit etwa 20 bis 40 m, sofern die Lokalisierung überhaupt möglich ist angesichts der Dämpfung und der Materialheterogenität des Rutschungskörpers. Für ein vertieftes Verständnis der Quellmechanismen ist jedoch eine synoptische Interpretation durch Vergleich verschiedener Hänge und unter Heranziehung von Zusatzinformation aus fernerkundlichen, geodätischen, geotechnischen und geophysikalischen Verfahren notwendig. Bislang waren für eine gemeinsame zeitliche Analyse keine, nur einmalige oder nur sehr grobe zeitliche fernerkundliche und/oder geodätische Beobachtungen vorhanden. Walter *et al.* (2012a) und Tonnellier *et al.* (2013) berichten von einer teilweisen Korrelation zwischen induzierter Mikroseismizität mit Hangbeschleunigung, die allerdings keine eindeutige Systematik erkennen lässt, weder zeitlich noch räumlich. Walter *et al.* (2013) kommen durch den Vergleich von drei Hangrutschungen zu dem Schluss, dass die Slidequakes an die Hanggeometrie im Bereich der Grenzen zwischen Festgestein und Rutschungsmaterial gekoppelt sind.

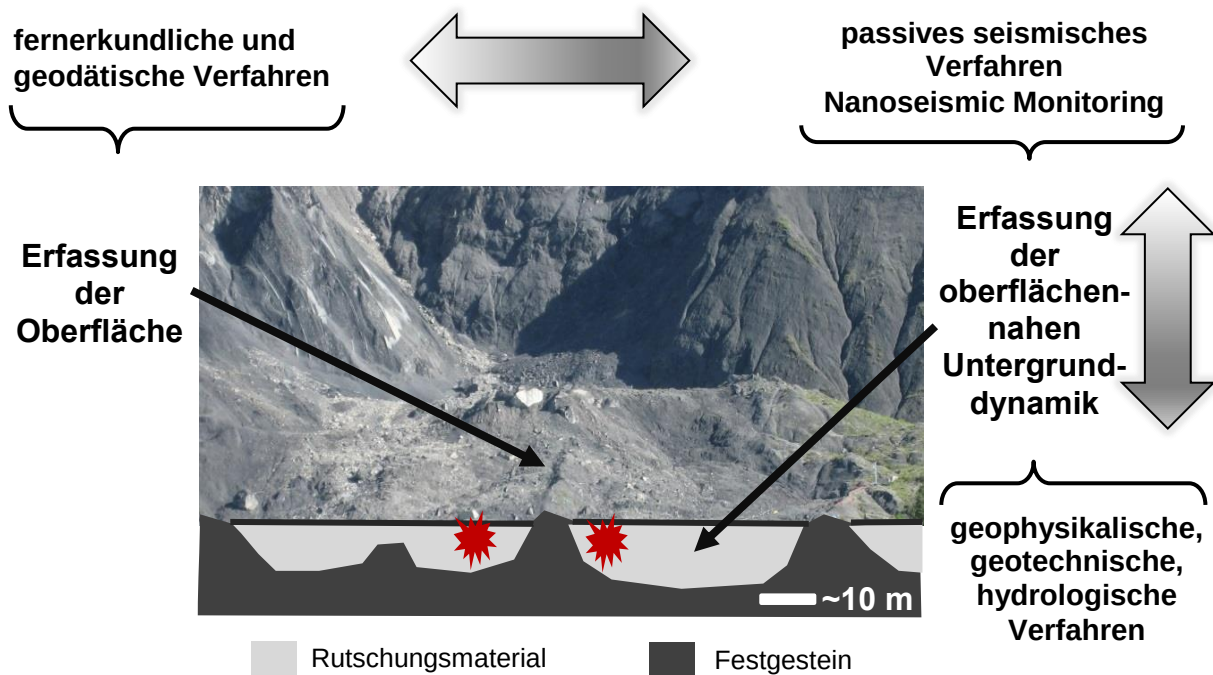


Abb. 1.1: Konzept der gemeinsamen Integration von Oberflächendynamik, erfasst mittels geodätischer sowie fernerkundlicher Verfahren, und Untergrunddynamik, erfasst mittels passiven seismischen Monitorings.

Die Idee, aus geodätischen Beobachtungen die Krustendeformation abzuleiten und damit zur seismischen Gefährdungsabschätzung beizutragen wird auf Krustenmaßstab seit den 1930ern und zunehmend in den 1990ern analysiert (z.B. Miyabe, 1930; Ward, 1994; Jackson *et al.*, 1994). Dabei konnte für einen Großteil an untersuchten Gebieten ein Zusammenhang zwischen den geodätischen und seismischen Strainraten hergestellt werden. Zusätzlich wird aufgrund der geringen erwarteten Herdtiefe in den Lockergesteinsrutschungen eine mögliche oberflächliche

Manifestation in Form von Rissgenerierung, Abrisskanten, Auf- und Überschiebungen oder eventuellen Bodendurchfeuchtungsunterschieden erwartet. Es lag deshalb nahe, die geophysikalische Untergrunderkundung mit Methoden aus Geodäsie, Fernerkundung und Photogrammetrie zu verbinden, um aus Oberflächenbeobachtungen örtlich hochauflösende Randbedingungen für die Analyse und Interpretation der gröberen geophysikalischen Messungen abzuleiten (**Abb. 1.1**). Die hohe Komplexität und Variabilität ihrer Raum- und Zeitdynamik, die insbesondere Lockergesteinsrutschungen kennzeichnet, macht eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung der Messungen erforderlich, ebenso wie die Kombination verschiedener Verfahren und Methoden, mit anschließender multidisziplinärer Analyse. Dies hilft, Nachteile und Beschränkungen einzelner Methoden zu überwinden und ermöglicht ein integriertes Prozessverständnis (Bari *et al.*, 2011).

1.1 ZIEL DES FORSCHUNGSPROJEKTES

Bisherige Untersuchungen konnten die Quellmechanismen der verschiedenen rutschungsinduzierten Signale im Rutschungskörper noch nicht eindeutig bestimmen. Dies motivierte die Planung eines multidisziplinären hochauflösenden Feldexperimentes an der Super-Sauze Hangrutschung (Südfranzösische Alpen) geplant. Dessen Durchführung wurde durch das DFG-geförderte Projekt „Geophysikalische, geodätische und photogrammetrische Untersuchung der Entstehung rutschungsinduzierter Bruchprozesse in Lockergesteinsrutschungen“ ermöglicht. Ziel war ein besseres Verständnis der Generierung der rutschungsinduzierten seismischen Signaltypen (Slidequakes und Tremore) und deren Zusammenhangs mit den hangspezifischen Parametern Bewegung, Durchfeuchtung, Wasserinfiltration, Rissöffnung und -schließung, Niederschlag und Temperatur. Das achtwöchige Feldexperiment im oberen, 10.000 m² großen Hangbereich fand von Ende Mai bis Ende Juli 2010, d.h. nach Schneeschmelze bis zur sommerlichen Austrocknung statt. Die eingesetzten Untersuchungsmethoden umfassten neben Nanoseismic Monitoring auch Geoelektrik, sehr hochauflösende (VHR, mm - cm) UAV-basierte Luftbilderfassung und terrestrische Bildsequenzen, dGNSS-Messungen, terrestrisches Laserscanning (TLS), Thermal-Infrarot-Erkundung, Bodenproben, Grundwasserspiegelmessungen und Wetteraufzeichnungen.

Vorliegende Arbeit soll untersuchen, welche aus fernerkundlichen und geodätischen Verfahren abgeleiteten Parameter sich eignen, um Rückschlüsse auf das räumliche und zeitliche Auftreten von Slidequakes und Tremorsequenzen zu ziehen. Vor allem stehen UAV-basierte und terrestrische Bilder sowie dGNSS- und TLS-Messungen im Fokus der Analyse.

1.2 GLIEDERUNG DER ARBEIT

Die Arbeit ist in 8 Kapiteln untergliedert mit einer anschließenden Auflistung aller im Text zitierten Referenzen.

In der Einleitung (**Kapitel 1**) wird in das Themengebiet eingeführt, dessen Relevanz sowie die Forschungsziele herausgestellt.

In **Kapitel 2** werden die essentiellen Merkmale, Faktoren, die Klassifizierung und die Überwachungsverfahren von gravitativen Massenbewegungen sowie deren weltweit und europaweit verursachten Schäden kurz vorgestellt. Es folgt eine Übersicht der Charakteristik und der bisherigen Arbeiten über die untersuchte Super-Sauze Lockergesteinsrutschung. Im Anschluss wird das für diese Arbeit zugrundeliegenden Feldexperiments an der Super-Sauze Hangrutschung von 2010 vorgestellt, zusammen mit den im Messzeitraum erfassten meteorologischen und hydrologischen Verhältnissen.

In **Kapitel 3** werden die bisherigen Arbeiten zur passiven seismischen Überwachung für die Detektion einzelner Signaltypen an gravitativen Massenbewegungen und besonders von tonreichen Lockergesteinsrutschungen vorgestellt. Es folgt eine Übersicht des angewendeten Verfahrens Nanoseismic Monitoring und dessen Auswertung sowie des Netzwerkes, dessen Datenqualität und Lokalisierungsgenauigkeiten sowie der im Messzeitraum 2010 von Dr. Naomi Vouillamoz beobachteten und ausgewerteten seismischen Signaltypen.

Die Grundlagen, Auswertung und die Analyse von dGNSS- und TLS-Messungen werden im **Kapitel 4** und von den UAV-basierten und terrestrischen Bildsequenzen in **Kapitel 5** vorgestellt. Die Ergebnisse des Kapitels 4 bilden die Grundlage für die Strainanalyse in **Kapitel 6**, während die Ergebnisse von Kapitel 5 einfließen in für die integrative Zusammenschau zum Verständnis rutschungsinduzierter Seismizität.

Das **Kapitel 6** beschäftigt sich mit der Strainanalyse und beinhaltet neben den theoretischen Grundlagen die bisherigen Arbeiten über Deformationsanalyse im Bezug zur Seismizität auf Krustenmaßstab sowie an Hangrutschungen. Daraufhin werden die multitemporalen Geschwindigkeitsfelder von 2010 auf ihre Eignung für die Strainanalyse verifiziert. Anschließend werden die aus der Strainanalyse gewonnen Strainratenfelder beschrieben. Anhand von Deformationsstrukturen in den Orthophotomosaiken sowie anhand der aus Literatur bekannten Untergrundtopographie (z.B. Travelletti und Malet, 2012) werden die Strainratenfelder erneut auf ihre Plausibilität geprüft. Abschließend folgt die Diskussion inwieweit von der oberflächlichen Deformation auf die Untergrunddeformation rückgeschlossen werden kann und inwieweit die Deformation für die Änderung des Porenwasserüberdrucks eine Rolle spielt.

In **Kapitel 7** werden nun alle bisherigen Beobachtungen und gewonnenen Erkenntnisse sowie relevante Informationen aus der Literatur für eine gemeinsame Interpretation für das Verständnis des Auftretens und der Generierung von rutschungsinduzierter Seismizität zusammengeführt und diskutiert. Die Erkenntnisse der Messkampagne 2010 werden der 10-tägigen Messkampagne vom Juli 2008, in der ein sehr unterschiedliches Hangverhalten auftrat, gegenübergestellt. Abschließend folgen eine Bewertung der aus den fernerkundlichen und geodätischen Daten extrahierten Parametern sowie das finale Modell der möglichen Quellmechanismen.

Das **Kapitel 8** fasst erneut die wichtigsten Erkenntnisse der Arbeit zusammen und es wird ein Ausblick mit Empfehlungen bezüglich des weiteren Forschungsbedarfs für die Quellmechanismen von rutschungsinduzierten Signalen gegeben.

2 MASSENBEWEGUNG UND ARBEITSGEBIET

In diesem Kapitel soll zunächst eine kurze Übersicht zu Massenbewegungen, ihrer Klassifizierung und Charakteristika sowie deren Auftreten in Europa gegeben werden. In den folgenden Abschnitten wird ein Überblick zur geographische Lage, Geologie, Entstehungsgeschichte, Charakteristik der Super-Sauze Hangrutschung gegeben. Im Weiteren werden die bisherigen Arbeiten an der Super-Sauze Hangrutschung kurz vorgestellt. Schließlich wird die achtwöchige Messkampagne von Mai bis Juli 2010 beschrieben, welche die Grundlage dieser Arbeit zur Erforschung der rutschungsinduzierten Seismizität bildet.

2.1 GENERELLE GRUNDLAGEN UND MERKMALE VON MASSENBEWEGUNGEN¹

Massenbewegungen sind Verlagerungsprozesse von Locker- und Festgesteinen aus höheren in tiefere Lagen infolge des Einflusses der Schwerkraft (Dikau *et al.*, 2001). Die Arbeitsgruppe „UNESCO Working Party on World Landslide Inventory“ (WP/WLI, 1993), die eine allgemeingültige internationale Terminologie für Massenbewegungen verfasste, definiert den Begriff Rutschung („*landslide*“) als hangabwärts gerichtete Bewegungen von Boden-, Fels- und Schuttmassen. Diese Definition beinhaltet Trümmer- und Schlammströme bzw. Murgänge (*debris flows*), jedoch werden Bodensetzungen, Schneelawinen und Eisstürze nicht dazugezählt (Zangerl *et al.*, 2008).

Massenbewegungen entstehen, wenn die angreifenden Kräfte die rückhaltenden Kräfte des Hangs überschreiten und damit das Gleichgewicht verändern (Smolczyk, 2001). Die Veränderung des Gleichgewichts wird durch auslösende **Faktoren** verursacht. Die Faktoren können in die drei Faktorengruppen vorbereitende, auslösende und kontrollierende Faktoren unterteilt werden (**Tab. 2.1**; Dikau *et al.*, 2001). Vorbereitende Faktoren destabilisieren einen Hang und führen diesen in einen Zustand nahe der Grenzbedingung der Destabilisierung oder Geländebruchs ohne den Prozess tatsächlich auszulösen, weshalb diese einen Hang für eine Massenbewegung disponieren (Dikau *et al.*, 2001). Einer der wichtigsten vorbereitenden Faktoren ist die Geologie. Auslösende Faktoren initiieren die Massenbewegung infolge der Überschreitung des Grenzgleichgewichts.

¹ Texte aus der Diplomarbeit Rothmund (2009) übernommen und z.T. leicht verändert oder erweitert

Die kontrollierenden Faktoren steuern die aktuellen Bewegungsbedingungen und beeinflussen das Volumen, die Geschwindigkeit und die Reichweite (Dikau *et al.*, 2001). In den meisten Fällen ist der hauptauslösende Faktor das Wasser in Form von Niederschlägen, Schneeschmelzen und Bergwasser. Die Wasseraufnahme und folglich die Wassersättigung des Hangmaterials bei Grundwassereinfluss bewirkt einen Auftrieb (positiver Porenwasserdruck), eine höhere Auflast sowie die Herabsetzung der Scherfestigkeit und kann die Massenbewegung beschleunigen. Gleichzeitig ist Wasser ein kontrollierender Faktor, welcher die Bewegungsgeschwindigkeiten steuert. Haque *et al.* (2016) studierten tödliche Massenbewegungen in Europa in den Jahren von 1995 - 2014 und berichten, dass nur 14 % der auslösenden Faktoren (**Abb. 2.1**) definitiv identifiziert sind und Niederschlag vor den meisten (~90 %) der tödlichen Massenbewegungen gemeldet wurde.

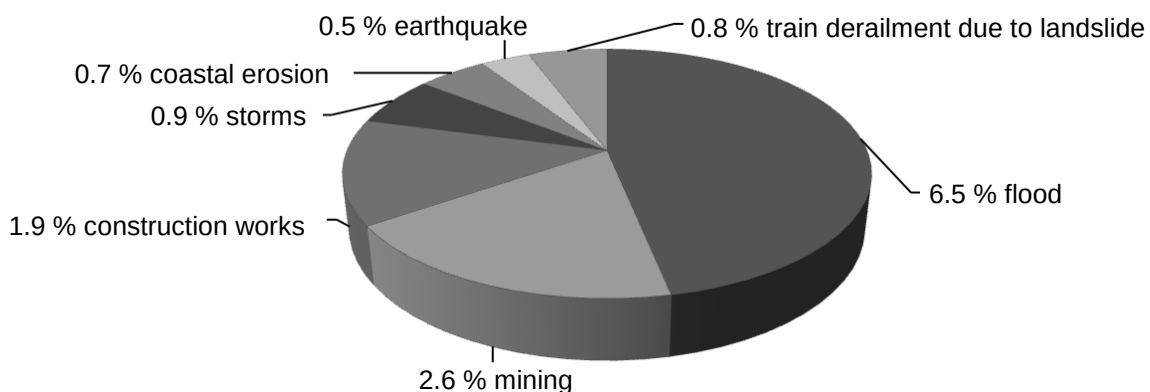


Abb. 2.1: Assoziierte auslösende Faktoren von den tödlichen Hangrutschungen in Europa zwischen 1995 - 2014, wobei nur 14 % eindeutig identifiziert sind (nach Haque *et al.*, 2016).

Die zeitliche Entwicklung einer Massenbewegung umfasst eine Deformationsphase vor dem Hangversagen („pre-failure“), den Böschungsbruch („failure“) und Verschiebungen nach dem Hangversagen („post-failure“), (**Abb. 2.2**, z.B. Hungr *et al.*, 2014; Picarelli, 2007).

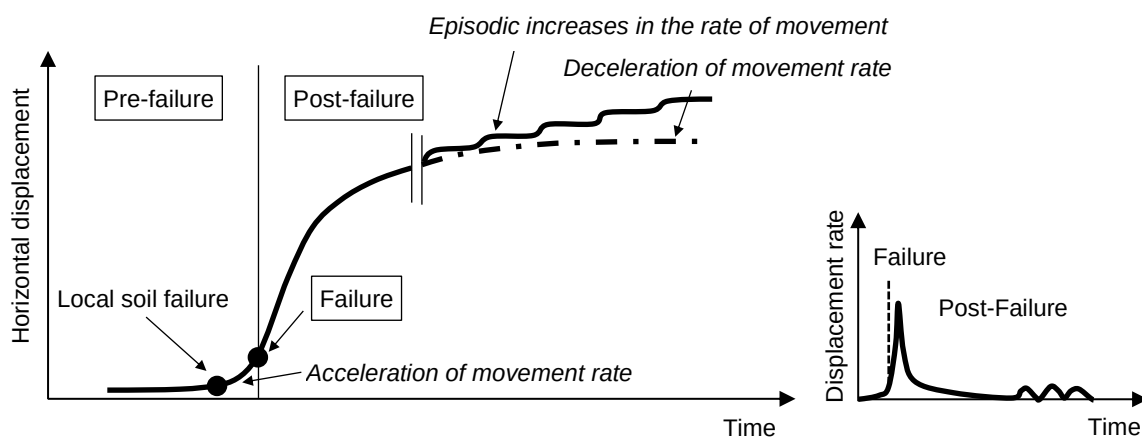


Abb. 2.2: Schematische Skizze von der zeitlichen Entwicklung einer Massenbewegung und dessen unterschiedliches Bewegungsverhalten mit Deformationstypen (nach Picarelli, 2007; Zangerl *et al.*, 2008).

Tab. 2.1: Eine Auswahl an vorbereitenden, auslösenden und kontrollierenden Faktoren (Dikau und Glade, 2002).

Ursache	vorbereitende Faktoren (Disposition)	auslösende Faktoren (Trigger)	bewegungskontrollierende Faktoren
Geologie	• Diskontinuität* (Schichtung, Schieferung etc.) • strukturelle Diskontinuität* (z.B. streichen/fallen, tektonische Störungen) • Verwitterung • Isostasie	• Erdbeben • Vulkanausbrüche	• Gesteinstypen • Diskontinuitäten* (Schichtung, Schieferung etc.) • strukturelle Diskontinuität* (z.B. streichen/fallen, tektonische Störungen)
Klima/ Witterung (Zeitskala wichtig)	• lang anhaltender Vorregen • Schneeschmelze • Frost-Tau Zyklen	• Niederschlag* (Intensität, Menge) • schnelle Schneeschmelze	• Niederschlag (Intensität, Menge)
Boden	• Verwitterung • geotechnische Materialeigenschaften • Gestein bzw. Bodentyp und -art • Schrumpf-Schwell Zyklen • subterrane Erosion (z.B. Tunnelerosion)	—	• Wassersättigung • Mächtigkeit des Bodens
Vegetation	• natürliche Vegetationsänderung* (z.B. Waldbrand, Trockenheit)	—	• Vegetation
Hydrologie	• schmelzender Permafrost*	• schnelle Schwankungen des Wasserspiegels, Porenwasserdrucks	• Gerinnerauigkeit • Weitertransport bewegter Masse
Topographie	• Hangexposition* • Hanghöhe*	—	• Hangneigung* • Hangwölbung* • Tiefenlinien*
anthropogen	• Entwaldung • Staudammbau • Entfernung des Hangfußes • Belastung des Oberhangs • Bewässerung • Bergbau • künstliche Bewegung (z.B. Sprengung) • undichte Wasserversorgung	• Hangeinschnitte * • Hangunter-schneidung * • Auflast*	• künstliche Verbauungen • Dämme • Gerinnenbegradigung, -verkleinerung, -vergrößerung
	* diese Faktoren können, je nach Stabilitätszustand des Hanges, sowohl vorbereitend auslösend, als auch kontrollierend wirken		

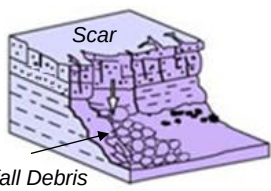
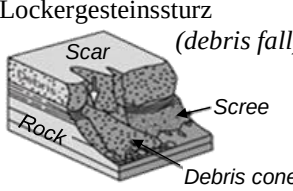
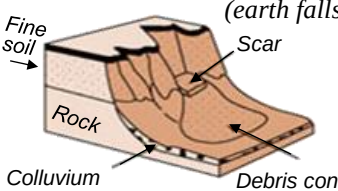
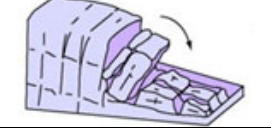
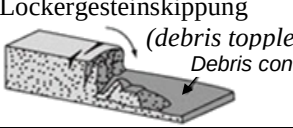
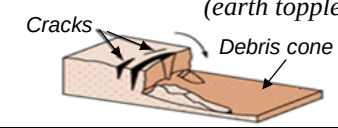
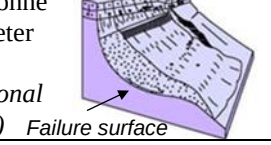
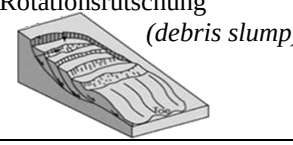
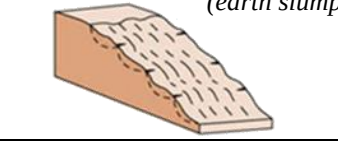
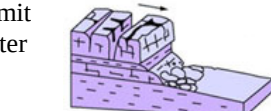
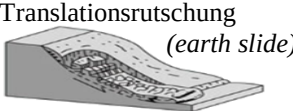
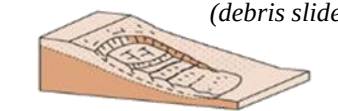
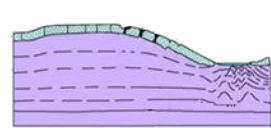
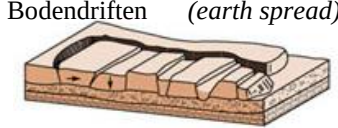
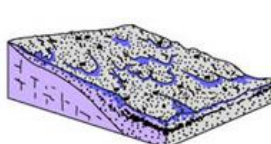
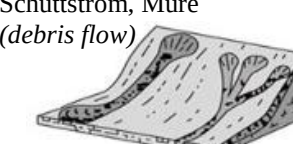
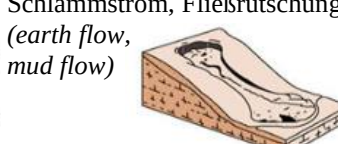
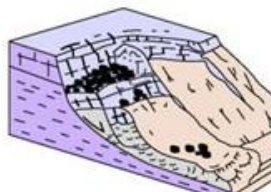
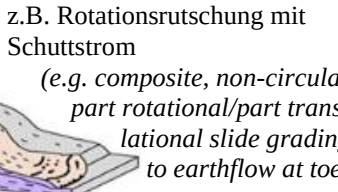
Zahlreiche Klassifizierungsansätze von Massenbewegungen finden sich in der Fachliteratur. Die prominenteste **Klassifikation von Massenbewegungen** der WP/WLI (1993), die auf die Klassifikation von Varnes (1978) zurückgeht basiert, auf der Kinematik, der Materialzusammensetzung, dem Wassergehalt und der Bewegungsrate (Geschwindigkeit). Diese unterteilt die Massenbewegungen nach der Art der Bewegung (Kinematik) in Fallen, Kippen, Gleiten, Driften, Fließen und komplexe Massenbewegungen (**Tab. 2.3**). Eine vorgeschlagene Aktualisierung dieser Klassifizierung geben Hungr *et al.* (2014). Massenbewegungen können sich weiterentwickeln und in einen anderen Typ übergehen (Settles *et al.*, 2008).

Neben der Art der Bewegung gibt es die Klassifizierung nach der **Geschwindigkeit** der Massenbewegung nach der WP/WLI (1993) und Cruden und Varnes (1996) (**Tab. 2.2**). Die Bewegungsrate bzw. die Geschwindigkeit variiert je nach natürlicher Disposition, Typ der Massenbewegung und des Auslösers zwischen kriechender, schleichender Bewegung (mm/a - cm/a) bis zu extrem schneller Bewegung von mehreren Metern pro Sekunden (Glade, 2007). Kriechende bis langsame Hangrutschungen sind gegenüber den schnellen deutlich langlebiger und können über Jahrzehnte bis Jahrhunderte aktiv sein (Picarelli, 2007). Das Bewegungsverhalten kann in drei Deformationstypen beschleunigte Hangbewegung mit Bruch; abnehmende Hangbewegung und periodisch beschleunigte Hangbewegung unterschieden werden (**Abb. 2.2**, Zangerl *et al.*, 2008). Viele aktive Massenbewegungen, die nach dem Versagen weiterhin aktiv sind, sind durch zeitlich und räumlich variable Bewegungen mit Beschleunigungs- und Verlangsamungsphasen charakterisiert. Dabei können die Geschwindigkeitsunterschiede einen Faktor von mehreren 1000 erreichen ohne ein plötzliches Hangversagen (Zangerl *et al.*, 2008). Die Aktivierung der Massenbewegung hängt häufig mit einem Grundwasserspiegelanstieg und/oder hohem Porenwasserdruck zusammen, welcher typischerweise durch Niederschlag oder Schneeschmelze initiiert wird (z.B. Settles *et al.*, 2008). Neben hydrologischen Triggerfaktoren können geometrische und kinematische Änderung der Bewegungszonen, geomorphologische Änderungen (z.B. Hangfußerosion), variable Materialeigenschaften, Luft- und Materialtemperatur und seismische Erschütterungen, welche alle miteinander in Wechselwirkung stehen können, zur Re-Aktivierung als auch zur Re-Stabilisierung führen (Zangerl *et al.*, 2008).

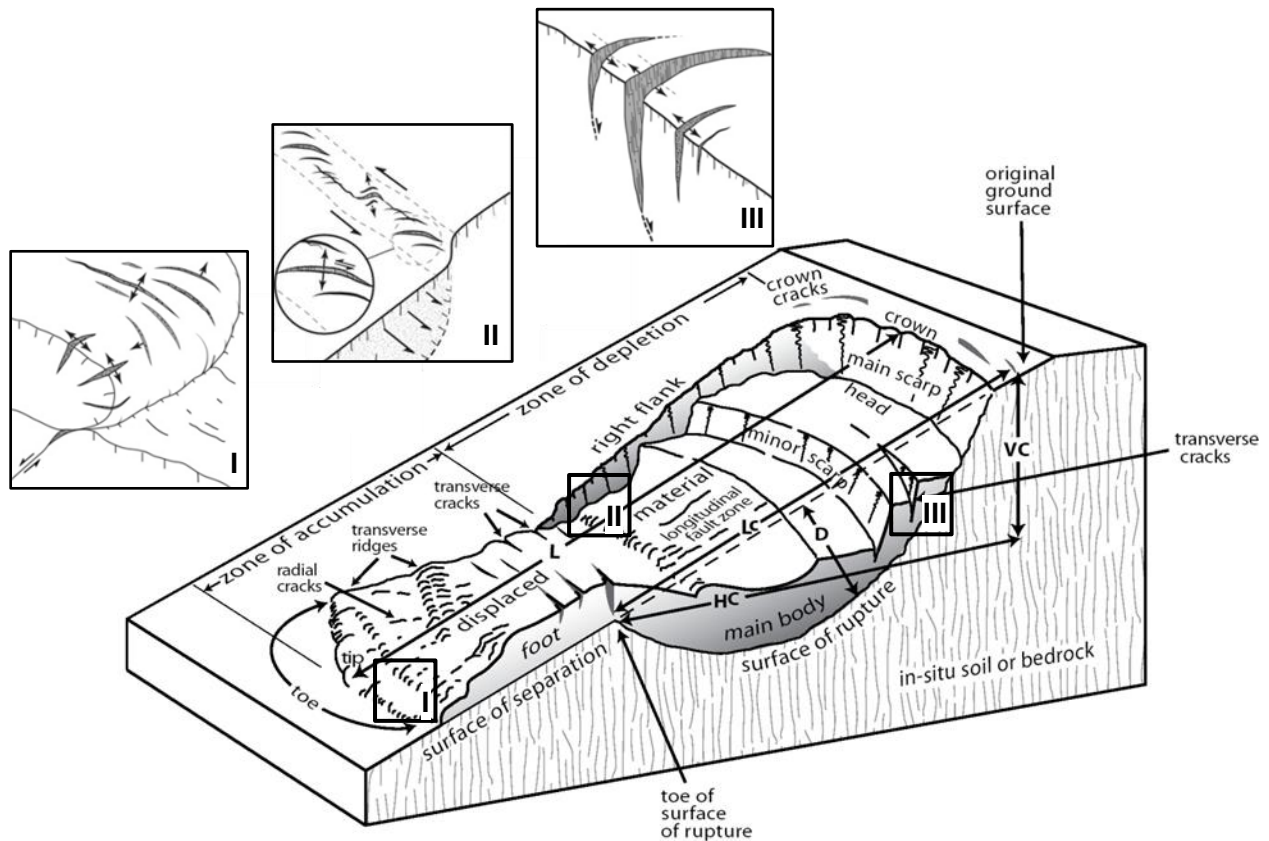
Tab. 2.2: Geschwindigkeitsskala für Massenbewegung aus Hungr *et al.* (2014) nach WP/WLI (1993) & Cruden und Varnes (1996).

Geschwindigkeitsklasse	Beschreibung	Geschwindigkeit		typische Geschwindigkeit
		ab [mm/s]	ab [m/Tag]	
7	extrem schnell	$5 \cdot 10^3$		5 m/s
6	sehr schnell	$5 \cdot 10^1$		3 m/min
5	schnell	$5 \cdot 10^{-1}$	43,2	1,8 m/h
4	moderate	$5 \cdot 10^{-3}$	0,0432	13 m/Monat
3	langsam	$5 \cdot 10^{-5}$	$4,32 \cdot 10^{-3}$	1,6 m/Jahr
2	sehr langsam	$5 \cdot 10^{-7}$	$4,32 \cdot 10^{-5}$	16 mm/Jahr
1	extrem langsam			

Tab. 2.3: Klassifikation von Massenbewegungen nach Varnes (1978) und dessen Beschreibung aus Dikau et al., 2001; Abbildungen BGS NERC.

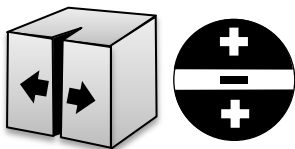
Typ der Bewegung	Beschreibung	Festgestein	vorwiegend nicht-bindiges Lockergestein	vorwiegend bindiges Lockergestein
Fallen (fall)	Fallprozesse liegen vor, wenn Fels- oder Lockergestein größtenteils frei fallend, springend oder rollend abstürzt. Die Ablösung des Materials erfolgt entlang von Flächen, an der geringere oder keine Scherbewegungen stattfinden.	Steinschlag Felssturz Bergsturz (rock fall) 	Lockergesteinssturz (debris fall) 	 (earth falls)
Kippen (topples)	Kippen bezeichnet eine Vorwärtsrotation von Fest- und Lockergestein eines Hanges um einen Punkt oder eine Achse unterhalb ihres Schwerpunktes.	Felskippen (rock topple) 	Lockergesteinskippen (debris topple) Debris cone 	 (earth topple)
Gleiten (slides)	Unter Gleiten wird ein Vorgang verstanden, bei dem Fest- oder Lockergestein eine hangabwärts gerichtete Bewegung auf Gleitflächen oder dünnen Zonen intensiver Scherverformung vollzieht.	Felsgleitung ohne vorgezeichneter Gleitfläche (single rotational slide (slump)) Failure surface 	Rotationsrutschung (debris slump) 	 (earth slump)
Rotations-		Felsgleitung mit vorgezeichneter Gleitfläche (rock slide) 	Translationsrutschung (earth slide) 	 (debris slide)
Driften (spreads)	Driften bezeichnet eine laterale Bewegung von Fest- oder Lockergestein mit einem Einsinken in die liegenden, weniger kompetenten Schichten ohne intensive Scherung auf Gleitflächen.	Felsdriften (rock spread) 	Schuttdriften 	Bodendriften (earth spread) 
Fließen (flows)	Unter Fließen wird eine kontinuierliche, irreversible Deformation von Fest- oder Lockergestein verstanden, bei der die Gleichgewichtsverteilung der bewegten Masse der einer viskosen Flüssigkeit gleicht.	Talzusub (solifluction flows) 	Schuttstrom, Mure (debris flow) 	Schlammstrom, Fließrutschung (earth flow, mud flow) 
Komplex (complex)	Eine komplexe Massenbewegung liegt dann vor, wenn die genannten Prozesse in Kombination auftreten, wobei sich der initiale Typ während der Hangabwärtsbewegung verändert.	z.B. Sturzstrom (e.g. slump-earthflow with rockfall debris) 	z.B. Lockergesteinskippen mit Schuttstrom 	z.B. Rotationsrutschung mit Schuttstrom (e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe) 

In **Abbildung 2.3** ist schematisch eine idealisierte komplexe Hangrutschung, die sich aus einer Rotationsrutschung und einem Schuttstrom zusammensetzt mit der **Terminologie von Rutschungsmerkmalen** dargestellt. Zusätzlich sind die allgemeinen Spannungsrisstypen dargestellt. Diese Arbeit hält sich dabei an die dort aufgeführten Begriffe.

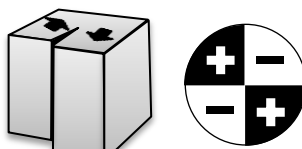


- L = length from crown to tip of debris apron (*Schrägdistanz*)
- LC = length from crown to start of debris apron (*Schrägdistanz der Sackungszone*)
- VC = vertical component of LC (*vertikale Sackungslänge*)
- HC = horizontal component of LC (*horizontale Sackungslänge*)
- D = depth from original level to surfaces of rupture (*Tiefe zwischen der ursprünglichen Oberfläche und Gleitfläche*)

Modus I:
Öffnungsmodus



Modus II:
ebener Schermodus



Modus III:
nichtebener Schermodus

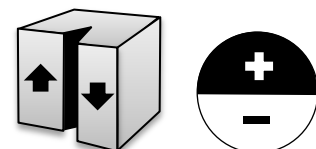


Abb. 2.3: Schematische Massenbewegung mit Sackungs- (zone of depletion) und Akkumulationszonen (zone of accumulation) sowie typische geomorphologische Merkmale und Strukturen wie Krone (crown), Kopf (head), Fuß (foot), Fußspitze (toe), sekundäre Abrisskanten (minor or secondary scarp), Risse (crack/fissure) und transversale Wälle (transverse ridges) (Griffiths und Whitworth, 2012 nach Varnes, 1978; Flageollet, 1989; Stumpf et al., 2013). Grundlegende Arten der Rissbeanspruchung (Modus I, II, III) mit theoretischer Herdflächenlösung (nach Baig und Urbancic, 2010) sowie dessen typisches Auftreten innerhalb des Rutschungskörpers. Risse die vorwiegend im Modus I durch Druckspannung und laterale Ausdehnung (I), Scherspannung (II), oder Zugspannung (III) generiert werden.

Spannungsrisse können zunächst nach ihrer Orientierung relativ zur Bewegungsrichtung in transversale, longitudinale Zugrisse und Scherrisse unterschieden werden. In der Bruchmechanik wird zwischen drei grundlegenden Arten der Rissbeanspruchung unterscheiden (Modi) (**Abb. 2.3**; z.B. Kuna, 2010):

- Modus I: Öffnungsmodus: der Riss öffnet sich symmetrisch und senkrecht zur Rissebene bzw. Normalspannung, was durch Zug- oder Biegebelastung verursacht werden kann
- Modus II: ebener Schermodus: entgegengesetzte Verschiebung der Rissflanken, was durch eine ebene transversale Schubbelastung verursacht wird
- Modus III: nichtebener Schermodus: Verschiebung der Rissflanken quer zur Rissausbreitung infolge einer nichtebene longitudinalen Schubbelastung

Jede Art von Rissverformung kann als Überlagerung dieser drei grundlegenden kinematischen Modi angesehen werden (Kuna, 2010). Rissorientierungen auf der Rutschungsoberfläche können Aufschluss geben über die Spannungsverhältnisse und die mechanischen Prozesse sowie ein Indikator der Untergrundtopographie sein. Risse beeinflussen die Hangstabilität und spielen eine essentielle Rolle in hydrologischen Prozessen infolge einer raschen Infiltration und Drainage, dass wiederum Einfluss hat auf die Kinematik (Stumpf *et al.*, 2013).

Weitere detaillierte Beschreibungen und Darstellungen zur Massenbewegung finden sich z.B. bei Varnes (1978), Cruden und Varnes (1996), sowie in den umfassenden Berichten von Settles *et al.* (2008) und SafeLand (2012). Vertiefungen spezieller Aspekte hinsichtlich von Massenbewegung und deren Monitoring sowie Dynamik werden in dem entsprechenden Kapitel dieser Arbeit behandelt.

In der englischsprachigen Literatur wird die **Super-Sauze Hangrutschung** meist als „*earthflow*“ oder „*mudslide*“ bezeichnet. Neben relativ langsamen Bewegungen (< 1 m/Tag) die über Jahrzehnte andauern, treten plötzliche schnelle Einzelereignisse (m/s), sogenannte „*debris-flows*“ und „*muddy debris-flows*“ auf. Da sowohl „*mudslide*“ als auch „*muddy debris-flow*“ im Deutschen als Schlammstrom bezeichnet werden, soll an dieser Stelle für die Abgrenzung, in erster Linie basierend auf der Geschwindigkeit, dieser zwei verschiedenen Massenbewegungstypen, die in dieser Arbeit verwendete Begrifflichkeit festgelegt werden. Die langsame gleitende oder fließende Massenbewegung wird in dieser Arbeit als Rutschung oder Hangrutschung bezeichnet, die schnellen als Schlammstrom (mit geringem Anteil an Geröllen und Blöcken) oder Schuttstrom bzw. Mure (mit einem hohen Anteil an grobem Material). Bei der langsamen Rutschung wird im Gegensatz zu Schlammströmen und Schuttströmen das unverfestigte Material zusammenhängend bewegt und benachbarte Partikel bleiben im ursprünglichen Verband erhalten.

2.2 ERFASSUNG UND MONITORING VON HANGRUTSCHUNG

Für die Kartierung und Monitoring von gravitativen Massenbewegungen gibt es mittlerweile zahlreiche Verfahren mit einem breiten Spektrum bezüglich der zeitlichen und räumlichen Auflösung als auch der Genauigkeit (**Abb. 2.4**). Allgemein können die Methoden des Hangmonitoring in vier Hauptkategorien: fernerkundlich, geodätisch, geotechnisch und geophysikalisch unterteilt werden (Settles *et al.*, 2008). Wobei einige Methoden wie beispielsweise terrestrisches Laserscanning (TLS) sowohl zu fernerkundlichen als auch geodätischen Methoden zugeordnet werden können.

Zu den **fernerkundlichen Methoden** zählen satelliten-, flugzeug- und UAV-gestützte berührungslose Techniken wie Kameras, LiDAR (*light detection and ranging*), SAR (*Synthetic Aperture Radar*) bzw. InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar, dt. Radarinterferometrie). Terrestrisches Laserscanning (TLS) und terrestrisches InSAR (GB-InSAR) werden zum Teil auch den geodätischen Methoden zugeordnet. Mit der Definition der berührungslosen Messung von reflektierter und emittierter elektromagnetischer Strahlung werden hier die terrestrischen Methoden der Fernerkundung zugeordnet. Die daraus gewonnenen, in der Regel multitemporalen Bilder, Orthophotos und digitale Oberflächenmodelle (DOM bzw. DSM = *digital surface model*) oder Geländemodelle (DGM bzw. DTM = *digital terrain model*) ermöglichen die flächenhafte Bestimmung der Kinematik, der Entwicklung der Abrisskanten und Rissstrukturen, aber auch der Hangausdehnung, Akkumulation oder Umlagerungen, sowie eine Volumenbestimmung. Eine Übersicht für die Kartierung und das Monitoring mittels Fernerkundung geben zum Beispiel Metternicht *et al.* (2005), Delacourt *et al.* (2007), Joyce *et al.* (2009) und Guzzetti *et al.* (2012); über TLS z.B. Jaboyedoff *et al.* (2010), terrestrische Bilder z.B. Travelletti *et al.* (2012a) und GB-InSAR z.B. Casagli *et al.* (2010).

Geodätische Methoden beinhalten die zwei- oder dreidimensionale georeferenzierte Vermessung von Verschiebungen mittels Tachymeter und globalem Navigationssatellitensystem (GNSS).

Geotechnische Methoden messen nicht georeferenzierte Verschiebungen oder Bewegungen und bodenspezifische und hydrologische Parameter unter Verwendung von Inklinometer (Neigungsmesser), Extensometer (Dehnungsmesser), Rissmeter, Zeitbereichsreflektometrie (*Time Domain Reflectometry*, TDR) und Piezometer. Diverse Bohrungen und Sondierungen liefern Aufschluss über das Bodenprofil und dessen Festigkeit. Neben den Feldmessdaten liefern die aus den Bodenproben im Labor ermittelten Materialeigenschaften essentielle Parameter.

Geophysikalische Messungen liefern Informationen über die Materialeigenschaften und den Bodenzustand mittels beispielsweise Geoelektrik und Seismik oder über die aktiven Deformationsprozesse mittels passiver seismischer Messungen.

Eine ausführlichere Beschreibung der Beobachtungsmethoden wird in den entsprechenden Kapiteln gegeben oder ist z.B. in Cornforth (2005), Settles *et al.* (2008), Zangerl *et al.* (2008), SafeLand - Deliverable 4.1 (2012) zusammengestellt.

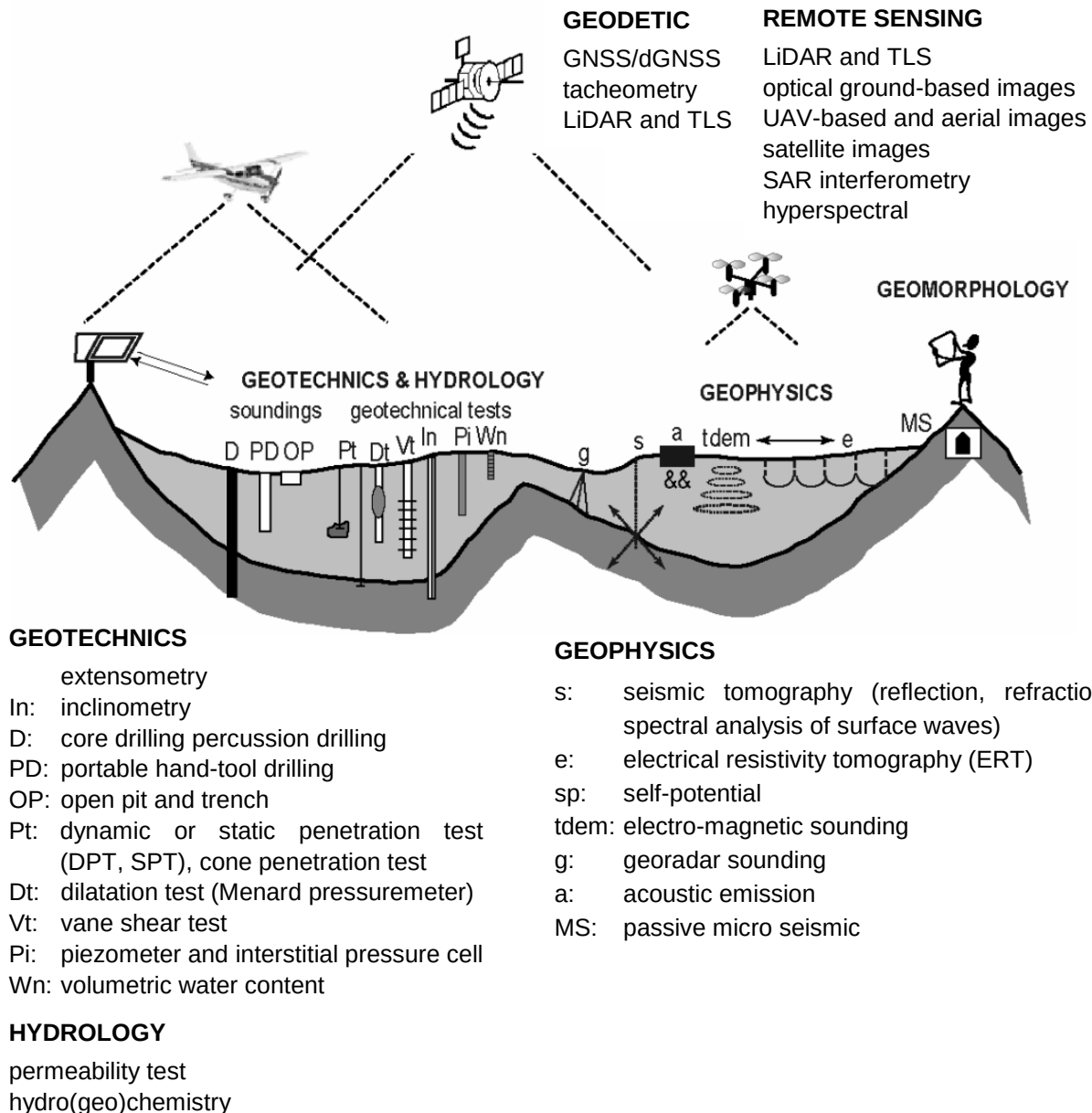
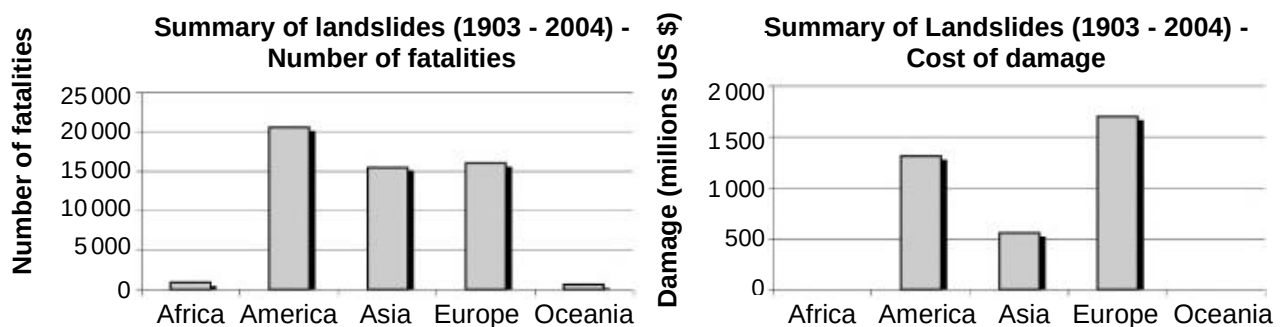


Abb. 2.4: Übersicht der Untersuchungsmethoden von aktiven Massenbewegungen (modifiziert nach Travelletti, 2011 und van Asch et al., 2007).

2.3 MASSENBEWEGUNGEN WELTWEIT UND IN EUROPA

Unter allen Naturgefahren sind Massenbewegungen weltweit für mindestens 17 % deren Todesopfer verantwortlich gemäß den Statistiken des CERD (*The Centre for Research on Epidemiology of Disasters*) (Lacasse und Nadim, 2009). Der Einfluss und die Statistiken der Todesopfer und wirtschaftlichen Schäden durch Massenbewegungen sind jedoch deutlich unterbewertet und unvollständig, da diese gewöhnlich nicht von anderen Triggern von Naturgefahren wie Extremniederschlägen, Überflutungen und Erdbeben separiert werden und es einen Mangel in der systematischen Datenerfassung gibt (Lacasse und Nadim, 2009; Petley, 2012).

Der Bericht der Weltbank geht von einer weltweit durch Massenbewegung gefährdeten Fläche von 3,7 Millionen km² mit einer Bevölkerung von fast 300 Millionen aus, was etwa 5 % der Weltbevölkerung entspricht (Dilley *et al.*, 2007). Davon sind etwa 820.000 km² mit einer Bevölkerung von 66 Millionen relativ hoch (3. Dezil) gefährdet. In den Jahren zwischen 2004 und 2010 ereigneten sich weltweit 2.620 tödliche Massenbewegungen, die 32.322 dokumentierte Todesopfer, die Mehrheit hiervon in Asien, zur Folge hatten (Petley, 2012). Klose *et al.* (2016) gehen von ungefähr 20 Milliarden US-Dollar jährlichem ökonomischem Schaden infolge Massenbewegungen aus (Abb. 2.5).



Country	Total annual loss (in USD billion)	Loss as percentage of GDP ^a	Loss per capita ^b (in USD)
USA	2.1 - 4.3	0.01 - 0.03	7 - 14
Japan	> 3.0	> 0.06	23
Italy	3.9	0.19	68
India	2.0	0.11	1.7
China	> 1.0	0.01	0.7
Germany	0.3	0.01	3.7
World ^c	~20 ^d	-	-

The cost estimates given in 2014 values include direct and indirect losses and are also shown as percentage of national gross domestic product (GDP) or costs per capita (source: modified after Klose (2015), based on data from Li (1989), Schuster (1996), and Schuster and Highland (2001))

^a According to International Monetary Fund (<https://www.imf.org/external/data.htm>)

^b According to the UN Population and Vital Statistics Report (cf. United Nations 2014)

^c Based on the assumption that losses are comparable between industrialized countries (cf. Schuster 1996)

^d 17 % of the 1980 - 2013 annual average global natural disaster losses (US \$121 billion; Munich Re 2014)

Abb. 2.5: Todesopfer und Kosten der Schäden durch Massenbewegungen weltweit für den Zeitraum 1903 - 2004 nach Lacasse und Nadim (2009; basierend auf EM-DAT, OFDA/CRED International Disaster database) und ökonomische jährliche Schäden nach Klose *et al.* (2016).

Das Auftreten tödlicher Massenbewegungen in Europa zwischen 1995 - 2014 weist langfristig keine erkennbaren Muster auf, allerdings scheint es in einigen Ländern, wie z.B. Italien oder Türkei einen Anstieg in der zweiten Periodenhälfte und besonders in den letzten Jahren zu geben (Haque *et al.*, 2016). Generell traten diese das ganze Jahr über auf, wobei es häufig einen saisonalen Trend mit einer Zunahme in den Sommermonaten und eine Abnahme in den Wintermonaten gibt.

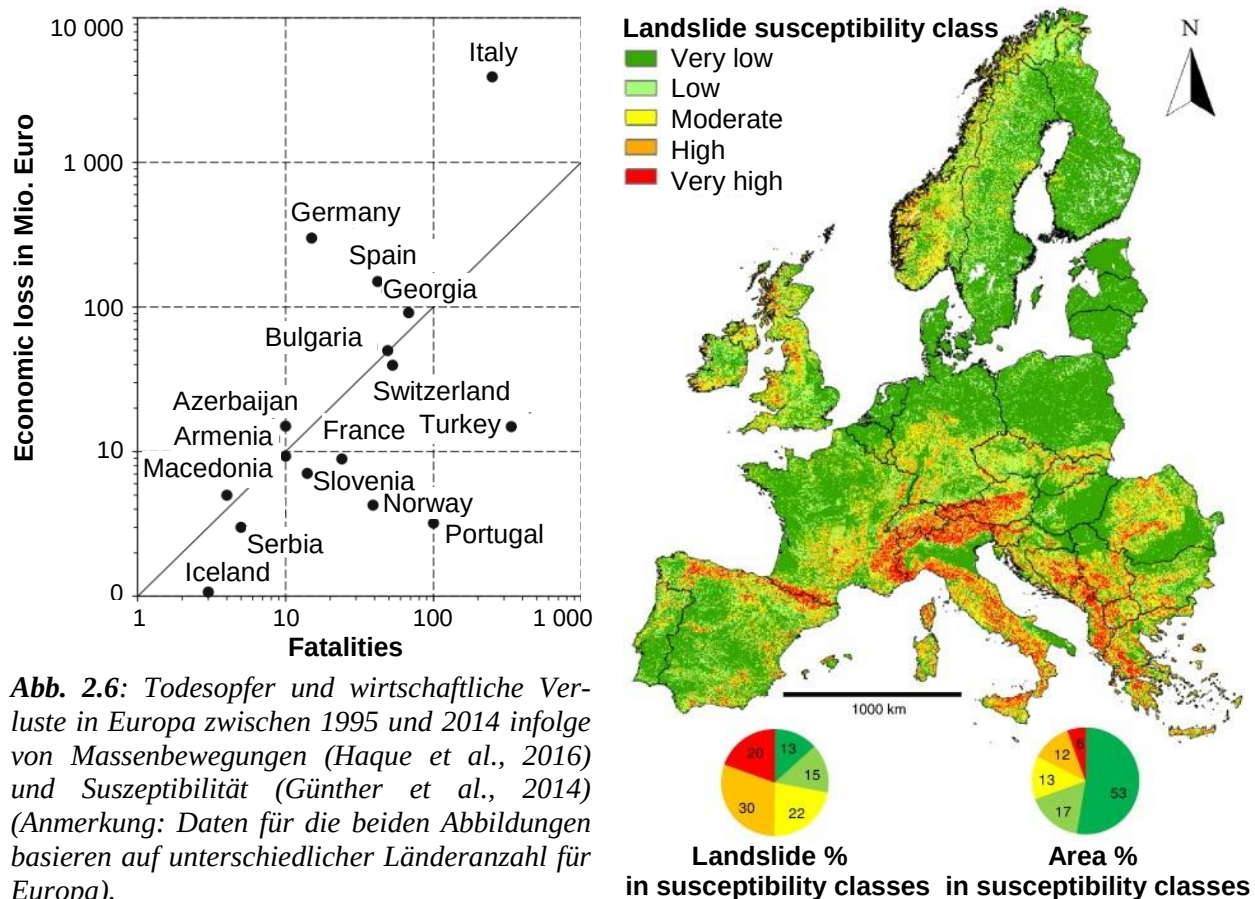


Abb. 2.6: Todesopfer und wirtschaftliche Verluste in Europa zwischen 1995 und 2014 infolge von Massenbewegungen (Haque et al., 2016) und Suszeptibilität (Günther et al., 2014) (Anmerkung: Daten für die beiden Abbildungen basieren auf unterschiedlicher Länderanzahl für Europa).

2.4 DIE SUPER-SAUZE HANGRUTSCHUNG²

2.4.1 Geographische Lage und Geologie

Die Super-Sauze Hangrutschung befindet sich am Nordhang des Barcelonnette-Tals, etwa 140 km nordwestlich von Nizza in den südlichen französischen Alpen, im französischen Department "Alpes-de-Haute-Provence". Die nächstgelegene größere Ortschaft ist die Stadt Barcelonnette, etwa 5 km südöstlich der Hangrutschung.

Das Becken von Barcelonnette (**Abb. 2.7**) erstreckt sich auf einer Fläche von etwa 200 km² (Malet et al., 2007), mit einer Länge von 22 km (von Jausiers im Osten bis nach Les Thuilles im Westen) und einer maximalen Breite von 10 km. Die umliegenden Gipfel erreichen eine Höhe von 2800 m bis etwa 3100 m ü. NN. Quartäre Gletscher und mehr als 26 Bäche erodierten ein großes tektonisches Fenster in die autochthonen verwitterungsanfälligen schwarzen jurassischen Mergel (Malet et al., 2007). Die schwarzen Mergel werden von eozänen allochthonen Überschiebungsdecken (Autapie und Parpaillon), die sich aus Sandsteinen oder Kalksteinen zusammensetzen, überlagert (Maquaire et al., 2003). Die Mächtigkeit der schwarzen jurassischen Mergel, die auch als „Terres Noires“ bezeichnet werden, beträgt 250 - 300 m und kann in drei Subformationen differenziert werden (**Abb. 2.8**; Maquaire et al., 2003):

² Texte aus der Diplomarbeit Rothmund (2009) übernommen, z.T. leicht verändert oder erweitert

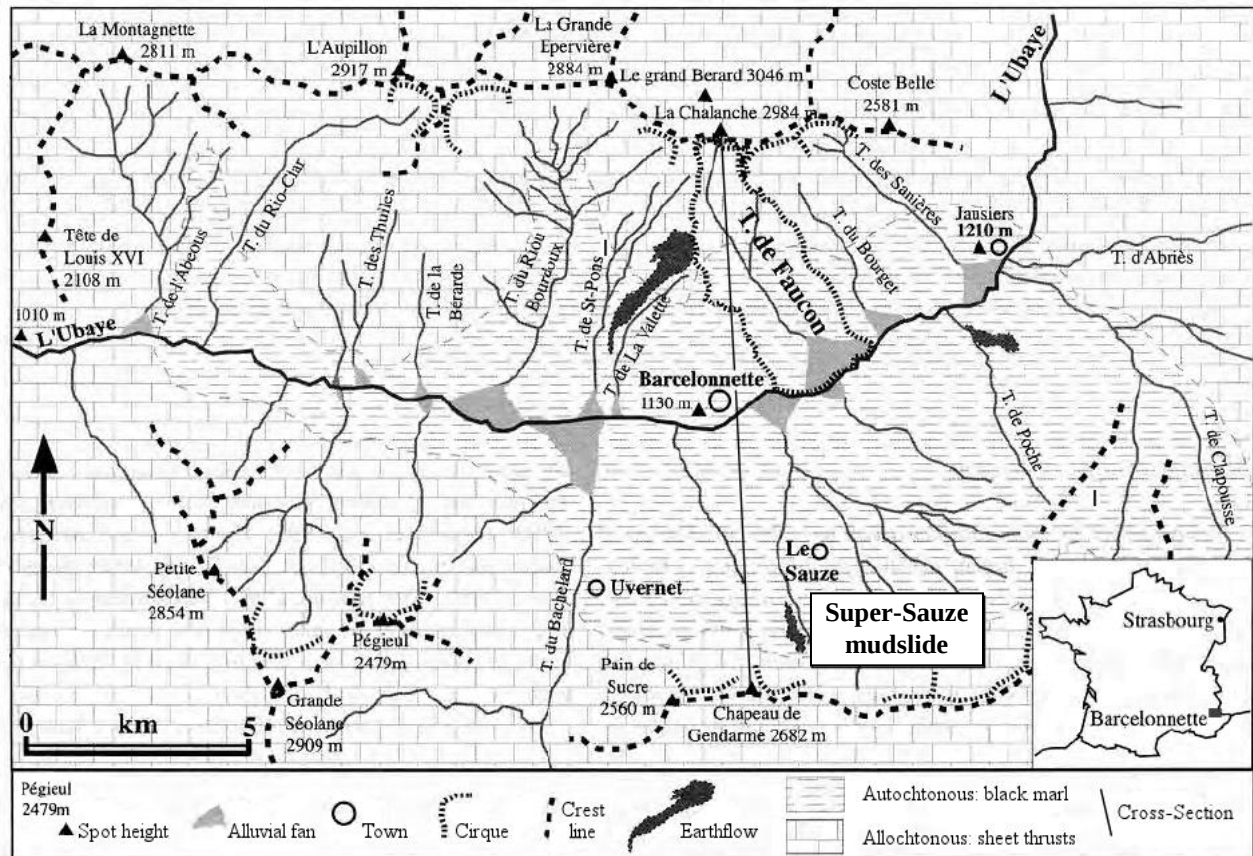


Abb. 2.7: Lage des Barcelonnette-Beckens und der Super-Sauze Hangrutschung mit eingezeichneter Profillinie des geologischen Querprofils in Abb. 2.8 (Remaître et al., 2002).

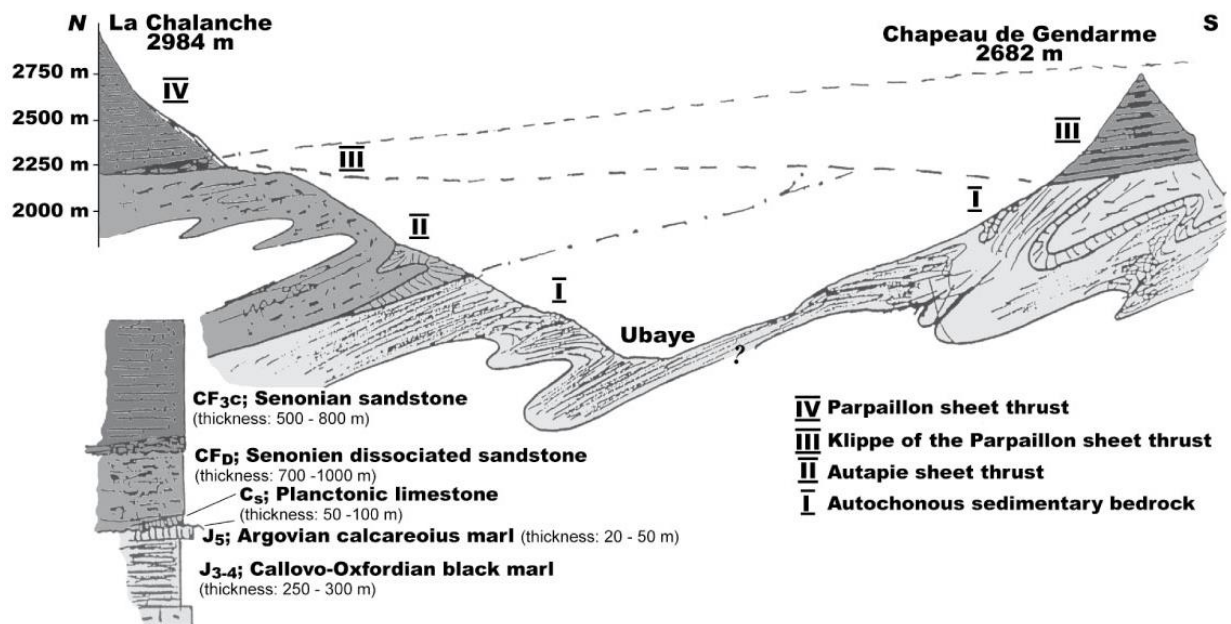


Abb. 2.8: Geologisches Querprofil und Stratigraphie des Barcelonnette-Beckens (Maquaire et al., 2003).

- 50 - 60 m mächtige schwarze Mergel des Unter-calloviums (*LSD, lower stratigraphic deposit*)
- 150 - 250 m mächtige schwarze Mergel des Mittel- und Oberoxfordiums mit cm-mächtigen tonhaltigen Kalksteinbänken (*USD, upper stratigraphic deposit*)
- einige seltene Ausstriche der 15 - 20 m mächtigen schwarzen Mergel des Argoviums (unterstes Oberjura)

Die schwarzen Mergel sind oft mit Moränenablagerungen des quartären Ubaye Gletschers bedeckt.

Das trockene, mediterrane Gebirgsklima des Barcelonnette-Beckens ist charakterisiert durch hohe jährlichen Niederschlagsschwankungen (735 ± 400 mm über eine Periode von 1928 - 2005), mit Intensitäten bei Sommer- und Herbststürmen, die über mindestens 15 Minuten anhaltend mehr als 50 mm/h erreichen können. Die Temperatur beträgt im Jahresdurchschnitt ca. 7,5 °C. Die oberen Hänge sind für 4 bis 6 Monate schneebedeckt (Maquaire *et al.*, 2003; Malet *et al.*, 2007; Krzeminska *et al.*, 2012).

Das Becken von Barcelonnette weist aufgrund der verwitterungsanfälligen und tektonisch beanspruchten schwarzen Mergeln als auch bedingt durch die klimatischen Bedingungen zahlreiche Hanginstabilitäten auf. Im 20. Jahrhundert bildeten sich infolgedessen drei größere Rutschungen Super-Sauze, Poche und La Valette (**Abb. 2.7**; Malet und Maquaire, 2003; Weber und Herrmann, 2000).

2.4.2 Bisherige Untersuchungen

Die Super-Sauze Hangrutschung wird seit 1991 multidisziplinär im Forschungsprojekt OMIV (*Multidisciplinary Observatory of Versant Instabilities*) untersucht. Ziel des Forschungsprojektes ist die Bereitstellung von Daten für das bessere Verständnis der kontrollierenden Prozesse von aktiven Hangrutschungen und deren Modellierung, sowie zur Identifizierung der für Änderungen der Rutschungsart verantwortlichen Parameter (OMIV, 2017). Die Super-Sauze Hangrutschung wird wegen ihrer natürlichen Evolution studiert, mit dem Ziel die scheinbar einfache Transformation von Gleit- zu Fließvorgängen und letztendlich durch Niederschläge oder Schneeschmelze induzierten Schuttströme und Schlammströme zu verstehen (Montety *et al.*, 2007; Flageollet *et al.*, 2000).

In den vergangenen 15 Jahren wurden zahlreiche geomorphologische, geologische, hydrologische, geophysikalische und multidisziplinäre Studien durchgeführt und publiziert. Ein grober Überblick über in Zeitschriften veröffentlichte Beiträge ist in **Tabelle 2.4** zusammengestellt. Für die Übersicht über die zahlreichen Magister- und Doktorarbeiten mit dem Untersuchungs- und Testgebiet Super-Sauze Hangrutschung sei auf die OMIV (2017) Website verwiesen. Das erste Nanoseismic Monitoring und die ersten UAV-Befliegungen des Instituts für Geophysik der Universität Stuttgart an der Super-Sauze Hangrutschung wurden im Juli 2008 durchgeführt. Diese und nachfolgende Kampagnen mit Nanoseismic Monitoring und UAV-Befliegungen sind in **Tabelle 2.5** zusammengestellt, zusammen mit der bisherigen Arbeitsgrundlage an Orthophotomosaiken.

Tab. 2.4: Grobe Übersicht der bisherigen publizierten Arbeiten in Zeitschriften an der Super-Sauze Hangrutschung nach Forschungsdisziplinen (einige Arbeiten weisen Überschneidungen auf, und sind zum Hauptthema zugeordnet).

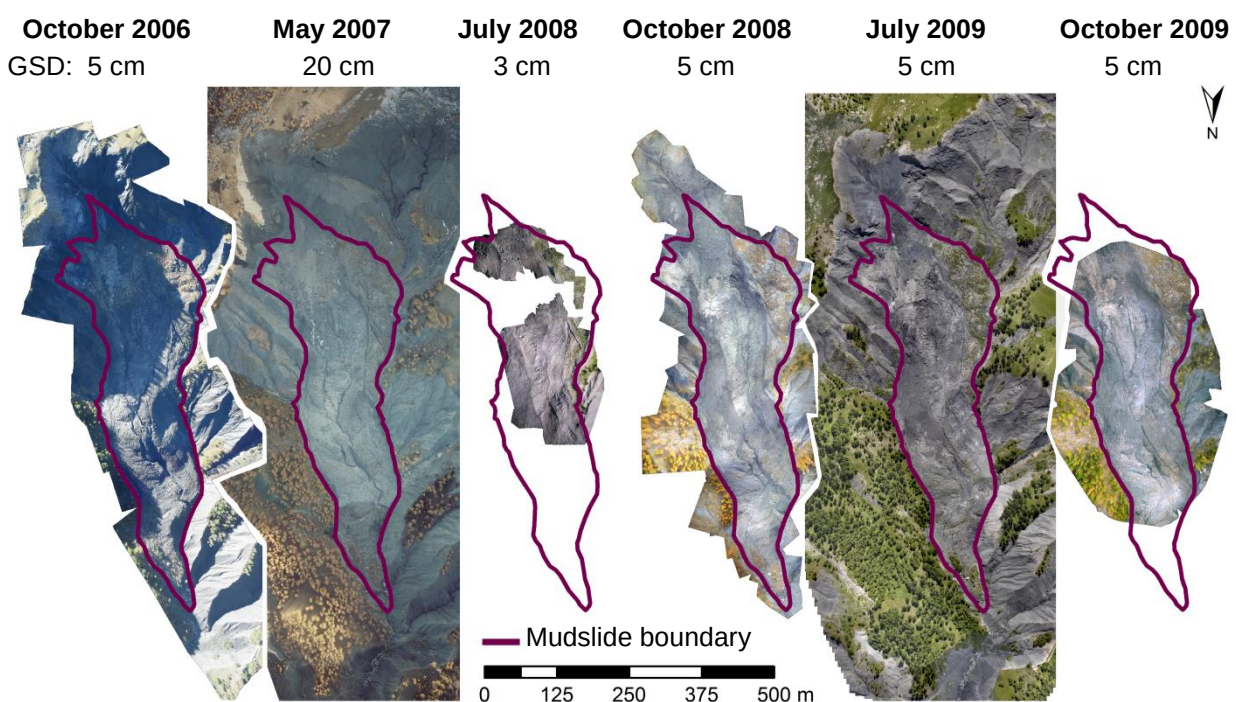
Forschungsdisziplinen	Autor/en	Methode/ Ergebnis und Analyse der Datengrundlage	Interpretation
Fernerkundung	Weber und Herrmann, 2000	Luftbilder: Orthophotos (1 m GSD) und DGMs (15 m GSD) von 1956, 1971, 1978, 1982, 1988, 1995	historische Entwicklung der Rutschung
	Niethammer <i>et al.</i> , 2009; Niethammer <i>et al.</i> , 2010; Niethammer <i>et al.</i> , 2011; Niethammer <i>et al.</i> , 2012; Rothmund <i>et al.</i> , 2013	UAV-basierte Luftbilder: Orthophotomosaik und DGM	Kinematik, Rissstrukturen und Durchfeuchtung
	Travelletti <i>et al.</i> , 2012a	multitemporale terrestrische optische Bilder: automatische digitale Bildkorrelation (DIC)	Kinematik
	Stumpf <i>et al.</i> , 2012; Stumpf <i>et al.</i> , 2013	UAV-basiertes Orthophotomosaik: automatische Detektion von Rissen	Rissstrukturen
	Travelletti <i>et al.</i> , 2014	TLS: automatische digitale Bildkorrelation (DIC)	Kinematik und Deformationsanalyse
	Stumpf <i>et al.</i> , 2014	Satellitenbilder (VHR, Pléiades): DGM, Orthophoto, digitale Bildkorrelation (DIC)	Oberflächenrekonstruktion und Kinematik
	James <i>et al.</i> , 2017	UAV-basierte Luftbilder: Orthophotomosaik und DGM	Genauigkeitsanalyse von DGMs
Geophysik	Schmutz <i>et al.</i> , 2000; Schmutz <i>et al.</i> , 2009	Geoelektrik (ERT), Time Domain Elektro-Magnetik (TDEM)	3D-Struktur
	Grandjean <i>et al.</i> , 2006a	Geoelektrik und Reflexions-/Refraktionsseismik:	Struktur
	Meric <i>et al.</i> , 2007	Geoelektrik (ERT), seismisches Profil für Oberflächenwelle und H/V-Methode für Scherwellenkontrast, Seismisches „Noise Array“ für S-Wellengeschwindigkeit	Struktur
	Amitrano <i>et al.</i> , 2007	Mikroseismisches Monitoring: seismisches Rauschen und Spektralanalyse	Dynamik, korreliert mit Beschleunigung

Forschungsdisziplinen	Autor/en	Methode/ Ergebnis und Analyse der Datengrundlage	Interpretation
	Walter und Joswig, 2009a; Walter <i>et al.</i> , 2012a; Walter und Joswig, 2009b; Walter <i>et al.</i> , 2012a; Walter <i>et al.</i> , 2013	Nanoseismic Monitoring	rutschungsinduzierter Seismizität
	Tonnellier <i>et al.</i> , 2013; Tonnellier und Malet, 2011; Tonnellier und Helmstetter, 2012	Nanoseismic Monitoring und Reflexion-/ Refraktionsseismik	rutschungsinduzierter Seismizität und P-Wellengeschwindigkeitsmodell
	Provost <i>et al.</i> , 2017	Nanoseismic Monitoring, automatische Detektion	rutschungsinduzierter Seismizität
	Grandjean <i>et al.</i> , 2012	Seismik	Risse
	Gance <i>et al.</i> , 2012	Seismik: Quasi-Newton Inversion	3D-Struktur
	Gance <i>et al.</i> , 2016	Geoelektrik (permanent): Zeitreihenanalyse	Hydrologie
Geotechnik	Flageollet <i>et al.</i> , 2000	Drucksondierung, Schlagbohrung, Bohrungen mit Kerngewinn, Meißelbohrung	3D-Struktur
	Maquaire <i>et al.</i> , 2003	Laboruntersuchung	Bestimmung mineralogischer, geotechnischer und hydrologischer Parameter
	Malet und Maquaire, 2003	Inklinometermessung und viskoelastisches Kriechmodell	interne Deformation und Langzeitdynamik
Hydrologie	Malet <i>et al.</i> , 2003a	Feldbeobachtung, ‚tension-disk infiltrometry‘ und statistische Analyse	Charakteristik der Bodenoberfläche hydraulische Konduktivität
	Montety <i>et al.</i> , 2007	hydrochemische Studie	Grundwasserzusammensetzung und -strömung
	Debieche <i>et al.</i> , 2012	hydrochemische Studie und Feldexperiment	hydrologische und hydrochemische Prozesse
	Krzeminska <i>et al.</i> , 2012	Temperatursensoren im Boden und Thermal Conductivity Scanner (Labor)	Räumliche und zeitliche Bodentemperatur für Überwachen der Bodenfeuchtigkeit
	Krzeminska <i>et al.</i> , 2014	hydrochemische Studie und Feldexperiment	hydrologische Prozesse (Infiltration, laterale Wasserwegsamkeiten)
	Marc <i>et al.</i> , 2017	Feldmessungen, hydrochemische Studie und geochemische Modellierungen	hydrologische Prozesse (Infiltration, laterale Wasserwegsamkeiten)

Forschungsdisziplinen	Autor/en	Methode/ Ergebnis und Analyse der Datengrundlage	Interpretation
multidisziplinär	Malet <i>et al.</i> , 2002a	GPS, Extensiometer, Tachymeter	Kinematik und Vergleich zu meteorologischen und hydrologischen Beobachtungen
	Malet, 2003	Multi-Daten: geotechnische, fernerkundliche, geodätische und Feldbeobachtung	Charakterisierung der Rutschung, Dynamik
	Walter <i>et al.</i> , 2009	Nanoseismic Monitoring UAV-basiertes Orthophotomosaik	rutschungsinduzierte Seismizität, Kinematik und Rissstrukturen
	Travelletti und Malet, 2012	Multi-Daten: geotechnische, fernerkundliche, geophysikalische, Feldbeobachtungen	3D-Modell der Rutschung
Modellierung	van Asch <i>et al.</i> , 2004	numerische Modellierung	Auslaufstrecke von Schlammstrom
	Malet <i>et al.</i> , 2004 Malet <i>et al.</i> , 2005a	Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen für numerische Modellierung	Auslaufstrecke von Schlammstrom
	van Asch <i>et al.</i> , 2006	Modellsimulation und theoretische Betrachtung	Bodenverflüssigung infolge Hanggeometrie und kinematischer Deformation
	Malet <i>et al.</i> , 2005b; Malet <i>et al.</i> , 2003b	Modellierung der Hydrologie	Hydrologie: Grundwasserströmung und -fluktuationen
	Krzeminska <i>et al.</i> , 2013	Modellierung der Hydrologie	hydrologische und mechanische Rückkopplung von Rissinfiltration
	Bernardie <i>et al.</i> , 2015	Modellierung der Änderung der Kinematik infolge Niederschlag	Beziehung zwischen Niederschlag und Kinematik

Tab. 2.5: Seismische, fernerkundliche und dGNSS Messungen von GCPs (ground control points, dt. Passpunkte), Messungen in Super-Sauze zwischen den Jahren 2006 - 2010 welche die Grundlage der bisherigen Arbeiten des Instituts für Geophysik der Universität Stuttgart bildeten (grau = Universität Stuttgart). Orthophotomosaik zwischen 2006 - 2010, welche nicht immer flächendeckend vollständig sind. Oktober 2006: Luftbilder von Pascal Allemand und Christophe Delacourt (Universität Lyon, LGL), erhalten von Jean-Philippe Malet (Universität Straßburg, EOST) in 2009 und selbst prozessiert. Mai 2007 und Juli 2009 erhalten von Jean-Philippe Malet. Juli 2008, Oktober 2008 und 2009: Luftbilder Uwe Niethammer (Universität Stuttgart, IfG), 2008 selbst prozessiert, 2009 mitgearbeitet.

Datum	Bruchprozesse	Orthophotos & DGMs		dGNSS
		Abdeckung	Auflösung	
Oktober 2006	—	gesamte Rutschung mit Drohne	5 - 11 cm	—
Mai 2007	—	gesamte Rutschung + LiDAR	20 cm	—
Juli 2008	gesamte Rutschung (Walter et al., 2009)	Akkumulationsgebiet oberer westlicher Bereich (Niethammer et al., 2011b)	2 - 10 cm	—
Oktober 2008	gesamte Rutschung	gesamte Rutschung (Niethammer et al., 2009, 2010; Walter et al., 2009)	3 - 8 cm	×
Juli 2009	oberer westlicher Bereich (Walter et al., 2011b)	gesamte Rutschung + LiDAR	5 cm	—
Oktober 2009	—	unterer und mittlerer Bereich (Niethammer et al., 2011b)	3 - 10 cm	×



2.4.3 Historische Entwicklung und heutige Erscheinungsform

Im Jahr 1956 bestand ein 75 - 90 ha großes, von tiefen, engständigen Erosionsrinnen zerschnittenes Gebiet mit scharfen Kämmen dazwischen (*Badland*) in den schwarzen Mergeln des Oxfords am Nordhang des Barcelonnette-Beckens (**Abb. 2.7, Abb. 2.9**; Maquaire *et al.*, 2003). Im Bereich der Abrisskante existieren regionale Störungen (Travelletti und Malet, 2012). Durch die fortschreitende Erosion der verwitterungsanfälligen schwarzen Mergel entwickelte sich eine Erosionsrinne im oberen Hang signifikant weiter als die restlichen und war tief eingeschnitten. Dies führte Ende der 1960er Jahre (exaktes Jahr nicht bekannt) zur Destabilisierung der Festgesteinskämme, deren kollabiertes Material eine erste teilweise Auffüllung von einigen Erosionsrinnen zur Folge hatte (Weber und Herrmann, 2000). Ab diesem Zeitpunkt sind hauptsächlich zwei morphologische Prozesse zu beobachten: rückschreitende Erosion des Hauptabrisses durch Steinschläge, Felsstürze, Rotations- und Translationsrutschungen sowie räumliche Ausbreitung der Rutschung hangabwärts. Die Bewegung der Rutschung wird durch die Hangmorphologie, Gesteinsstruktur und Hydrologie beeinflusst und dürfte das Ergebnis von Gleiten und Fließen, entweder einzeln oder in Kombination sein (Weber und Herrmann, 2000; Weber, 2000; Malet und Maquaire, 2003; Malet *et al.*, 2007).

Bis Anfang der 1980er Jahre ereigneten sich weitere bedeutende Felsstürze, Rotations- und Translationsrutschungen in den anstehenden schwarzen Mergeln, die eine große Akkumulationszone am Fuß des Hauptabrisses zur Folge hatte. Ein Teil dieses aufgearbeiteten Materials wurde unverzüglich durch Rutschungen mobilisiert und bedeckte stufenweise die Badlands. Zwischen 1982 und 1988 befand sich der Fuß 180 m weiter hangabwärts (**Abb. 2.9a, c, d**; Weber und Herrmann, 2000). Zwischen 1988 und 1995 betrug das Vorwärtsschreiten des Fußes lediglich 10 m, da die hangabwärts gerichtete Ausdehnung der Fließrutschung durch die morphologischen Gegebenheiten blockiert war, infolge eines sich verengenden Talweges zwischen zwei steilen Festgesteinskämmen, was zur Eindämmung des Fußes führte (**Abb. 2.9a-d**; Weber und Herrmann, 2000). Gleichzeitig wurde der Fuß infolge des Druckes von dem bewegten Material immer mächtiger und steiler. Der Hauptabritt hat sich seit dem ersten Böschungsbruch, der anhand der multitemporalen Luftbilder ab 1971 sicher nachgewiesen ist, bis 1995 um 40 m hangaufwärts verlagert (Weber und Herrmann, 2000).

Etwa seit den 1990er Jahren hat die Rutschung ihre maximale Längsausdehnung von 825 m und eine durchschnittlichen Breite von 135 m (maximale Breite 250 m) bis heute erreicht (**Abb. 2.9b**). Die Hangrutschung erstreckt sich heute auf einer Fläche von etwa 17 ha zwischen 1.735 m und 2.105 m ü. NN. Die durchschnittliche Hangneigung beträgt 25°. Die maximale Mächtigkeit des Rutschungskörpers beträgt etwa 20 m und das ermittelte Volumen beträgt rund 560.000 m³ (Malet, 2003; Travelletti und Malet, 2012). Der etwa 100 - 150 m hohe Hauptabritt fällt mit einem Winkel von 70° ein und hat sich in die schwarzen Mergel und in die darüber lagernden 15 m mächtigen Moränenablagerungen eingeschnitten (**Abb. 2.10**; Malet und Maquaire, 2003). Vegetation tritt fleckenhaft auf und ist auf sehr wenige Bereiche begrenzt. Im Frühjahr 2007 ereignete sich der letzte große Felssturz. Die Hangrutschung wird durch zwei laterale Erosions-

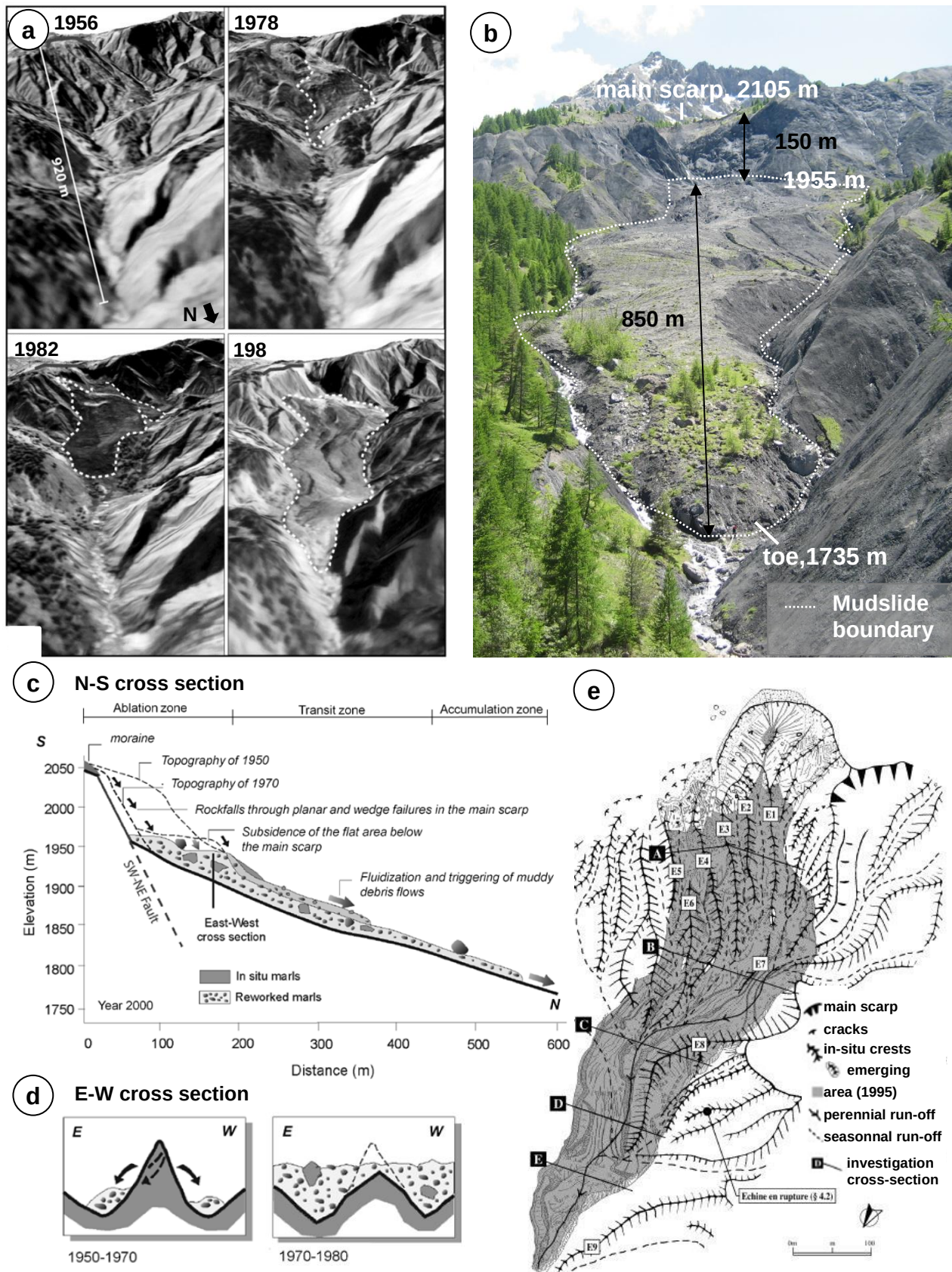


Abb. 2.9: (a) Historische Entwicklung der Super-Sauze Hangrutschung von 1956 bis 1988 basierend auf den Luftbildern (Travelletti und Malet, 2012) und (b) Stand im Juli 2010. S-N (c) und O-W (d) Profilschnitt mit der historischen Entwicklung (Malet, 2003, Abb. aus Travelletti, 2011). (e) Verlauf der Festgesteinskämme und Rinnen (Malet, 2003).

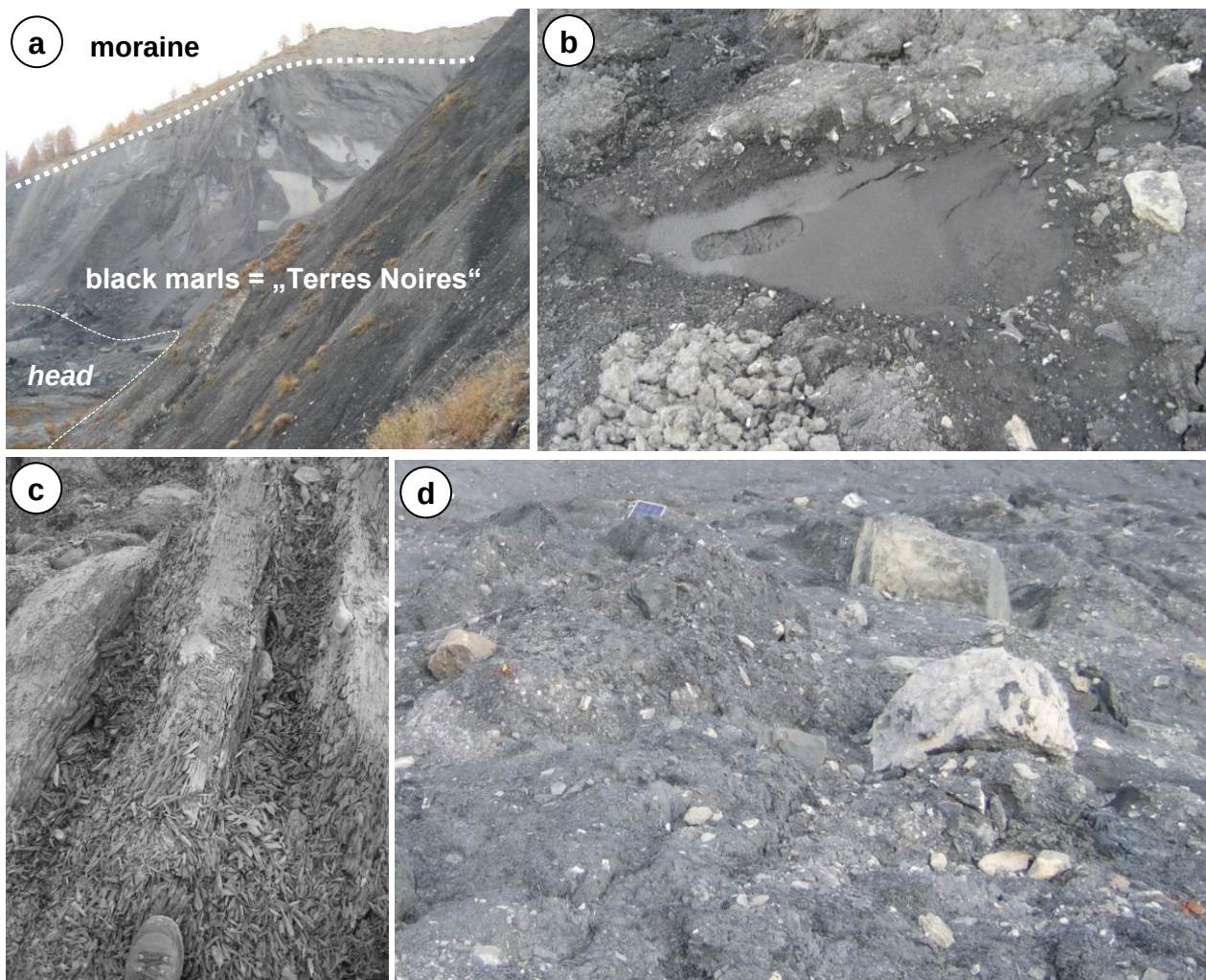


Abb. 2.10: (a) Hauptabriss in den schwarzen Mergeln, die von Moränenablagerungen überdeckt werden. Rutschungsmaterial: (b) Beispiel für die unterschiedliche Korngröße und Konsistenz. (c) Ein Mergelblock der in einzelne Splitter zerfällt. (d) Große Blöcke und Steine aus der Moräne eingebettet in die aufgearbeiteten und verwitterten Mergel.

rinnen mit jährlichem Oberflächenabfluss begrenzt und weist eine zentrale Rinne mit periodischem Abfluss auf (Montety *et al.*, 2007).

Unter bestimmten hydrologischen Gegebenheiten kann sich die obere Einheit der Rutschung in Schuttströme oder Schlammströme mit Geschwindigkeiten von 1 m/s bis 15 m/s umwandeln (Malet *et al.*, 2004). Solche kleinvolumigen schlammgestützten Trümmerströme (7.000 - 15.000 m³) haben sich mehrmals in den Jahren 1997, 1999, 2001, 2006, 2008 und 2013 vom Sekundärabriss gelöst (OMIV, 2017; Malet *et al.*, 2004).

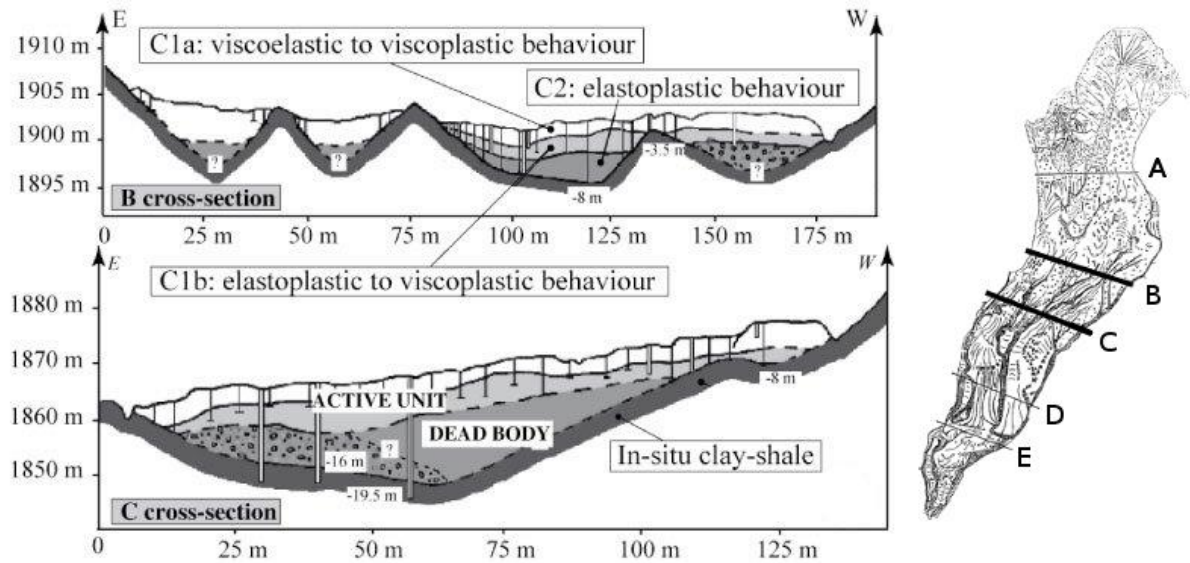
Die Topographie geformt von mehr oder weniger parallelen Festgesteinskämmen aus schwarzen Mergeln und Erosionsrinnen, besonders im oberen Hangbereich, welche vor der Hangrutschung existierte (Luftbild 1956, **Abb. 2.9a,e**) und überdeckt wurden, ist bis heute intakt. Verifiziert wurde dies durch geophysikalische und geotechnische Ergebnisse (Travelletti und Malet, 2012). Die Tiefe der Erosionsrinnen variiert zwischen 0 und etwa 20 m (Meric *et al.*, 2007). Das Maximum mit etwa 20 m ist im Profil A und C nachgewiesen, während Profile B und E eine

Mächtigkeit bis etwa 8 - 9 m aufweisen. Heute sind innerhalb der Rutschungsbegrenzung zwei freiliegende Festgesteinskämme im oberen Bereich der Hangrutschung aufgeschlossen. Die begrabene Paläotopographie beeinflusst durch die Separierung verschiedener Abschnitte mit unterschiedlichen kinematischen, mechanischen und hydrologischen Eigenschaften sowie durch bevorzugte Wasserwegsamkeiten sehr stark das Verhalten der Rutschung (Maquaire *et al.*, 2001; Montety *et al.*, 2007).

2.4.4 Geotechnische und hydrogeologische Struktur des Rutschungskörpers

Die Rutschung setzt sich aus aufgearbeiteten Mergelblöcken (**Abb. 2.10c**) in verschiedenen Verwitterungsstadien, Klasten unterschiedlicher Korngröße und einigen Moränenblöcken in einer siltig-tonigen Matrix zusammen (**Abb. 2.10b-d**; Malet *et al.*, 2003b). Geotechnische und geophysikalische Untersuchungen (Maquaire *et al.*, 2001; Grandjean *et al.*, 2006a; Grandjean *et al.*, 2006b; Meric *et al.*, 2007) ergaben, dass die Rutschung, vor allem aus hydrologischen Sicht, in zwei geotechnische Schichten (C1 und C2) unterteilt werden kann (**Abb. 2.11**). Die obere Einheit C1 mit einer Mächtigkeit von 5 bis 10 m ist hochaktiv und viskos (Flageollet *et al.*, 2000; Malet und Maquaire, 2003). Diese Einheit kann wiederum in zwei Untereinheiten gegliedert werden, der Form der Untergrundtopographie folgend und dem saisonalen Grundwasserspiegelstand (Flageollet *et al.*, 2000; Malet *et al.*, 2002b). Die Schichtmächtigkeit unter Geländeoberkante liegt für den oberen Hangbereich zwischen -0,4 bis -1,4 m, für den unteren Hangbereich zwischen -0,8 m und -2,0 m und für den westlichen Hangbereich zwischen -2,5 und -3,5 m. Die obere Untereinheit C1a ist durch ein visko-elastisches bis visko-plastisches Verhalten und die untere Einheit C1b durch elasto-plastisches bis visko-plastisches Verhalten gekennzeichnet (Malet und Maquaire, 2003). Die untere Einheit C2 mit einer maximalen Mächtigkeit von 10 m, besteht aus einem steifen, relativ wasserundurchlässigen, feststehenden („*dead body*“) oder einem sehr langsam bewegten Material und ist durch ein elasto-plastisches Verhalten charakterisiert (Flageollet *et al.*, 2000; Malet und Maquaire, 2003).

Insgesamt weist die Super-Sauze Hangrutschung eine komplexe Struktur auf, mit lateral und vertikal heterogenen Materialeigenschaften mit stark variierender Porosität (0,23 bis 0,49) und hydraulischer Leitfähigkeit (10^{-5} - 10^{-9} m/s). Eingebettete Festgesteinsblöcke oder impermeable Materiallinsen mit hängenden Grundwasserlinsen prägen die Heterogenität (**Abb. 2.12**; Malet *et al.*, 2005b; Debieche *et al.*, 2012; Gance *et al.*, 2016).



Bodeneigenschaften	Einheit C1a	Einheit C1b	Einheit C2	„Terres Noires“ in-situ (USD)
Mächtigkeit [m]	3 - 4	2 - 5	5 - 12	
Trockenwichte γ_d [kN/m ³]	16,3 - 17,1	17,4 - 18,2	18,2 - 18,7	17,4 - 18,2
Wichte bei Wassersättigung γ_r [kN/m ³]	19,7 - 20,7	20,5 - 21,3	20,9 - 21,8	
Ausrollgrenze w_p [%]	15 - 17	16 - 18	17 - 19	
Fließgrenze w_L [%]	30 - 40	33 - 36	35 - 38	
Schrumpfgrenze w_s [%]	14 - 15	13 - 14	12 - 13	
Plastizitätszahl I_p	16 - 17	17 - 18	17 - 20	
Sondierspitzendruck q_c [MPa]	< 3	< 8	> 10	> 20
pressiometrische Modul E_M [MPa]	< 8	8 - 15	> 15	
gesättigte hydraulische Leitfähigkeit K_s (kf-Wert) [m/s]	$10^{-5} - 10^{-6}$	$10^{-6} - 10^{-7}$	$10^{-8} - 10^{-9}$	
effektive Kohäsion c' [kPa]	2	3	6	2 - 3
effektiver Reibungswinkel ϕ' [°]	29	30	31	32
effektive Kohäsion bei Restscherfestigkeit c'_r [kPa]	3 - 4	4 - 6	5-7	
effektiver Reibungswinkel bei Restscherfestigkeit ϕ'_r [°]	20 - 22	21 - 22	22 - 23	

Abb. 2.11: Querprofile durch den oberen (Querprofil B) und mittleren (Querprofil C) Bereich der Super-Sauze Hangrutschung und die Bodeneigenschaften der Einheiten (Malet, 2003).

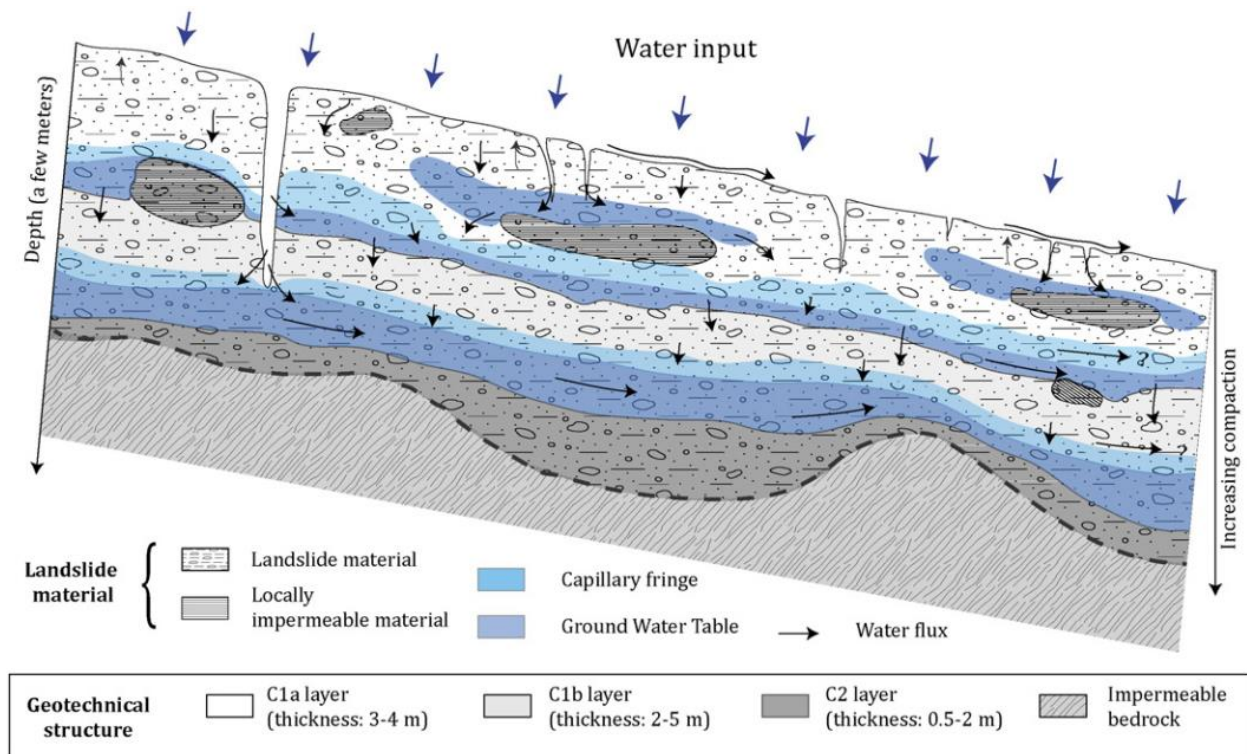


Abb. 2.12: Schematische, heterogene komplexe Struktur der Super-Sauze Hangrutschung mit Grundwasser sowie Wasserströmung nach Schneeschmelze oder Niederschlag und der geotechnische Schichtaufbau (Gance et al., 2016).

Malet (2003) bzw. Malet *et al.* (2005b) unterteilte die Rutschung in drei hydro-geomorphologische Einheiten basierend auf den oberflächlichen Bodeneigenschaften und den Grundwasserspiegeln. Krzeminska *et al.* (2014) unterteilten die Einheit HG1 in zwei Subeinheiten U1 und U2 basierend auf den dominierenden hydrologischen Prozess (**Abb. 2.13**):

- HG1: sehr schnelle zeitliche Änderung (< 1 h) und signifikante Fluktuationen (bis zu 0,4 - 0,5 m) des Grundwasserspiegels sowie schnelle Drainage (3 - 5 h), über das Jahr mittelmäßige Grundwasserspiegelvariation zwischen 0,5 - 1,0 m; Infiltration über miteinander verbundene Risse (offen, teilweise oder komplett mit losem Material verfüllt) und Matrix; Oberfläche bestehend aus siltigem Sand mit Kies und Geröll
 - U1: sehr schnelle Infiltration und Drainage
 - U2: sehr schnelle Infiltration aber langsamere Drainage
- HG2: schnelle zeitliche Änderung (2 - 3 h) und moderate Fluktuationen (0,05 - 0,3 m) des Grundwasserspiegels sowie relativ schnelle Drainage (12 - 24 h), relativ hohe saisonale Grundwasserspiegelschwankungen zwischen 0,1 - 2,5 m; Infiltration hauptsächlich über die Matrix; Oberfläche bestehend aus sandiger Silt mit einigen Klasten
- HG3: langsame zeitliche Änderung (> 5 h) und geringe Fluktuationen (cm) des Grundwasserspiegels im Kurzzeit- als auch Langzeitverhalten sowie langsame Drainage (> 24 h); Oberfläche bestehend aus tonigen Silt mit einigen Klasten (Malet, 2003; Malet *et al.*, 2005b; Krzeminska, 2012; Krzeminska *et al.*, 2014)

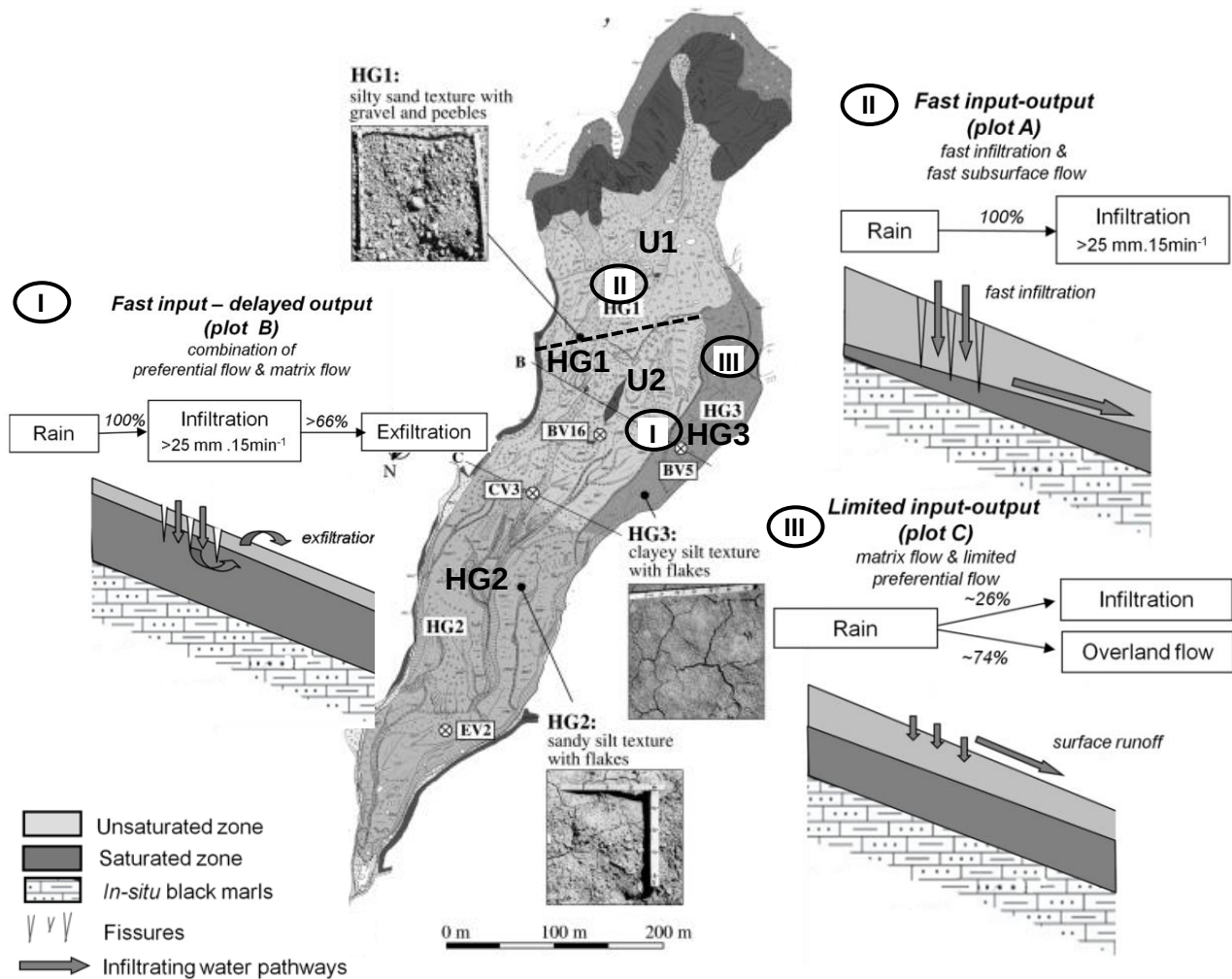


Abb. 2.13: Hydro-geomorphologische Einheiten der Super-Sauze Hangrutschung (zusammengesetzt aus Malet, 2003; Malet et al., 2005b; Krzeminska et al., 2014).

2.4.5 Kinematik

Die Bewegungen der Rutschung werden seit 1991 durch terrestrische Tachymetrie, GPS-Messungen von 40 Festpunkten, Extensometermessungen (seit 1999), Analyse von Luftbildern (seit 1956), terrestrischen Bildern (seit 2007), terrestrischen Laserscanning (seit 2007), luftgestützten Laserscanning (2007, 2009) sowie UAV-basierte Luftbilder (2006, 2008, 2009, 2010) gemessen (OMIV, 2017). Aus den gemessenen Bewegungen wurde für den Zeitraum 2006 bis 2007 eine durchschnittliche Geschwindigkeitskarte der Super-Sauze Hangrutschung erstellt.

Die Geschwindigkeiten reichen von 0,01 bis 0,4 m/Tag, variieren räumlich über die Hangrutschung und können basierend auf den Langzeitbeobachtungen von 1996 - 2007 in vier Geschwindigkeitsbereiche untergliedert werden (Abb. 2.14b; Malet und Maquaire, 2003; Amitrano et al., 2007). Die Bewegungsrichtungen korrelieren mit der Geometrie der von Schlammstrommaterial überdeckten Paläotopographie, gebildet aus einer Folge von Rinnen und Festgesteinskämmen (Maquaire et al., 2001; Montety et al., 2007). Die Geschwindigkeiten nehmen vor allem in der unteren Hälfte der Hangrutschung zum Fuß hin ab, wobei der Fuß selbst wieder höhere

Verschiebungen aufweist (**Abb. 2.14b**). Der westliche Hangbereich ist der stabilste Bereich mit Geschwindigkeiten von weniger als 0,002 m/Tag.

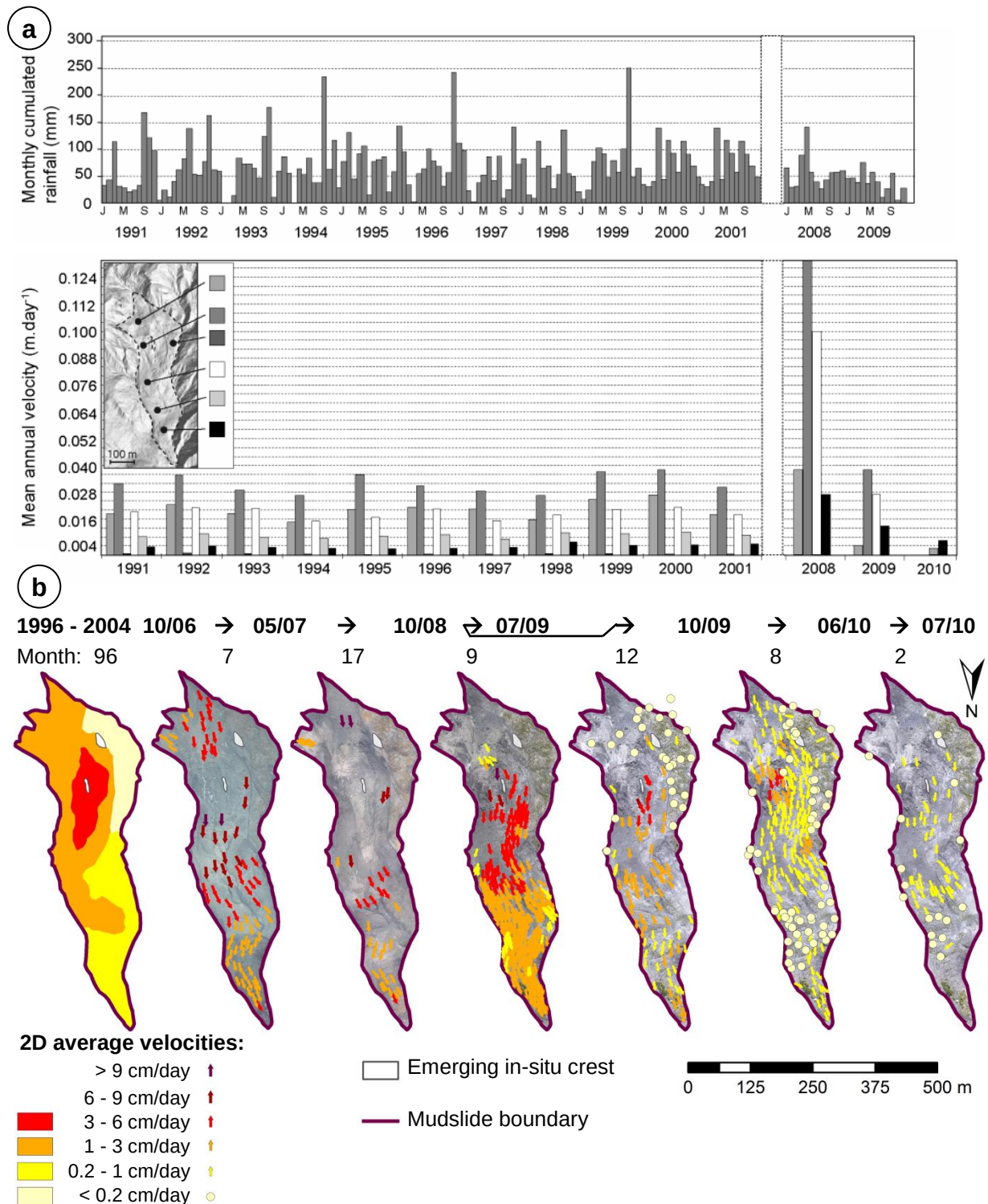


Abb. 2.14: (a) Jährliche Durchschnittsgeschwindigkeit und Niederschlag für 1991 - 2001 und 2008 - 2010 (Travelletti, 2011) sowie (b) vier langzeitlichen Durchschnittsgeschwindigkeiten nach Malet (2003) und Amitrano et al. (2007) und die Durchschnittsgeschwindigkeiten (Einheitsvektoren farblich kodiert mit Geschwindigkeit) zwischen Oktober 2006 - Juli 2010 basierend auf Luft- und UAV-basierten Bildern (manuelle Auswertung zwischen 10/06 und 07/09) sowie dGNSS-Messungen (10/08, 10/09 und 07/10).

Bisherige Beobachtungen von Verschiebungen und Porenwasserdrücken zeigen, dass die Bewegung ausschließlich durch die hydroklimatischen Bedingungen kontrolliert wird und generell das Ergebnis eines raschen Grundwasserspiegelanstiegs nach der Schneeschmelze oder bei starken Regenfällen ist (Malet *et al.*, 2005a). Die Kinematik der Rutschung weist einen saisonalen Trend mit zwei Beschleunigungsperioden (bis zu 40 cm/Tag) im Frühling und Herbst sowie zwei Verzögerungsperioden im Sommer und Winter auf (Malet, 2003). Bezüglich des Kurzzeitverhaltens korrelieren der Beginn, die Dauer und die Geschwindigkeit der Bewegung nicht direkt mit dem Beginn und der Dauer des Niederschlags und es tritt in der Regel eine zeitliche Verzögerung bis zu zwei Tagen auf (Malet *et al.*, 2003b). Benoit *et al.* (2015) konnten mit GPS-Messungen in 2012 das erste Mal eine räumliche Heterogenität in der Reaktivierung des Hanges vor allem im Sommer, welche zum Teil auch sehr lokal sein konnte, nachweisen.

Deutlich höhere Durchschnittsgeschwindigkeiten gegenüber dem Mittel wurden im Jahr 2008 beobachtet, während das Jahr 2010 sehr geringe Durchschnittsgeschwindigkeiten aufwies (Abb. 2.14a, Travelletti, 2011). Zwischen Oktober 2006 und Oktober 2008 wurde der Bereich des Kopfes sehr beschleunigt (bis zu durchschnittlich ~ 12 cm/Tag), kam im nächsten Jahr nahezu zum Stillstand und begann sich zwischen Oktober und Juni 2010 wieder zu beschleunigen auf bis zu durchschnittlich $\sim 1,5$ cm/Tag (Abb. 2.14b). In den Jahren zwischen Oktober 2008 und Juni 2010 ist zu beobachten, dass der südliche Teil des westlichen Hangbereichs zunehmend über die Jahre höhere Bewegungsraten aufweist.

Inklinometermessungen stammen aus dem Jahr 1996 und zeigen eine Gleitfläche und eine etwa 5 m mächtige Scherzone mit Scherungsrate von 10^{-10} s^{-1} (Abb. 2.15). Diese wird überlagert von einer starren Schicht (Malet, 2003).

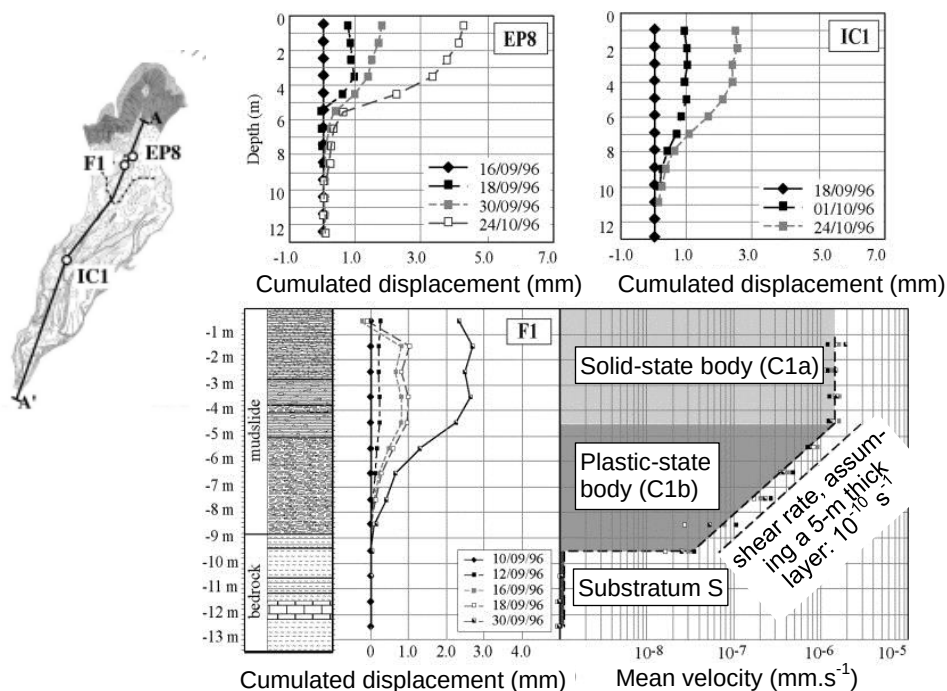


Abb. 2.15: Inklinometermessungen an der Super-Sauze Hangrutschung im Herbst 1996. F1 liegt auf einer in-situ Festgesteinskamm, weshalb Einheit C2 nicht aufgeschlossen ist (Travelletti und Malet, 2012; Malet, 2003; Grandjean *et al.*, 2006a).

2.4.6 Rissstrukturen

Die Oberfläche der Hangrutschung weist zahlreiche Spannungsrisse mit einer Tiefe zwischen $\sim 0,5$ und 1 m sowie lokal in kleineren Bereichen Schrumpfungsrisse auf (Grandjean *et al.*, 2006a). Die Risse können bis zu 40 cm weit sein und sich auf einer Länge von bis zu 35 m erstrecken (**Abb. 2.16b**).

Mittels der Analyse von hochauflösenden Orthophotomosaiken konnten analog zur Glaziologie vier verschiedenen Rissgrundtypen basierend auf ihrer Orientierung relativ zur Bewegungsrichtung differenziert werden: Quer-, Längs-, Scherrisse und komplexe, gekreuzte Rissstrukturen (**Abb. 2.16a**). Das Auftreten der einzelnen Grundtypen ist auf die vorgegebenen Spannungsverhältnisse durch Begrenzung zu Festgesteinskämmen, Weitungen im Längsverlauf oder Gefälleänderungen zurückzuführen. Damit erklärt sich auch das ortsfeste Auftreten der Risse nach der Schneeschmelze trotz gleitendem Hangvolumen (**Abb. 2.16c**; Rothmund, 2009; Walter *et al.*, 2009). Die Hauptrissentstehung erfolgt im Frühjahr, während zum Sommer und Herbst die bestehenden Risse sich zum Teil nur noch weiten.

Die Risse waren am markantesten im Jahr 2008 ausgebildet, während die Risse in dem darauffolgenden Jahr und besonders im Jahr 2010 kaum in den Orthophotomosaiken sichtbar waren (**Abb. 2.17**). Die Hauptursache im Jahr 2010 war die geringe Kinematik und die Verfüllung mit feinkörnigem Material. Die Ursache für die markante Ausprägung im Jahr 2008 war zum einen die hohe Kinematik mit bis zu 3,5 m/Tag im Juni 2008 und zum anderen der niederschlagsarme Sommer (110 mm) (Travelletti, 2011; Stumpf *et al.*, 2013).

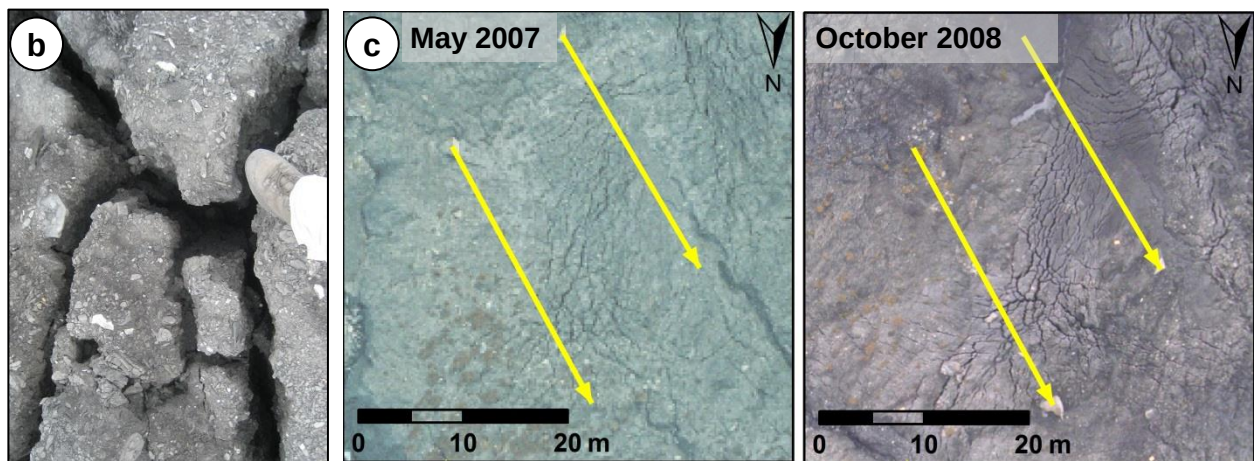
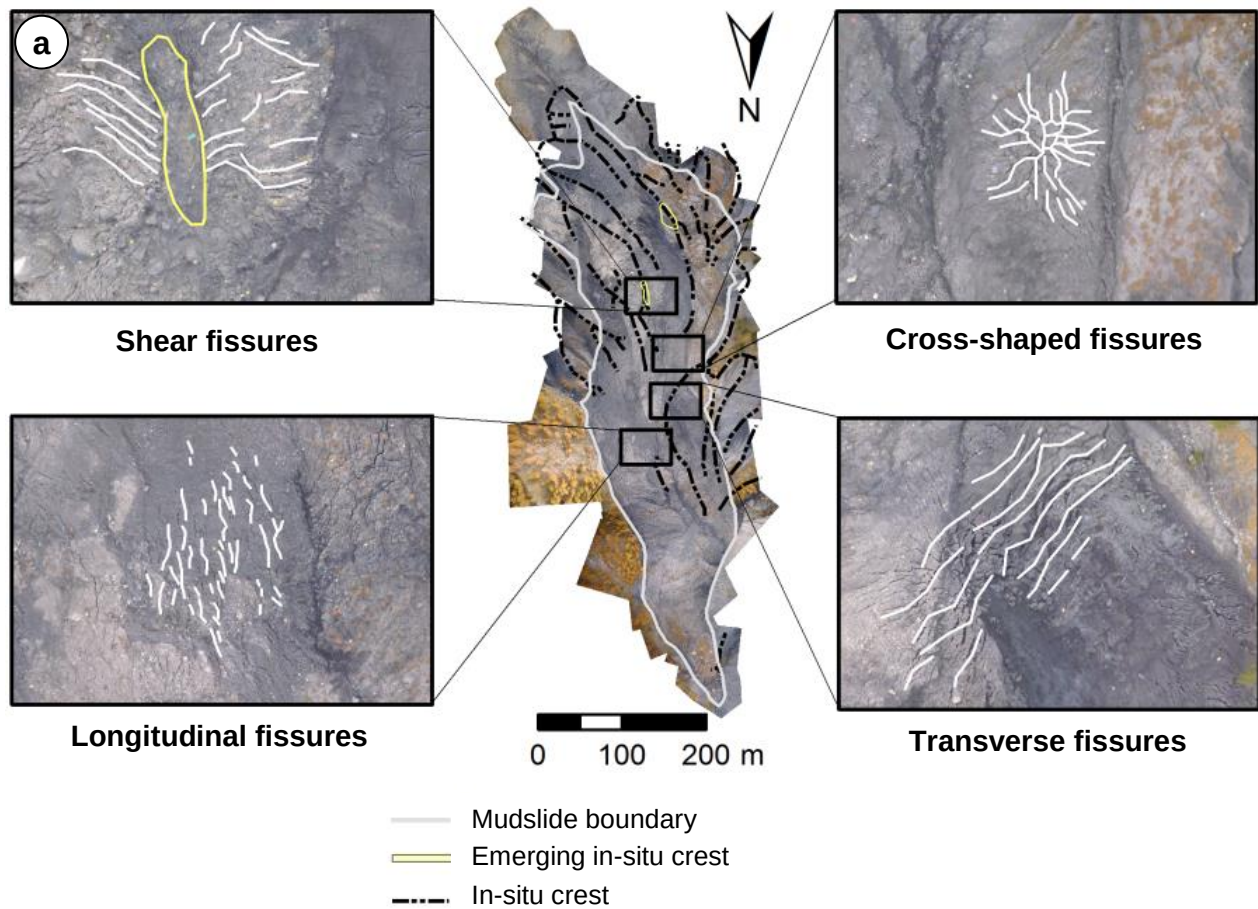


Abb. 2.16: (a) Hochauflösendes UAV-basiertes von Orthophotomosaik Oktober 2008 mit verschiedenen Rissgrundtypen von Rissstrukturen. (b) Terrestrische Aufnahme von Rissen im Bereich der gekreuzten Rissstruktur im Oktober 2008. (c) Beispiel für das ortsfeste Auftreten der Risse nach der Schneeschmelze (Orthophotomosaik 2007: J.-P. Malet, persönliche Kommunikation 2008).

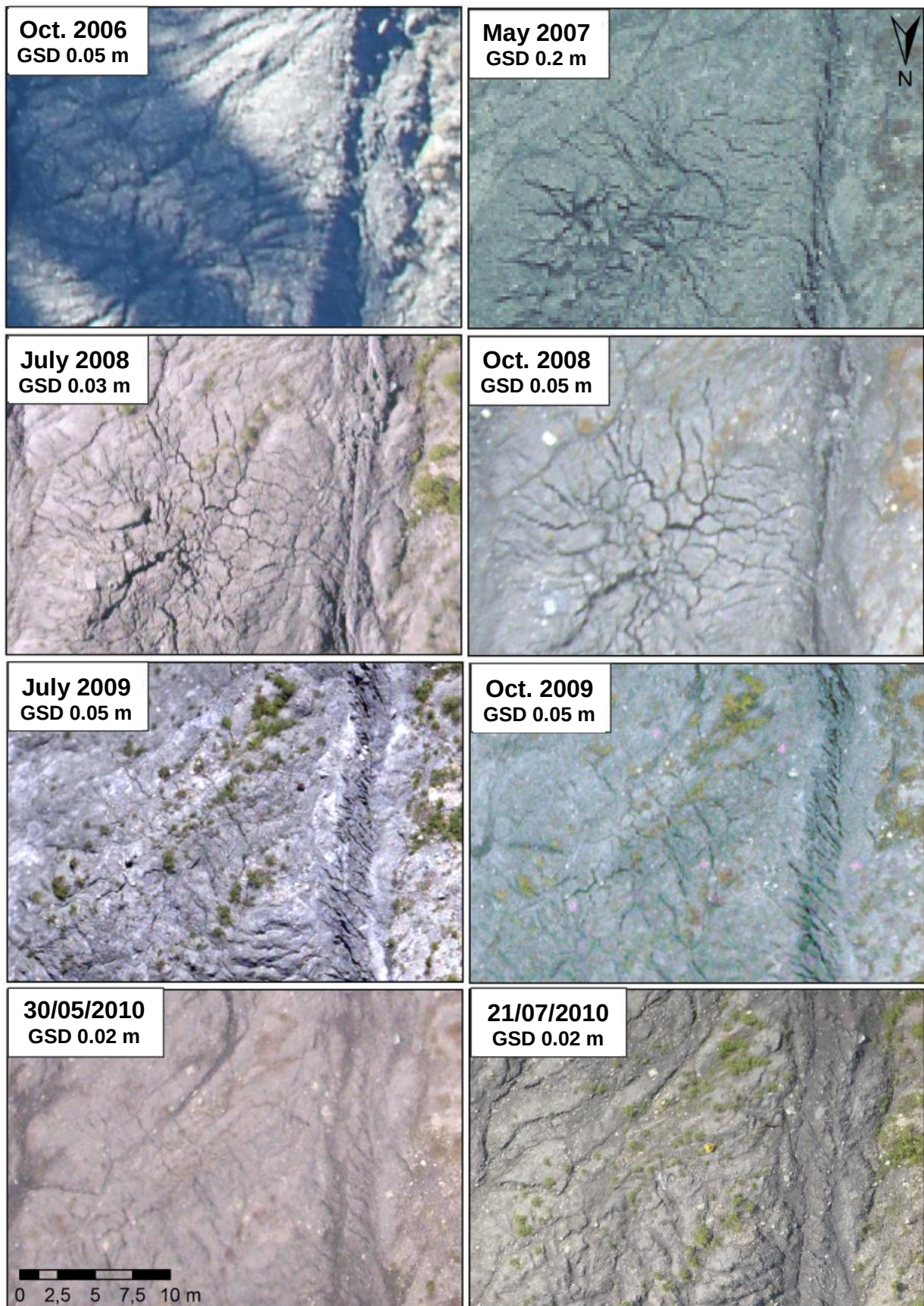


Abb. 2.17: Gekreuzte Rissstruktur von 2006 bis 2010 (Bilder von 2006, 2007, Juli 2009 von J.-P. Malet, persönliche Kommunikation, 2008, 2010).

2.5 MESSKAMPAGNE 2010

In den passiven seismischen Kampagnen mit Nanoseismic Monitoring von Juli und Oktober 2008 sowie Juli 2009 konnten drei verschiedene seismische rutschungsinduzierte Signaltypen: Stein-schlag, Slidequakes und Tremore detektiert und differenziert werden (siehe Kapitel 3, S. 56; Walter und Joswig, 2009a; Walter *et al.*, 2012a). Die Messkampagne Juli 2009 von Walter *et al.* (2012a) ergab, dass die Tremore mit Rissöffnung korrelieren könnten. Eine andere Hypothese war, dass es sich bei diesen Signalen um sogenannte ‚scratch‘-Signale zwischen Rutschungs-material und Festgestein handelt (Walter *et al.*, 2009).

Für die weitere Untersuchung zur Eingrenzung der Randbedingungen zur Generierung von rutschungsinduzierten seismischen Signalen, besonders den Slidequakes, und der Zusammen-hänge zwischen den seismischen Signalen (Slidequakes und Tremore) und den hangspezifischen Parametern Bewegung, Durchfeuchtung, Wasserinfiltration, Rissöffnung bzw. Riss-schließung, Niederschlag und Temperatur wurde ein multidisziplinäres Feldexperiment an der Super-Sauze Hangrutschung konzipiert (Abb. 2.18).

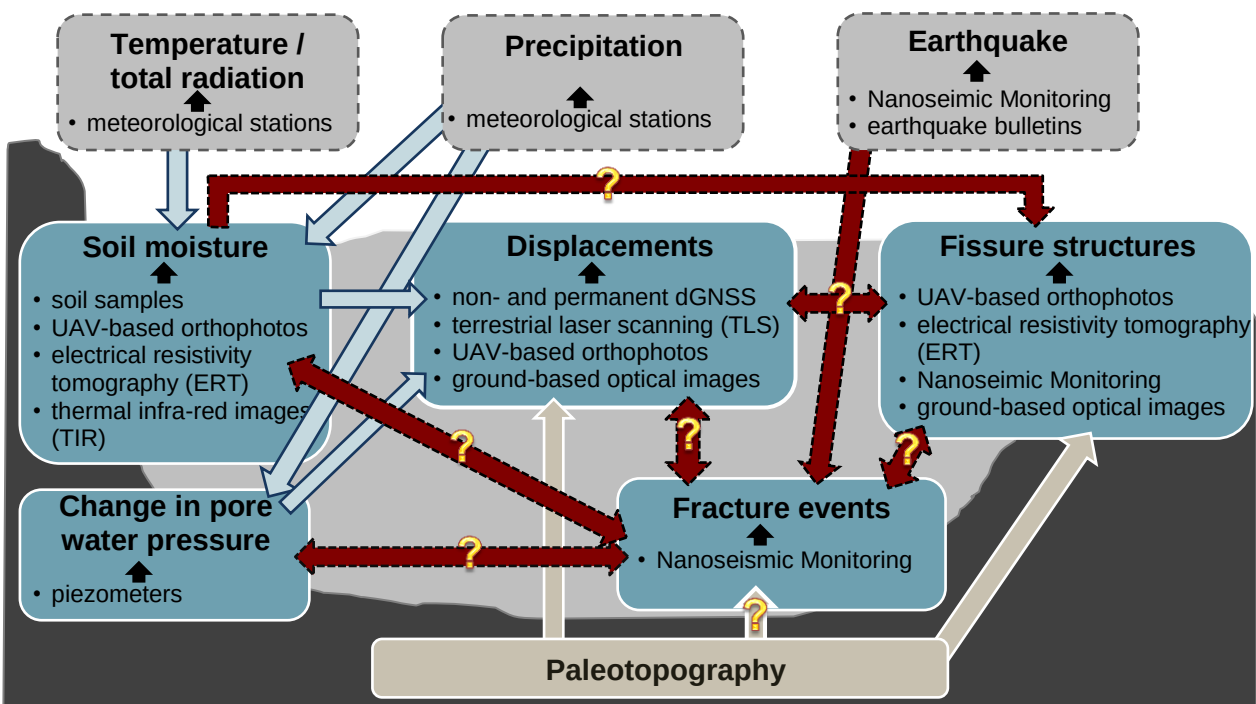


Abb. 2.18: Prozessverknüpfung im multidisziplinären Feldexperiment und angewandte Messverfahren.

Im Rahmen des DFG-geförderten Projekts „Geophysikalische, geodätische und photogram-metrische Untersuchung der Entstehung rutschungsinduzierter Bruchprozesse in Lockergesteins-rutschungen“ wurde von Ende Mai bis Ende Juli 2010, d.h. nach Schneeschmelze bis zur sommerlichen Austrocknung, ein achtwöchiges, 10.000 m² großes Feldexperiment im oberen Hangbereich durchgeführt (Abb. 2.19, Abb. 2.20). Die Auswahl der Lokalität begründete sich mit der hohen Langzeitdynamik und der hohen seismischen Aktivität rutschungsinduzierter Ereignisse in den vorangegangenen Messkampagnen. Die eingesetzten Untersuchungsmethoden umfassten Nanoseismic Monitoring, Geoelektrik, VHR (mm - cm) UAV-basierte Luftbilder-fassung und terrestrische Bildsequenzen, dGNSS-Messungen, terrestrische Laserscans (TLS),

Thermal-Infrarot-Aufnahmen (TIR), Bodenproben, Grundwasserspiegelmessungen und Wetteraufzeichnungen. Die räumliche Abdeckung, Auflösung und Messhäufigkeit der einzelnen Verfahren sind in **Abbildung 2.19, 2.20** und **Tabelle 2.6** zusammengestellt.

Im Rahmen dieser Messkampagne leitete Dr. Marco Walter das Nanoseismic Monitoring und die Geoelektrik, Dr. Uwe Niethammer die Befliegungen, Ulrich Schwaderer die TIR-Aufnahmen, ich die dGNSS-Messungen, die TLS-Scans und die terrestrischen Aufnahmen. Unterstützt wurden wir von Johannes Zeman, Patrick Blascheck, Tibor Zöld, Martina Gassenmeier und Dr. Jean-Philippe Malet. Die finale seismische Auswertung wurde von Dr. Naomi Vouillamoz durchgeführt. Die Wetteraufzeichnungen, permanenten dGNSS und die Grundwasserspiegel wurden von Dr. Jean-Philippe Malet und der Forschungsgruppe von EOST (Universität Straßburg) ausgewertet und bereitgestellt. Die Geoelektrik wurde von Juan C. Santoyo Campus (2013) im Rahmen seiner Masterarbeit an der Universität Stuttgart ausgewertet. Die Thermalinfrarot-Bilder wurden von Ulrich Schwaderer bearbeitet. Die Bodenproben wurden nach DIN 18121 ausgewertet. Alle weiteren Auswertungen der Einzelverfahren sind in späteren Kapiteln beschrieben.

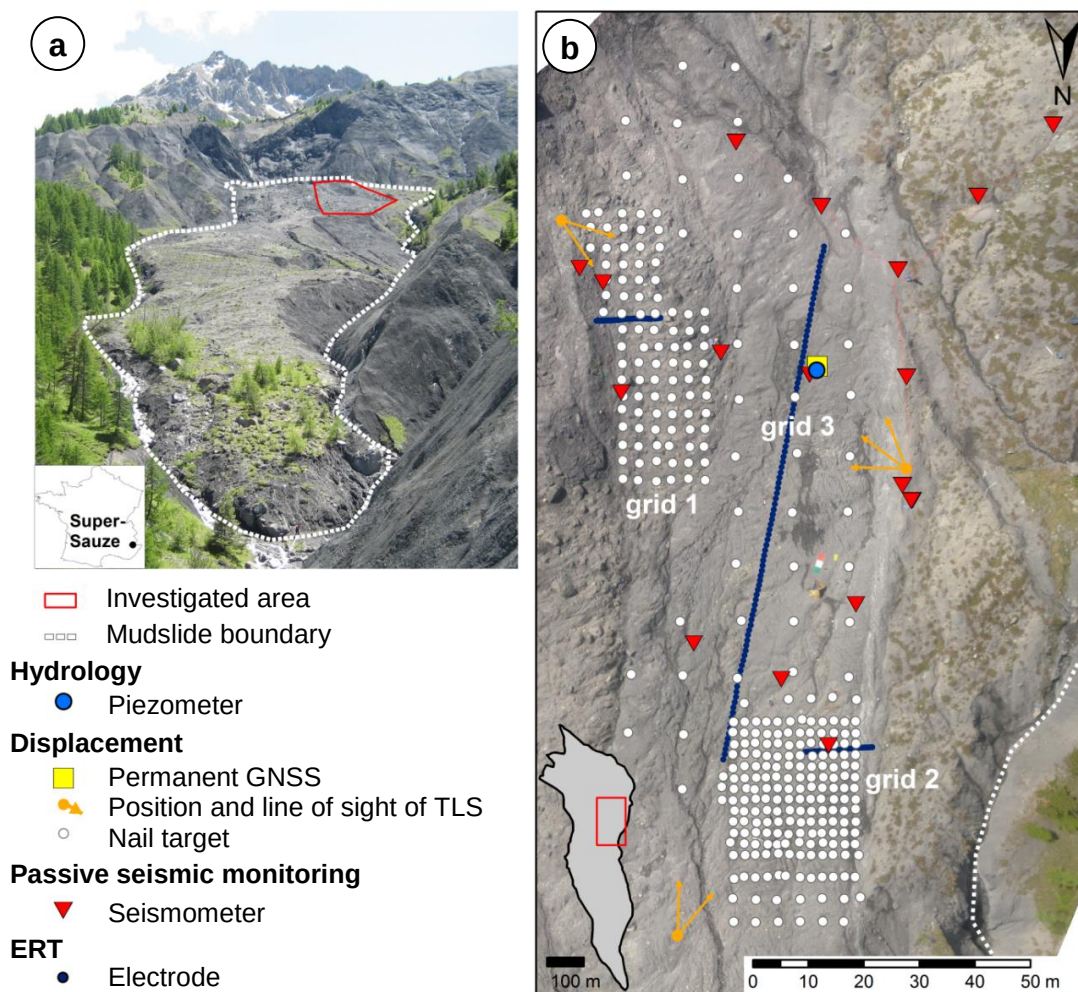


Abb. 2.19: Übersicht der achtwöchigen, multidisziplinären Messkampagne 2010. (a) Super-Sauze Hangrutschung mit der Lage des Messgebietes (roter Rahmen). (b) Karte mit den stationären Messpositionen.

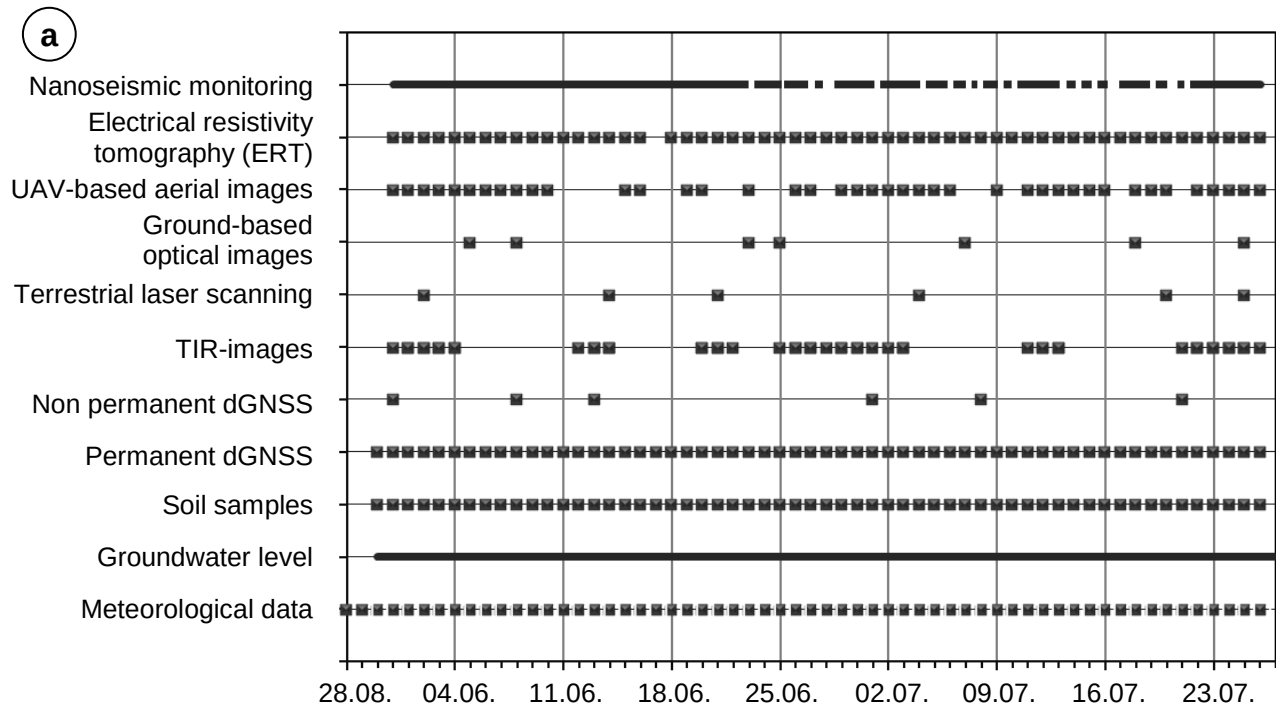


Abb. 2.20: Übersicht der achtwöchigen, multidisziplinären Messkampagne 2010. (a) zeitliche Messhäufigkeit der einzelnen Verfahren. (b) Messgebiet aus verschiedenen Perspektiven: (ol) hangabwärts mit Blick nach NW, (or) Blick nach N mit Instrumentierung des permanenten dGNSS, Seismometer, Piezometer, ERT und TIR (Hintergrund), (ul) Blick nach S, hangaufwärts mit Hauptabrisskante, (ur) Blick nach NW auf die gekreuzte Bruchstruktur.

Tab. 2.6: Auflistung der im Feldlabor angewandten Verfahren mit deren Erfassung, Auflösungsgrenzen, Messhäufigkeiten und räumliche Abdeckungen.

Verfahren	Erfassung/ Messwert	Analyse und Interpretation	Auflösung	Mess- häufigkeit	räumliche Abdeckung
Nanoseismic Monitoring	Boden- erschütterung	flächenhafte seismische Registrierung von Einzelereignissen, wie z.B. Slidequakes, Mehrfachereignissen (Tremore), Steinschlag- und Felssturzereignisse, Lokalbeben	400 - 1.000 Hz	kontinuierlich	gesamte Hangrutschung
UAV-basierte Luftbilder	VHR-Luftbilder	flächenhafte Messung von oberflächlicher Deformation (2D/ 3D Verschiebungen) + Kartierung von Rissen/ Rissentwicklung und Durchfeuchtung	1 - 8 cm GSD	täglich (1-mal)	gesamtes Messgebiet
Geoelektrik	scheinbare spezifische Widerstand	Wasserverlagerungsprozesse (Untergrund) + Entwicklung von Rissstrukturen an der Oberfläche	Elektrodenabstand: 0,25 m und 1 m	täglich (1-mal)	3 Profile im Messgebiet (1 × 100 m N-S, 2 × 25 m O-W)
dGNSS-Messung	punktueller 3D-Koordinate	Erfassung der oberflächlichen 3D-Verschiebung	max. 1 cm (2D)/ 2 cm (3D) Genauigkeit	6 × Messgebiet 3 × ges. Rutschung	Messgebiet (3 Raster mit 301/ 292 Punkten) + gesamte Rutschung (662 Punkten)
permanentes dGNSS	punktueller 3D-Koordinate	zeitlich hochauflösende Erfassung der oberflächlichen 3D-Verschiebung	wenige mm Genauigkeit	kontinuierlich	eine Station im zentralen Messgebiet
terrestrische Laserscans	3D-Punktwolke	flächenhafte Erfassung der oberflächlichen 3D-Deformation	1,5 - 5,5 cm GSD	6 ×	Messgebiet
terrestrische Bilder	VHR-Bildsequenzen	flächenhafte Erfassung der oberflächlichen 3D-Deformation	2 - 10 cm GSD	7 × 1 ×	Messgebiet Fuß
Thermal-Infrarot-Erkundung (TIR)	Thermal-Infrarot-Aufnahmen	Erfassung der Durchfeuchtung an der Oberfläche	160 x 120 Pixel (ca. 2 × 2 m) 0,12 K bei 30°C	7 × alle 5 min für eine Dauer von ~ 2 Tage	2 × 2 m Gebiete mit trockenen, feuchten und nassen Bereichen im Messgebiet
Entnahme von Bodenproben	Gewicht	Bestimmung des Wassergehaltes bzw. -sättigung zur „Kalibrierung“ der Geoelektrik, TIR-Bilder, kartierte Durchfeuchtung in Luftbilder		täglich	punktuell (bei Seismometer und ERT-Profilen) im gesamten Messgebiet, 425 Proben
Piezometer	Porenwasserdruck	Messung des Grundwasserspiegels	alle 10 min	kontinuierlich	eine Station im Zentrum und NO des Messgebietes
meteorologische Daten	Niederschlag, Temperatur etc.	Messung der Temperatur, Niederschlag, solare Einstrahlung		stündlich - täglich	eine Station

Das Messgebiet mit einer Höhendifferenz von etwa 50 m weist zwei unterschiedliche Bereiche auf. Der westliche Hangbereich ist charakterisiert durch überwiegend aufgearbeitete und verwitterte Mergel ohne größere Gesteinsblöcke an der Oberfläche und einer Hangneigung von rund 20° (**Abb. 2.20b**). Der steilere östliche Bereich (~25° Hangneigung) weist deutlich mehr Gesteinsblöcke und Moränenmaterial sowie höheren Durchschnittsgeschwindigkeiten auf.

2.5.1 Klimatische, hydrologische und dynamische Verhältnisse während der Messkampagne 2010

Im Folgenden soll ausschließlich eine kurze Übersicht der klimatischen, hydrologischen und dynamischen Verhältnisse während der Messkampagne 2010 gegeben werden. Detailliertere Abhandlungen werden in späteren Kapiteln wieder aufgegriffen.

Die Kinematik dieser Rutschung wird durch Hydrologie kontrolliert (Malet *et al.*, 2005a). Entgegen der Erwartung, dass zum Sommer eine gemeinhin kontinuierliche Austrocknung stattfindet, fand eine zweiwöchige niederschlagsreiche Zeitspanne statt, wodurch der Messzeitraum in 3 hydroklimatische Perioden unterteilt werden kann (**Abb. 2.21**):

Periode 1: Der erste Zeitraum 28.05. - 12.06.2010 ist charakterisiert durch eine kontinuierliche Austrocknung, die lediglich durch zwei geringe Niederschlagsmengen (< 5 mm/Tag) unterbrochen wird. Die Verschiebungen sind mit 3,3 cm entsprechend gering.

Periode 2: In dem niederschlagsreichen zweiten Zeitraum 13.06. - 02.07.2010 mit einem extremen Niederschlagsereignis am 15. Juni 2010 (39,4 mm/Tag) ereigneten sich zwei markante sprunghafte Grundwasserspiegelanstiege von ~17 cm vom 13.06. - 14.06.2010 und von ~15 cm vom 26.06. - 27.06.2010. Diese zwei sprunghaften Grundwasserspiegelanstiege führten mit etwa einem Tag Verzögerung zur Beschleunigung von 0,26 cm/Tag auf 1,38 - 1,47 cm/Tag vom 15.06. - 16.06.2010 bzw. 17.06.2010 und von 0,68 cm/Tag auf 1,50 - 1,88 cm/Tag vom 27.06. - 28.06.2010 bzw. 29.06.2010. In dieser Phase, insbesondere an drei Tagen (15.06. - 16.06.2010; 26.06. - 27.06.2010; 01.07. - 02.07.2010), kam es zu erhöhter oberflächlicher sedimentärer Umlagerung (vor allem in Rinnen) sowie erosiver Vertiefung und Verlagerung der Rinnen. Die oberflächliche Erosion und Sedimentation hatte die Verfüllung der Rissstrukturen zur Folge. Die Periode 2 weist die niedrigsten durchschnittlichen Temperaturen und leichten Schneefall vom 19.06.2010 auf 20.06.2010 sowie ein Sturmereignis am 01.07.2010 auf.

Periode 3: Der dritte Zeitraum 03.07. - 24.07.2010 zeichnet sich durch vorwiegend trockene Bedingungen aus, die durch drei Niederschlagsereignisse (< 8 mm/Tag) unterbrochen wurden und somit die Austrocknung zweimal unterbrachen. In dieser Periode tritt am 10.07.2010 am Abend ein Sturmereignis auf. Auffallend ist der hohe Wassergehalt ($\emptyset$ ~16 %) in den Bodenproben am 11.07.2010, obwohl an dem vorangegangenen Tag nur wenig Niederschlag mit > 4 mm fiel. Gleichzeitig trat auch kein Grundwasserspiegelanstieg in diesem Zeitraum auf. Vom 04.07. - 05.07.2010 und 14.07. - 16.07.2010 ereignete sich zwei kleinere Beschleunigungen mit 0,4 und 0,7 cm/Tag, wobei letzterer mehrere Tage kein Niederschlag voran ging.

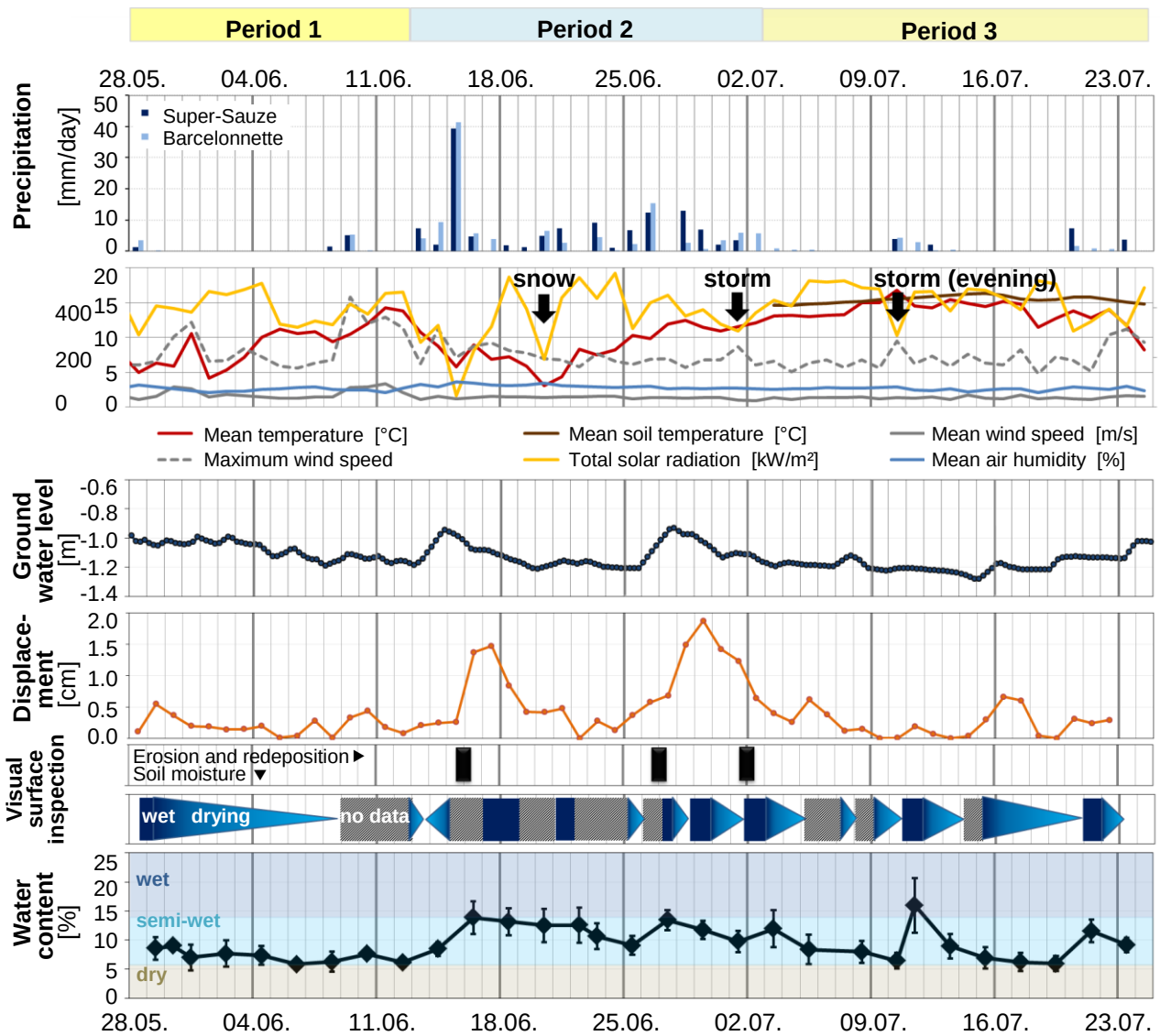


Abb. 2.21: Zeitliche Übersicht von Meteorologie, Hydrologie und Kinematik (permanentes dGNSS).

3 RUTSCHUNGSINDUZIERT SEISMIZITÄT

Die Anwendung von passiven seismischen Methoden an Massenbewegungen ermöglicht zum einen die Detektion von einzelnen seismischen Signalen bzw. Sequenzen in kriechenden bis langsam bewegenden Rutschungskörper selbst oder durch den Aufprall von Geröll verursachte Signale (Gomberg *et al.*, 1995; Walter und Joswig, 2009a; Tonnellier *et al.*, 2013). Aber auch Vorläuferevents vor einem Hangversagen (Amitrano *et al.*, 2005; Walter *et al.*, 2012b) sowie die Detektion von der Erschütterung durch die Bewegung von schnellen Massenbewegungen (z.B. Arattano, 1999; Burtin *et al.*, 2009) können registriert werden. Durch die seismische Interferometrie (*ambient noise*) kann die räumliche und zeitliche 3D-Struktur untersucht werden (Meric *et al.*, 2007; Pilz *et al.*, 2014). Ferner gibt es einen möglichen Zusammenhang mit einem Abfall der Scherwellengeschwindigkeit der einige Tage vor einem Hangversagen auftritt (Mainsant *et al.*, 2012).

In den folgenden Abschnitten wird eine Übersicht gegeben über den Forschungsstand von seismischen Signaltypen, die der Dynamik von tonreichen Translationsrutschungen zugeordnet werden und deren Interpretation. Wenn in dieser Arbeit von rutschungsinduzierter Seismizität gesprochen wird, sind seismische Signale gemeint, die im Nahfeld aktiver Rutschungen beobachtet werden oder bereits von anderen Wissenschaftlern als durch die Hangbewegung generierte seismische Signale interpretiert werden. Im Anschluss wird das seismische Monitoring, das von Dr. Marco Walter durchgeführt und von Dr. Naomi Vouillamoz ausgewertet wurde, vorgestellt.

3.1 BISHERIGE ARBEITEN VON SEISMISCHEM MONITORING

Bereits in den 60er Jahren konnte mit Schallemissionsprüfung (*acoustic emission*; AE: 1 - 1.000 kHz Frequenzbereich, wobei zu dessen Definition kein allgemeiner Konsens herrscht, **Abb. 3.1**) Mikroseismizität an künstlichen und natürlichen Hangrutschungen nachgewiesen werden (Beard, 1961; Cadman und Goodman, 1967; Novosad *et al.*, 1977). Sprödbüche in tonigen bis siltigen Böden konnte mit AE in Laborexperimenten in den 70er Jahren nachgewiesen werden (Koerner und Lord, 1974; Koerner *et al.*, 1977). Seismische Signale an instabilen feinkörnigen, sedimentbedeckten Hängen und Hangrutschungen konnte mit AE bereits Ende der 80er Jahren/Anfang der 90er Jahren beobachtet werden und wird derzeit wieder häufiger thematisiert

(Rouse *et al.*, 1991; Jurich und Miller, 1987; Dixon und Spriggs, 2007; Zaki *et al.*, 2014; Kumsar *et al.*, 2016; Dixon *et al.*, 2015). Kumsar *et al.* (2016) beobachteten, dass die Anzahl der AE-Ereignissen nach niederschlagsreicher Saison mit ansteigenden Grundwasserspiegel zunimmt. Fujiwara *et al.* (1999) beobachteten eine Korrelation zwischen der Anzahl von AE-Ereignissen und den Verschiebungen eines Extensometers.

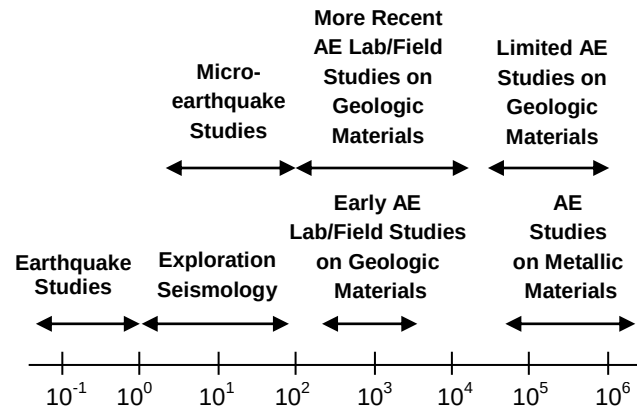


Abb. 3.1: Frequenzbereiche für passives seismisches Monitoring (Zaki *et al.*, 2014).

In den letzten zwei Jahrzehnten wurden zunehmend Studien zur Untersuchung der Mikroseismizität (Frequenzbereich von 0,3 - 400 Hz) an gravitativen Massenbewegungen, Gletschern und Schneelawinen mit passiven seismischen Verfahren durchgeführt:

- **Hangrutschungen im Festgestein:**
 - Felshang: z.B. Roth *et al.*, 2004; Spillmann *et al.*, 2007; Zoppè *et al.*, 2015
 - Felsgleitung: z.B. Brückl *et al.*, 2006; Brückl *et al.*, 2013
 - für Felssturz (*rockslide*): z.B. Eberhardt *et al.*, 2004; Helmstetter *et al.*, 2010
 - Steinschlag (*rock fall*): z.B. Deparis *et al.*, 2008; Zimmer und Sitar, 2015
 - Felskippung: z.B. Levy *et al.*, 2011
- **Gletscher:** z.B. Dalban Canassy *et al.*, 2013; Hammer *et al.*, 2015; Faillettaz *et al.*, 2015
- **Schneelawinen:** z.B. Leprettre *et al.*, 1998; Rubin *et al.*, 2012
- **Mure (*debris flow*):** z.B. Arattano, 1999; Burtin *et al.*, 2009

Die Messung von rutschungsinduzierten und durch spröde Deformation generierten seismischen Signalen an **kriechenden bis langsamen Hangrutschungen mit einem hohen Tonanteil** mit Mikroseismischen Monitoring konnte von einigen Forscherteams an fünf verschiedenen Lockergesteinsrutschungen (1) - (5) erfolgreich durchgeführt werden. Es wurden verschiedene Signaltypen von unterschiedlicher Dauer und Charakteristik (Scheingeschwindigkeit, Frequenzen, Anzahl der Stationsdetektionen) beobachtet, die mit der Hangdynamik in Verbindung gebracht werden (**Abb. 3.2**).

- (1) Gomberg *et al.* (1995) beschrieben erstmalig an der **Slumgullion Hangrutschung** (Colorado, USA), deren derzeitiger aktiver Part sich auf 3,9 km Länge seit ca. 300 Jahren mit etwa 1 - 7 m/a talabwärts schiebt (Fleming und Baum, 1999), rutschungsinduzierte Ereignisse. Gemessen wurden diese mit einem seismischen Array und vier analogen Seismographen. Ihre Intention war die Untersuchung von Erdbeben an Transformverwerfungen, insbesondere der „creeping section“ der San-Andreas-Verwerfung, und die Transformstörungen an Hangrutschungen als natürliches Labor mit Kurzzeitverhalten (verglichen zur Tektonik) zu benutzen. Sie beobachteten zwei verschiedene seismische Signale, ein „kurzzeitiges“ (< 1 s nach **Abb. 3.3**), impulsives Signal als „*slide quakes*“ bezeichnet und ein „langzeitiges“ sinusförmiges, emergentes Signal (mehrere Sekunden) (**Abb. 3.3**). Sie vermuten, dass die Slide-

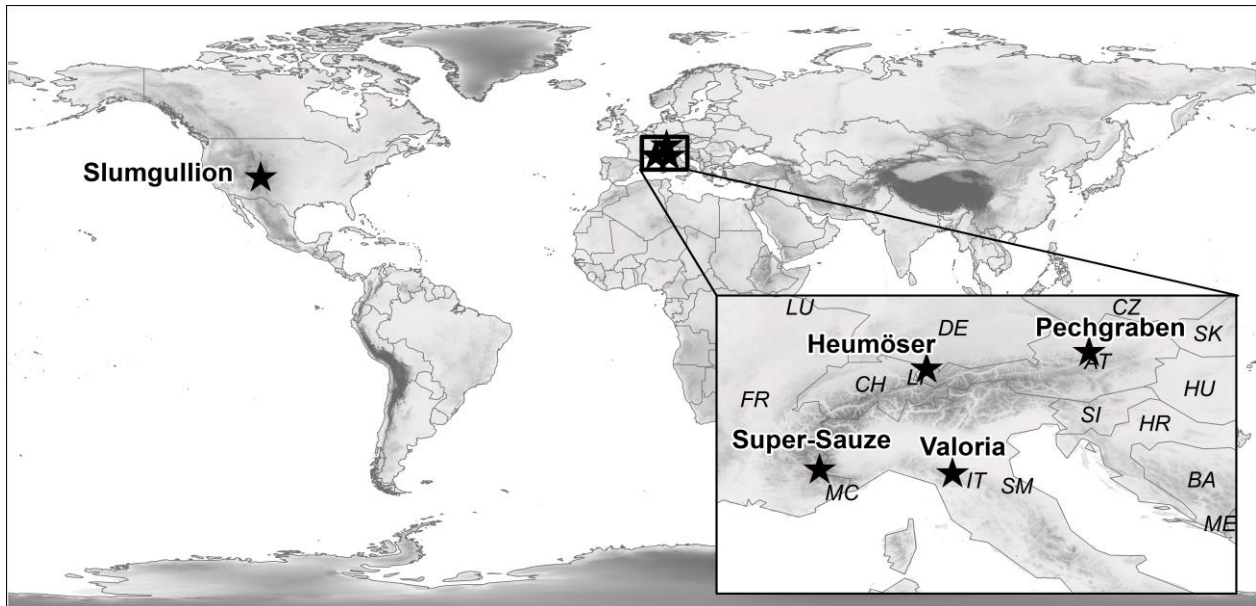


Abb. 3.2: Übersicht der Lage von fünf Lockergesteinshangrutschungen, an denen rutschungsinduzierte seismische Signale mittels mikroseismischen Monitoring detektiert wurden.

quakes an der Transformverwerfung generiert werden. Der Ursprung der sinusförmigen Signale ist kaum auszumachen und sie können auch eine anthropogene Quelle nicht ausschließen. Sie führten eine weitere Messung mit wesentlich größeren seismischen Messnetzwerk mit 88 Seismometern in 2009 durch (Gomberg *et al.*, 2011).

- (2) Walter und Joswig (2008, 2009b) konnten an der **Heumöser Hangrutschung** (Vorarlberg, Österreich), die auf 1,8 km Länge seit mindestens 50 Jahren mit 5 - 15 cm/a talwärts kriecht (Lindenmaier *et al.*, 2005) Slidequakes mit einer geschätzten Lokalmagnitude zwischen $-2,5 \leq M_L \leq -0,7$ durch einige Feldkampagnen seit 2005 und ein permanentes Netz seit 2009 mit dem passiven Verfahren Nanoseismic Monitoring detektieren und lokalisieren (**Abb. 3.3**). Des Weiteren konnten Signale, dessen Charakteristik den Slidequakes sehr ähnelt, aber im umgebenden Festgestein ihren Ursprung haben, registriert werden.

Erstmals in einer zehntägigen Messkampagne im Juli 2008 an der **Super-Sauze Hangrutschung** wurden mit dem passiven Verfahren Nanoseismic Monitoring 34 Slidequakes mit geschätzten Lokalmagnituden zwischen $-3,2 \leq M_L \leq -1,3$ detektiert und lokalisiert (**Abb. 3.3**; Walter und Joswig, 2009a; Walter *et al.*, 2009). Neben den Slidequakes konnten auch Brüche im umgebenden Festgestein registriert werden. Ebenfalls konnten ETS-ähnliche Signale bzw. Tremore beobachtet werden (**Abb. 3.3**). Des Weiteren wurde ein zusätzlicher Signaltyp beschrieben, der hauptsächlich an der etwa 100 m hohen Hauptabrissskante durch Steinschlag oder kleinere Felsstürze generiert wird (Walter und Joswig, 2009a; Walter *et al.*, 2009; Walter *et al.*, 2012a; Tonnellier *et al.*, 2013; Walter und Joswig, 2014). Die wesentliche Charakteristik der seismischen Signale ist in **Tabelle 3.1** und die an der Super-Sauze Hangrutschung durchgeführten Nanoseismic Monitoring Kampagnen von Walter (2012) und die Häufigkeit der registrierten Ereignisse sind in **Tabelle 3.2** zusammengestellt. Tonnellier *et al.* (2013) verwenden einen halbautomatischen Detektor für die Slidequakes und Steinschläge (**Abb. 3.3**).

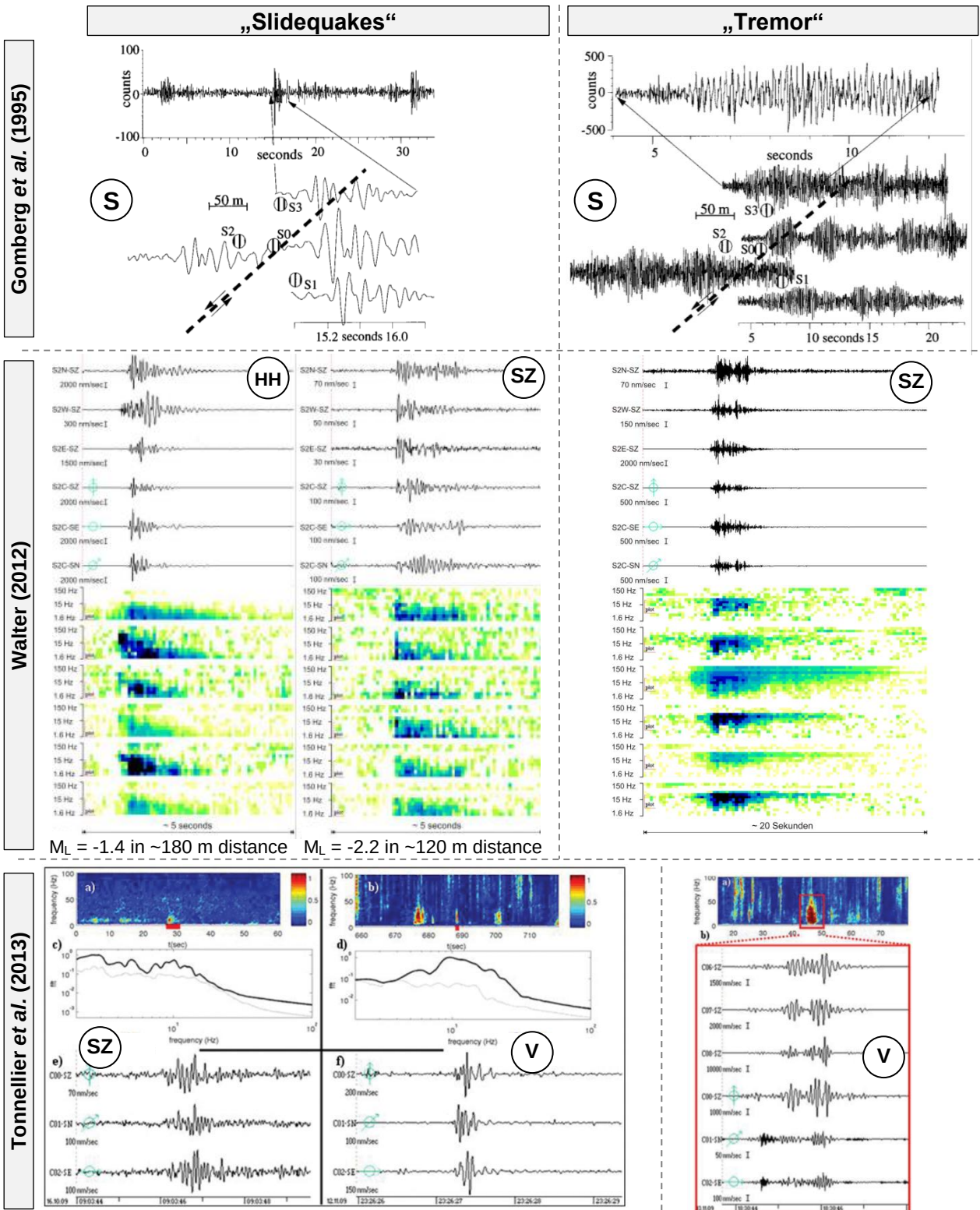


Abb. 3.3: Übersicht von publizierten rutschungsinduzierten Signalen, getrennt nach „Slidequakes“ und „Tremoren“ an den tonreichen Translationsrutschungen Slumgullion (S), Heumöser (HH), Super-Sauze (SZ) und Voloria (V) aus Gomberg et al. (1995), Walter (2012) und Tonnellier et al. (2013). Gomberg et al. (1995): Seismogramme mit gleicher Skala der Amplitude und Zeit, welche mit einem Kleinarrays aufgezeichnet wurden. Walter (2012): Seismogramme (mit unterschiedlicher Amplitudenskala) und Sonogramme eines SNS. Spur 1 - 3: 1c- und 3 - 6: 3c-Sensor. Tonnellier et al. (2013): Spektrogramm ($\emptyset$ über alle Z-Spuren, schnelle Fourier-Transformation (FFT) für seismisches Signal (schwarz) und Noise (grau), Seismogramm von 3c-Sensor, gefiltert zwischen 2 - 30 Hz. Zeitlänge $\triangleq$ roten Balken im Spektrogramm.

- (3) Tonnellier *et al.* (2013) konnten auch an der **Valoria Hangrutschung** (Emilia Romagna Region, Italien), die sich auf einer Fläche von 1,6 km² erstreckt und seit den 1950er sich zwischen 0,1 - 65 cm/Tag bewegt, die drei verschiedenen Signaltypen Slidequakes, Steinschlag/Felssturz-Events und Tremore detektieren (**Abb. 3.3**).
- (4) Vouillamoz *et al.* (2016a) konnte in dem aktiven nordöstlichen Teil der 70 ha großen Pechgraben Hangrutschung die sich mit Geschwindigkeiten von bis zu 20 cm/Tag bewegt (Lindner *et al.*, 2016) verschiedene Signaltypen von Slidequakes und verschiedene Tremortypen detektieren.

Tab. 3.1: Zeit-Frequenz-Verteilungen und Hauptcharakteristik von rutschungsinduzierten Signalen von den sehr langsamen bis langsamen Lockergesteinsrutschungen Heumöser Hang (HH) und Super-Sauze (SZ) von bisherigen publizierten Arbeiten (Naomi Vouillamoz, persönliche Kommunikation, 2017).

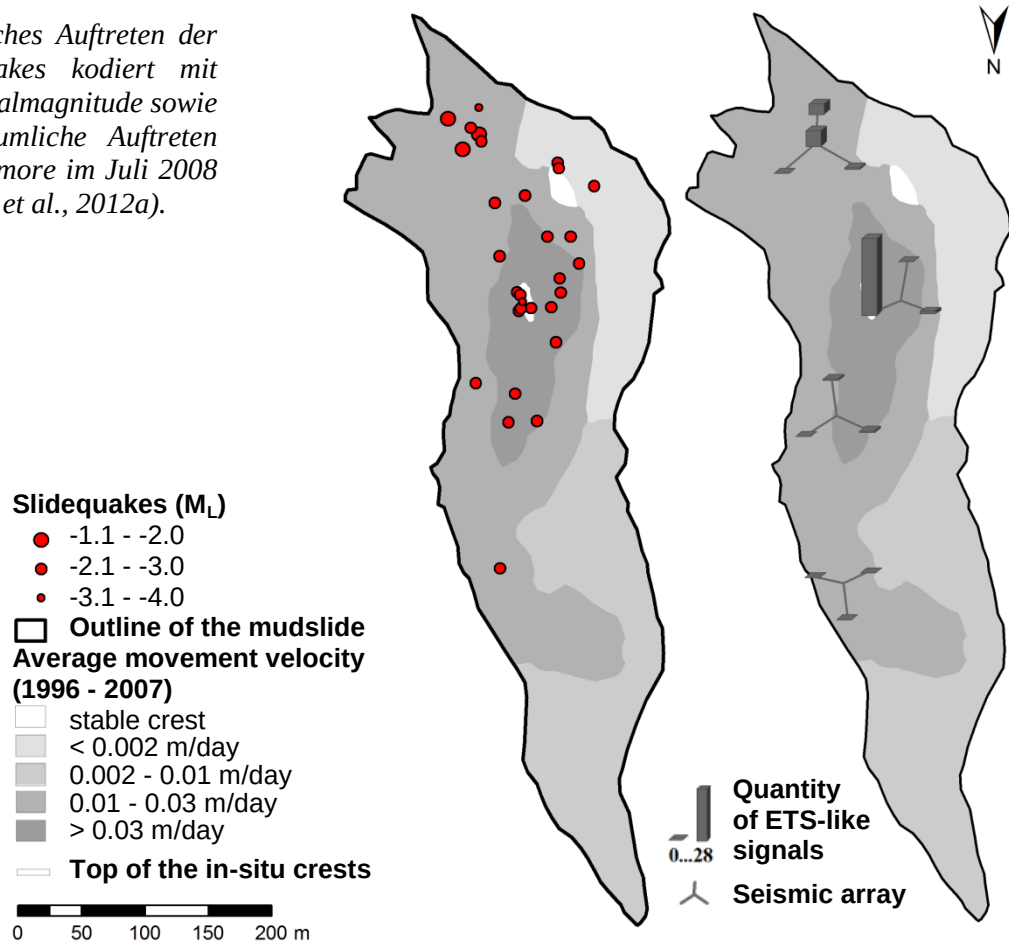
Signaltyp	Steinschlag & Felsstürze (SZ)	Bruch im Festgestein (SZ & HH)	Slidequake (SZ & HH)	Tremor (SZ & HH)
Signaldauer	wenige s - 20 min (Einzel vs. Multiereignisse)	≈2 s	SZ: 2 - 5 s HH: 0,5 - 4 s	2 - 20 s
Energiegehalt & Phase	Hochfrequenz-Rauschband (bis 130 Hz): fallendes feinkörniges Material Breitbandspitzen: fallende Blöcke, keine Phase identifiziert	P-Phase: 50 - 100 Hz S-Phase: 10 - 70 Hz	SZ: P-Phase: 10 - 80 Hz spätere Phase: 5 - 30 Hz HH: P-Phase: 10 - 120 Hz spätere Phase: 10 - 70 Hz	≈150 Hz keine Phase identifiziert
Max. Peak-to-Peak-Amplitude & lokale (Richter) Magnitude	50 - 500 nm/s: schwache Signale nur auf wenigen Stationen sichtbar; 500 – 1.500 nm/s: starke Signale auf kompletten Netzwerk sichtbar	≥ 1.000 nm/s $M_L \leq -0,5$	40 - 2.000 nm/s SZ: $-3,2 \leq M_L \leq -1,3$ HH: $-2,2 \leq M_L \leq -0,7$ korrespondiert mit der Bruchlänge von einigen Metern	gerade oberhalb des Rauschens mit enormer Dämpfung bei hohen Distanzen
Lokalisierung	Rückazimut	Standard	Standard	Rückazimut oder nächstgelegene Station
Seismometeranzahl mit Registrierung	8 - 16	4 - 20	4 - 12	4 - 8
Ereignisanzahl (wöchtl. Basis)	100erte	1 - 10 s	SZ: 10 s; Cluster HH: 1 s; Cluster	10 - 100 s Cluster

Slidequakes treten deutlich häufiger in Beschleunigungsphasen auf (Tonnellier *et al.*, 2013), und die räumliche Verteilung der meisten Slidequake-Epizentren in Super-Sauze und Valoria korreliert recht gut mit Hangbereichen erhöhter Durchschnittsgeschwindigkeit (**Abb. 3.4**, Walter *et al.*, 2012a). An der Heumöser Hangrutschung hingegen traten die meisten Slidequake-Epizentren im Hangbereich mit den geringsten Bewegungsraten (**Abb. 3.5**, Walter *et al.*, 2013). Walter *et al.* (2013) kamen durch eine synoptische Zusammenschau aller drei Lockergesteinsrutschungen an Slumgullion, Heumöser und Super-Sauze zu dem Schluss, dass das Auftreten der Slidequakes an die Untergrundtopographie gekoppelt zu sein scheint.

Tab. 3.2: Übersicht von den zeitlichen Erfassung der Messdaten und den verschiedenen detektierten rutschungsinduzierten Signale von Walter (2012) an der Super-Sauze Hangrutschung mit der Anzahl der registrierten Ereignisse. *Marco Walter, persönliche Kommunikation, 2010.

Jahr	Erfassungsbereich	Slidequakes	ETS-ähnliche Signale	Steinschlag/Felssturz an Hauptabrissskante
Juni - Juli 2010	oberer mittlere Hangbereich	5	sehr viele*	keine Angabe
Juli 2009	an gekreuzter Rissstruktur	keine Angabe	sehr viele*	keine Angabe
Okt. 2008	gesamter Hang	3, nicht sicher*	keine Angabe	keine Angabe
Juli 2008	gesamter Hang	34	44	einige*

Abb. 3.4: Räumliches Auftreten der Slidequakes kodiert mit der Lokalmagnitude sowie das räumliche Auftreten der Tremore im Juli 2008 (Walter *et al.*, 2012a).



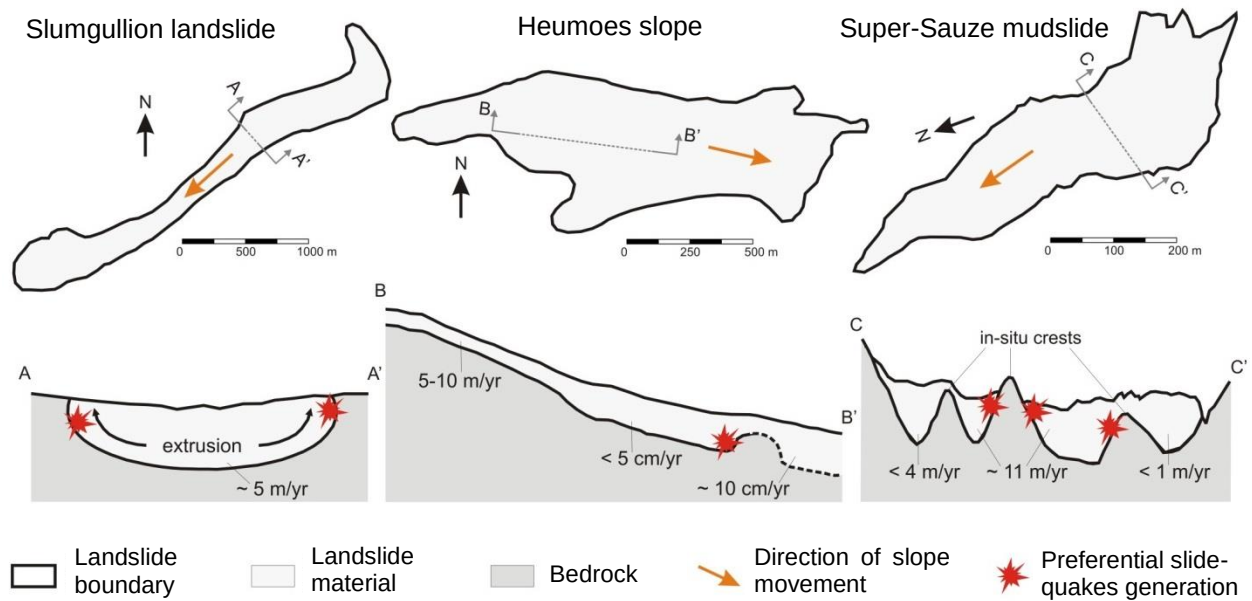


Abb. 3.5: Schematische Darstellung der vorrangigen Generierung von Bruchprozessen: Slumgullion: entlang der Grenze zwischen Hangmaterial und der lateralen Festgesteinsbegrenzung; Super-Sauze: an der Grenze zwischen Hangmaterial und Festgesteinskämmen; Heumöser Hang an der Erhöhung der basalen Festgesteinstopographie (Walter, 2012; Walter et al., 2013).

Eine Korrelation mit starken Niederschlägen konnte an der Heumöser Hangrutschung (Walter und Joswig, 2009b) und der Super-Sauze Hangrutschung (Tonnellier *et al.*, 2013) beobachtet werden. Diese Korrelation liegt nahe, weil diese Art von Hangrutschungen häufig von Niederschlägen getriggert werden (Malet *et al.*, 2002a). Jedoch wurden auch Perioden mit Seismizität beobachtet die nicht mit Niederschlag korrelierten. Die Tiefe sowie die Lokalisierung der Slidequakes können nicht genau bestimmt werden. Das Sonogramm muster ähnelt sehr denen von Lokalbeben nur deutlich herunterskaliert, weshalb davon ausgegangen wird dass es sich bei den Signalen um Sprödbürche im Rutschungskörper handelt. Allerdings konnte bisher nicht geklärt werden, welche Quell- und Herdprozesse verantwortlich sind.

Die Tremore sind durch weit geringere Energieabstrahlung als die Slidequakes, hohen Frequenzanteil bis zu 150 Hz, hohe Ausbreitungsdämpfung sowie starke zeitliche Clusterung charakterisiert. Diese ähneln den seismischen ETS-Signalen an einigen Subduktionszonen und vulkanischem Tremor und nichtvulkanischem Tremor an Transformstörungen. Das Fehlen eines impulshaften Einsatzes bei diesen meist schwachen Signale verhindert ihre Ortung per Trilateration; diese können lediglich der jeweils amplitudenstärksten Station als ungefähre Ortung zugeordnet werden. Walter und Joswig (2009a) detektierten in der 10-tägigen Messkampagne an der Super-Sauze Hangrutschung 28 von insgesamt 44 Tremore im Bereich zwischen einem freiliegendem Festgesteinskamm innerhalb des Rutschungskörpers und dem Rutschungsmaterial (**Abb. 3.4**). Zunächst wurde vermutet, dass es sich um „scratch“ Signale handelt, die durch das Entlanggleiten von Hangmaterial an Festgesteinskämmen verursacht werden. Eine andere Hypothese geht nun davon aus, dass die Signale auf die Rissentwicklung selbst bzw. auf nachfallendes Material in den geöffneten Riss zurückzuführen sind, nachdem ein

Geophon während des Signalauftritts in einen Riss sank (Walter *et al.*, 2009) und nach einem weiterem Feldexperiment, in dem ein Riss mit einem Seismometer und Extensometer überwacht worden ist (Walter *et al.*, 2012a). Allerdings befand sich der Riss auch nahe der westlichen Transformstörung, was z.B. das ‚scratch‘ als Signal nicht ausschließt. Zusammenfassend ist es noch ungeklärt was diese Signale an Lockergesteinsrutschungen generiert.

3.2 MIKROSEISMISCHES MONITORING 2010

3.2.1 Nanoseismic Monitoring

Das passive Verfahren Nanoseismic Monitoring verwendet für die Anordnung der Seismometer Klein-Arrays (hier als SNS = Seismic Navigating System bezeichnet). Ein Klein-Array besteht aus einem zentralen 3-Komponentenseismometer und standardmäßig drei 20 - 100 m entfernten Vertikalseismometern. Die Auswertung geschieht mit einem dafür entwickelten Softwarepaket namens NanoseismicSuite (Joswig, 2008; Sick *et al.*, 2012). Die NanoseismicSuite, bestehend aus den Modulen SonoView, HypoLine und TraceView, ermöglicht ein manuelles Screening und Detektion von seismischen Ereignissen bis zu einem SNR von eins sowie die Datenverarbeitung von Wellenformen und die interaktive Lokalisierung von Ereignissen. Die Ereignisdetektion erfolgt mit dem Modul SonoView durch das manuelle visuelle musterbasierte Screening von zeitlich kontinuierlichen Sonogrammen von gleichzeitig mehreren Vertikal- und Horizontalspuren (oder Supersonogrammen, bei denen die vier Vertikalspuren eines Klein-Arrays zu einem Sonogramm vereinigt werden). Sonogramme sind logarithmisch skalierte Frequenz-Zeit-Diagramme (Spektrogramme) mit einer dynamischen frequenzabhängigen Rauschadaption, die die Detektion von schwachen Signalenergien bei niedrigen SNR ermöglichen (Joswig, 2008; Sick *et al.*, 2012; Vouillamoz *et al.*, 2016a). Die Verifizierung und die Lokalisierung erfolgt in dem Modul HypoLine das die klassische Einzelstationsauswertung mittels der Laufzeitdifferenzen und Arrayverfahren (Rückazimut, Scheingeschwindigkeit) vereinigt. Die Wellenform kann interaktiv analysiert werden um eine optimierte graphische Lösung des Hypozentrums zu erhalten. Eine ausführliche Dokumentation ist in Joswig (2008), Sick *et al.* (2012), Walter (2012) und Vouillamoz *et al.* (2016b) gegeben.

3.2.2 Seismisches Netzwerk und seismische Daten

In der achtwöchigen Messkampagne wurden unter der Leitung von Dr. Marco Walter (Institut für Geophysik, Universität Stuttgart) zwei erweiterte Arrays (SNS) mit einer 3-Komponenten 1 Hz Seismometer (3d-lite der Firma Lennartz Electronic) und vier bzw. fünf Satellitenstationen (1d-lite 1 Hz Vertikalseismometer der Firma Lennartz Electronic) mit einem Abstand zwischen 20 und 40 m von dem 3-Komponenten-Seismometer installiert (**Abb. 3.6a**). Die Abtastrate war 1.000 Hz. Ein Seismometer (2S6) wurde in 1,3 m Tiefe auf dem westlichen mit Sediment überdeckten Festgesteinskamm installiert (**Abb. 3.6d**). Der Fokus lag auf der Abdeckung des in der 2008 Messkampagne seismisch aktivsten Bereichs. Insbesondere sollte auch die Transformstörung im Kontaktbereich zu dem freiliegenden östlichen Festgesteinskamm im Rutschungskörper überwacht werden. Die seismischen Daten mit einer Abtastrate von 400 Hz (Digitizer

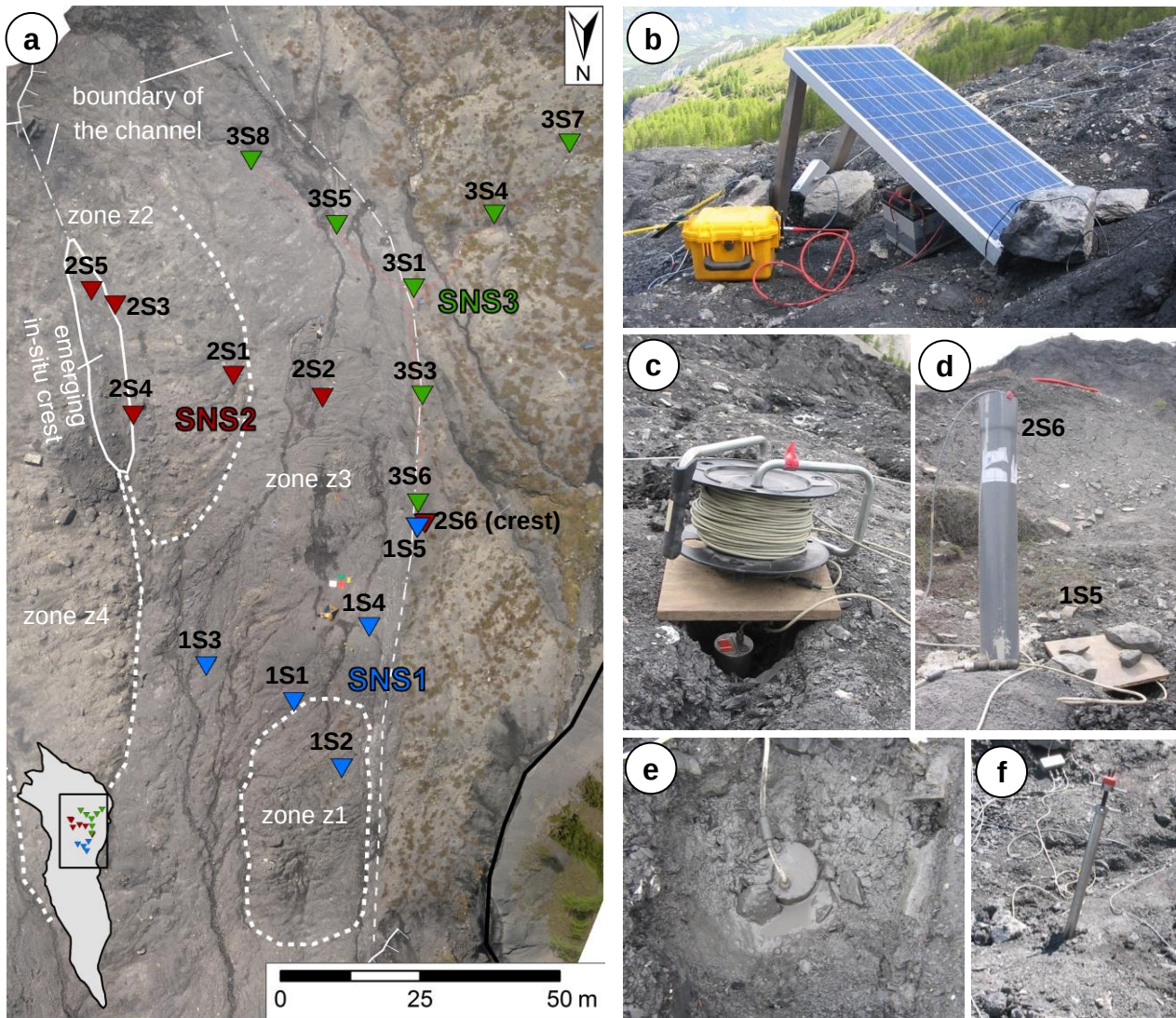


Abb. 3.6: (a) Übersicht des seismischen Netzwerk vom Institut für Geophysik (IfG), Uni Stuttgart (SNS1 und SNS2) und RESIF (2006). Überlagert mit geomorphologischen Zonen. (b) Stromversorgung mit Batterie und Solarpanels sowie Digitizer SUMMIT M Hydra (DMT) an der Zentralstation. (c) Beispiel von der Installation eines Vertikalseismometers; (d) Vertikalseismometer an der Oberfläche 1S5 und 2S6 in 1,3 m Tiefe; (e) während der Kampagne zusedimentiertes Vertikalseismometer; (f) SISSY-Vorrichtung für die Kalibrierungsschüsse.

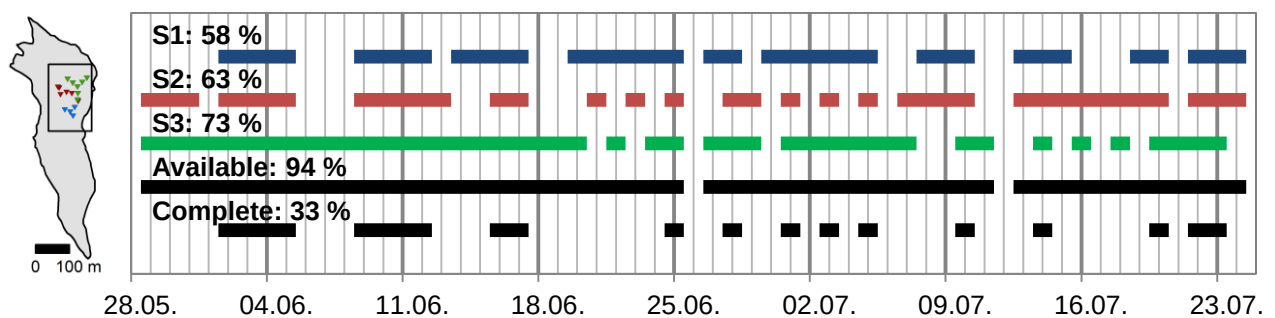


Abb. 3.7: Übersicht über die Datenvollständigkeit der SNS in der Messkampagne 2010 (Vouillamoz et al., 2017).

Kéhren Agéodagis, assoziierter Bandpass 0,1 - 80 Hz) des französischen permanenten Superarrays von OMIV (RESIF, 2006), bestehend aus einer 3c-Station mit 2-mal drei Vertikalseismometern (Noemax Agéodagis) in den Abständen 20 m und 40 m, wurden ebenfalls mit in die Datenauswertung einbezogen (**Abb. 3.6a**).

Für die Bestimmung der v_p und v_s Geschwindigkeiten im Rutschungskörper sowie zur Überprüfung der zeitlichen Synchronisation der Digitizer wurden fünf Kalibrierungsschüsse mit der Sissy-Vorrichtung am 04.06.2010 und am 06.07.2010 durchgeführt. Mit dem Netzwerk in der Messkampagne 2010 wurden etwa 58 % der Daten auf SNS1, 63 % der Daten auf SNS2 und auf dem SNS3 73 % der Daten aufgezeichnet. Bei der simultanen Datenaufzeichnung aller drei SNS ergibt sich lediglich eine Datenvollständigkeit von 33 %. Bei nur mindestens einem aufgezeichneten SNS sind seismische Daten für 94 % des Messzeitraums vorhanden. Der Datenverlust von rund 40 % auf den SNS1 und SNS2 sind auf einige technische Schwierigkeiten, wie die Energieversorgung und Datenaufzeichnung, zurück zu führen. In der Aufstellung von **Abbildung 3.7** sind allerdings fehlerhafte Datenabschnitte nicht berücksichtigt. Hinzu kommt, dass die seismische Auswertung erschwert wird infolge von selbst-generiertem Rauschen („noise“) tagsüber durch die anthropogene Aktivität und Durchführung der vielen anderen Messverfahren.

Die finale seismische Auswertung erfolgte von Dr. Naomi Vouillamoz (Institut für Geophysik, Universität Stuttgart).

3.2.3 Lokalisierungsgenauigkeit

Eine gute Lokalisierung von Beben setzt die Kenntnis über die räumliche Verteilung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der einzelnen Wellenphasen im Untergrund voraus. Diese sind auch an der Super-Sauze Hangrutschung räumlich und zeitlich heterogen. Zur Ermittlung des Geschwindigkeitsuntergrundmodells wurden zum einen die fünf Sissy (*Seismic Impulse Source System*)-Kalibrierungsschüsse (GEOSYM, 2017) vom 04.06.2010 und 06.07.2010 ausgewertet. Zum anderen wurden die Geschwindigkeiten von Walter (2012) und die zwei P-Wellengeschwindigkeitsprofile von Tonnellier *et al.* (2013), die am Ende der Messkampagne am 21.07.2010 und 22.07.2010 aufgenommen wurden, mit einbezogen (**Abb. 3.8c**). Walter (2012) verwendet für die Lokalisierung ein „Schicht über Halbraum“-Modell mit einer ersten 15 m mächtigen Schicht mit $v_p = 500$ m/s und einer basalen Schicht mit 2.200 m/s, mit einem v_p/v_s -Verhältnis von 1,9. Tonnellier *et al.* (2013) verwenden ebenfalls ein „Schicht über Halbraum“-Modell mit einer ersten 10 m mächtigen Schicht mit $v_p = 800$ m/s und einer basalen Schicht mit 2.300 m/s (**Abb. 3.8a**). Aus den Refraktionsprofilen ermitteln sie ein v_p/v_s -Verhältnis zwischen 1,95 und 2,36.

Basierend auf den Sissy-Kalibrierungsschüssen wurden die Lokalisierungsgenauigkeiten in **Abbildung 3.8c** mit drei Modellen mit jeweils einer Schicht über dem Halbraum mit unterschiedlichen P-Wellengeschwindigkeiten überprüft (Vouillamoz *et al.*, 2017). Es ist im vorliegenden Fall zu beobachten, dass eine Variation der Geschwindigkeiten nur einen geringen Einfluss auf die Lokalisierung hat und somit nicht der primäre Faktor für eine gute Ortungsgenauigkeit ist.

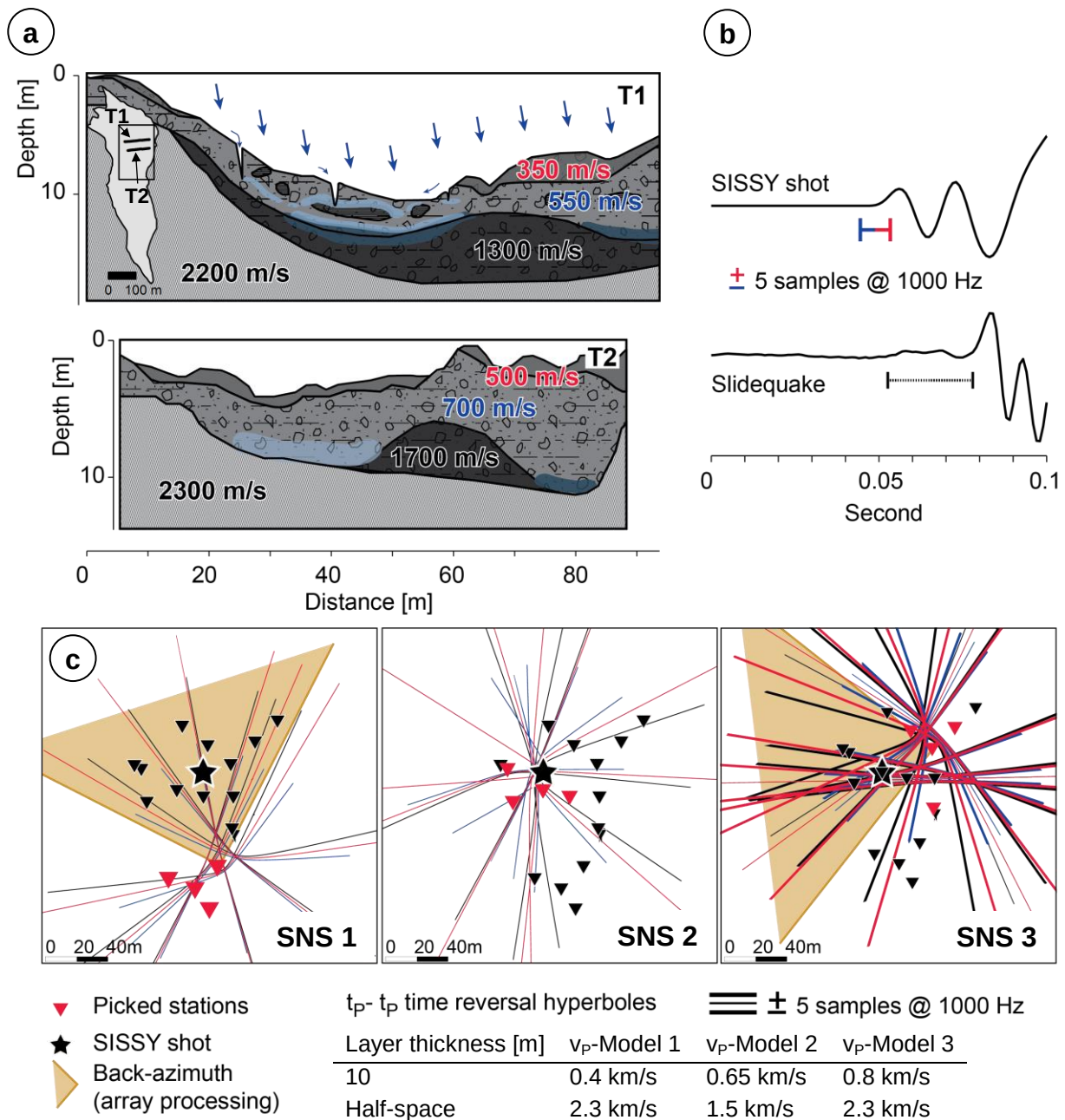


Abb. 3.8: Unsicherheiten und Ungenauigkeiten in der Lokalisierung für seismische Signale in Lockergesteinsrutschungen. (a) P-Wellengeschwindigkeitsprofile von Tonnellier et al. (2013) überlagert mit den stark variierenden Materialeigenschaften und Wassersättigung (nach Gance et al., 2016). (b) Vergleich des Ersteinsatzes für einen SISSY-Kalibrierungsschuss (2S2 am 04.06.2010 11:56 UTC) und ein Slidequake (29.05.2010 23:05 UTC) sowie die Pickunsicherheit. Deutlich sichtbar ist die höhere Unsicherheit des Zeitpunkts des Ersteinsatzes für das Slidequake. (c) Graphische Lösung der Lokalisierung für den SISSY-Kalibrierungsschuss am 04.06.2010 11:56 UTC für drei v_P -Modelle und Beam unter Verwendung der einzelnen drei SNS. Es zeigt die hohe horizontale Lokalisierungsungenauigkeit von etwa 40 m für ein Signal mit eindeutigen Ersteinsätzen (Vouillamoz et al., 2017).

Ein weiterer wichtiger Faktor bezüglich der Lokalisierung ist der Zeitpunkt des P-Ersteinsatzes. Oft ist es schwer oder unmöglich diesen bei schwachen Signalen mit einem SNR nahe oder von eins zu bestimmen. Selbst bei einem stärkeren Slidequake ist der P-Ersteinsatz schwer auszumachen (**Abb. 3.8b**, Vouillamoz *et al.*, 2017). Ein gut bestimmbarer Ersteinsatz weist eine Unsicherheit bei einer Abtastrate von 1.000 Hz von ± 5 Samples (Vouillamoz *et al.*, 2017).

Anhand der Auswertung der Sissy-Kalibrierungsschüsse vom 04.06.2010 13:56 UTC (**Abb. 3.8c**) und vier weiteren ist zu erkennen, dass je nachdem welche P-Ersteinsätze in die Schnittmenge der Hyperbeln/Hyperboloide einfließen unterschiedliche Schnittpunkte mit z.T. mehrere 10er Meter Abweichung von der realen Quellposition sich ergeben (Vouillamoz *et al.*, 2017). Eine ähnliche Beobachtung ergibt die Bestimmung des Beams. Durch diese Analyse ergibt sich eine abgeschätzte horizontale Lokalisierungsungenauigkeit von etwa 40 m. Dieser Abweichung wurde auch unabhängig von Tonnellier *et al.* (2013) ermittelt. Dies entspricht beinahe der Breite von etwa 50 m des Rutschungsbereichs zwischen dem freiliegenden östlichen Festgesteinskamm und dem stabilen westlichen Bereich. Bei sehr schwachen Signalen, die nur auf wenigen Stationen sichtbar sind und eine hohe Dämpfung aufweisen kann die Lokalität aufgrund der Seismometerabstände im Meterbereich auf bis zu 20 m eingegrenzt werden.

Ein weiterer Effekt ist die enorme Dämpfung der seismischen Wellen, vor allem des hochfrequenten Signalanteils. Die Dämpfung der Wellen ist abhängig von der Frequenz sowie den Materialeigenschaften und nimmt mit steigendem Wassergehalt zu (Koerner *et al.*, 1981; Michlmayr *et al.*, 2012). Basierend auf den fünf Sissy-Kalibrierungsschüssen wurde die Dämpfung abgeleitet, welche in **Abbildung 3.9** dargestellt ist. Die Abbildung zeigt wie erwartet die stetige Abnahme der Amplituden mit zunehmender Entfernung, wobei die stärkste Änderung der Amplituden innerhalb von 40 m für den Rutschungskörper zu beobachten ist. Deutlich sichtbar ist auch das mit zunehmend trockeneren Bedingungen höhere Signalamplituden beobachtbar sind (**Abb. 3.9**).

Derzeit führt Dr. Naomi Vouillamoz (2017) erstmals eine Kalibrierung der Lokalmagnitude M_L für tonreiche Lockergesteinsrutschungen mittels seismische Impulsquellen (Super-Sauze: Sissy, Pechgraben: Hammerschläge) durch, die noch in Bearbeitung ist. Die Magnitudenbestimmung wie sie von Walter (2012) verwendet wurde setzt eine präzise Lokalisierung der Beben voraus. Wie zuvor gezeigt liegt eine ‚gute‘ Lokalisierungsungenauigkeit zwischen 20 - 40 m was auf der Hangskala zu falschen Magnituden führt. Hinzu kommt dass diese für Festgestein oder verfestigte Sedimente gültig ist, weshalb die Umrechnung in die Bruchlängen und Bruchflächen derzeit auch noch nicht verifiziert ist.

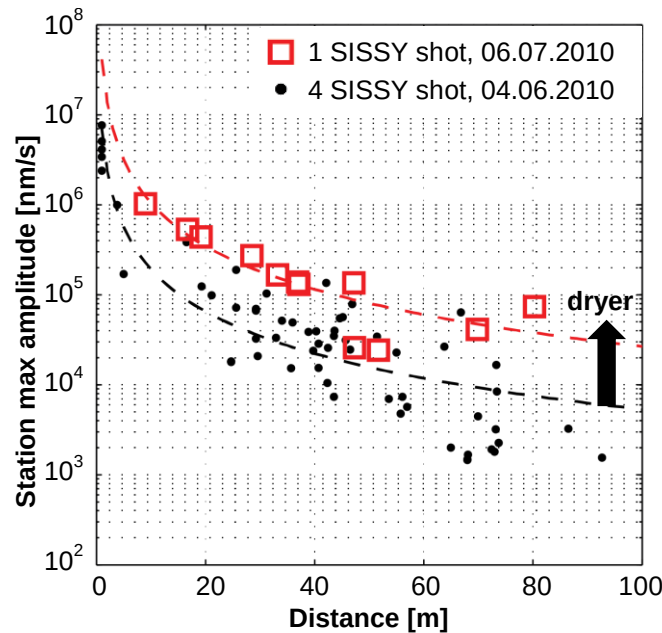


Abb. 3.9: Abnahme der Maximalamplitude (Bandpass: 1 - 250 Hz) eines Signals mit der Distanz für die fünf SISSY-Kalibrierungsschüsse vom 04.06. und 06.07.2010. Die höchste Dämpfung tritt innerhalb von 30 m auf. Zudem werden mit zunehmender Trockenheit die Amplituden weniger gedämpft (Vouillamoz et al., 2017).

3.3 ÜBERSICHT DER SEISMISCHEN SIGNALTYPEN IN 2010

In der Messkampagne 2010 konnten mit Nanoseismic Monitoring, wie in den vorangegangenen zweiwöchigen Messkampagnen, verschiedene rutschungsinduzierte seismische Ereignisse: Steinschlag bzw. Felsstürze, Slidequakes und Tremore wiederholt registriert werden. Grundlagen für die Differenzierung verschiedener rutschungsinduzierter Signaltypen bilden die Charakteristik der Wellenform und Spektrogramme bzw. Sonogramme. Die wesentlichen Differenzierungsmerkmale sind (Vouillamoz et al., 2017):

- Maximalamplitudenverteilung
- Signaldauer in Sekunden: kurz (< 1 s), mittel ($\sim 2 - 10$ s); lang (> 60 s)
- Signalbeginn: impulsiver, breitbandiger P-Einsatz oder emergenter P-Einsatz
- Einzel- oder Mehrfachereignis
- dominanter Frequenzgehalt auf den einzelnen Seismometern
- Scheingeschwindigkeit kohärenter Wellenpakete

3.3.1 Steinschlag/Felssturz

Bei Signalen verursacht durch Steinschlag und Felssturz handelt es sich in der Regel um Mehrfachereignisse mit einer mittleren bis langen Dauer (etwa zwei bis mehrere Minuten) (**Abb. 3.10**). Der Phaseneinsatz kann emergent als auch impulsiv sein und der dominierende Frequenzgehalt reicht bis etwa 50 Hz. Größere Steinschläge oder Felsstürze können recht eindeutig identifiziert werden. Kleinere feinkörnige Felsstürze hingegen können eine sehr ähnliche Wellenform

aufweisen wie Tremore (i.S. Tremortyp T1, siehe Abschnitt 3.3.3) und sind daher schwer zu identifizieren sowie zu klassifizieren.

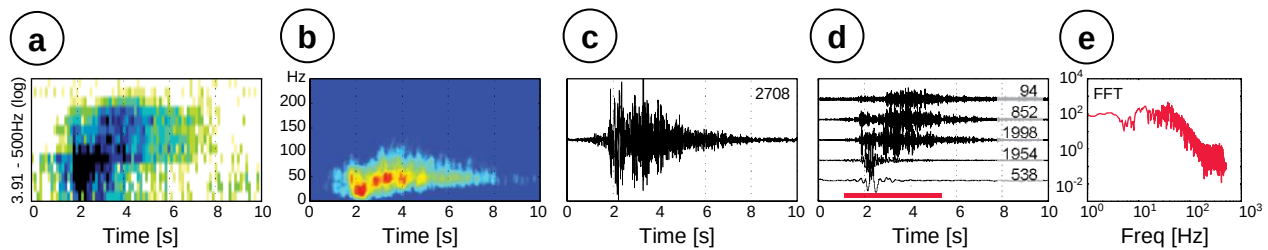


Abb. 3.10: Signalcharakteristik von Steinschlag und Felssturz (2S5; 04.06.2010; 6:45 UTC). (a) Sonogramm. (b) Spektrogramm (Fenster: Signallänge/30; Überlappung: 90 %; Farbtabelle und Programmcode wurde von Clément Hilbert (EOST, Universität Straßburg) zur Verfügung gestellt. (c) ungefiltertes Seismogramm. (d) Bandpass-gefilterte Seismogramme (Bp1: 100 - 200 Hz; Bp2: 50 - 100 Hz; Bp3: 20 - 50 Hz; Bp4: 5 - 20 Hz; Bp5: 1 - 5 Hz). (e) schnelle Fourier-Transformation (FFT, fast Fourier transform) (Vouillamoz et al., 2017).

Diese Signale werden mehrfach in 2010 detektiert. Da diese hauptsächlich an der Hauptabbrisskante und nicht im Rutschungskörper generiert werden stehen diese nicht im Fokus dieser Arbeit und werden deshalb an dieser Stelle mit kurzer Analyse und Interpretation abgehandelt.

Ein kleinerer Felssturz am Rand des Messgebiets 2010 innerhalb des Rutschungskörpers ereignete sich am 04.06.2010 um 6:45 UTC. Dieses seismische Signal, dessen Charakteristik und Signatur sich abhebt von den anderen seismischen Signalen, wurde kohärent auf allen drei SNS registriert. Das seismische Signal ist charakterisiert durch einen breitbandigen Frequenzeinsatz ($\sim 1 - 100$ Hz) und einer verhältnismäßig hochfrequenten und komplexen Coda. Die maximale Amplitude (*peak-to-peak*) beträgt um die 3.000 nm/s und nimmt innerhalb des SNS2 auf ~ 1.300 nm/s ab. Auffällig ist, dass die Amplitude nicht stetig mit der Entfernung von der Quelle abnimmt. Die Ursache hierfür könnte ein seismischer ‚*site effect*‘ (reflektierte oder refraktierte überlagerte Wellenphasen) sein. Deutlich erkennbar ist der hohe Frequenzanteil in der Coda bei den nächstliegenden Stationen 2S5 und 2S3, der bei den fernerer Stationen fehlt. Das Wellenpaket (P- und S-Phase sind nicht separierbar) weist eine geringe Scheingeschwindigkeit von ~ 600 m/s auf und kommt mit einem ermittelten Azimut von $\sim 155^\circ$ aus südöstlicher Richtung (**Abb. 3.11**).

Anhand von UAV-basierten Luftbildern wie auch terrestrischen Bildern ließ sich belegen und auf 26,5 Stunden eingrenzen, dass es sich bei diesem Signal mit sehr großer Wahrscheinlichkeit um einen Gesteinsabbruch von einem großen Mergelblock, d.h. einen kleineren Felssturz am südlichen Rand des Messgebietes handelt (**Abb. 3.12**). Bei dem Signal handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um den Impakt des abgebrochenen Materials und die hochfrequente Coda spiegelt vermutlich die anschließenden feinkörnigen Materialumlagerungen wieder.

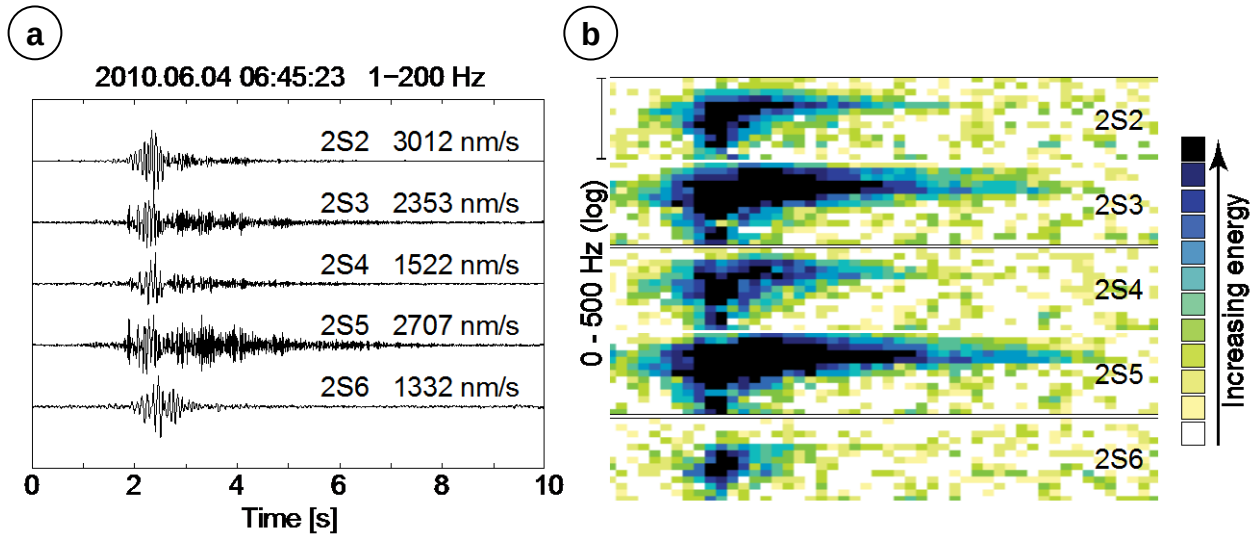


Abb. 3.11: Seismogramme (a) und Sonogramme (b) von dem kleinen Felssturz am 04.06.2010 um 6:45 UTC (Naomi Vouillamoz, persönliche Kommunikation, 2017).

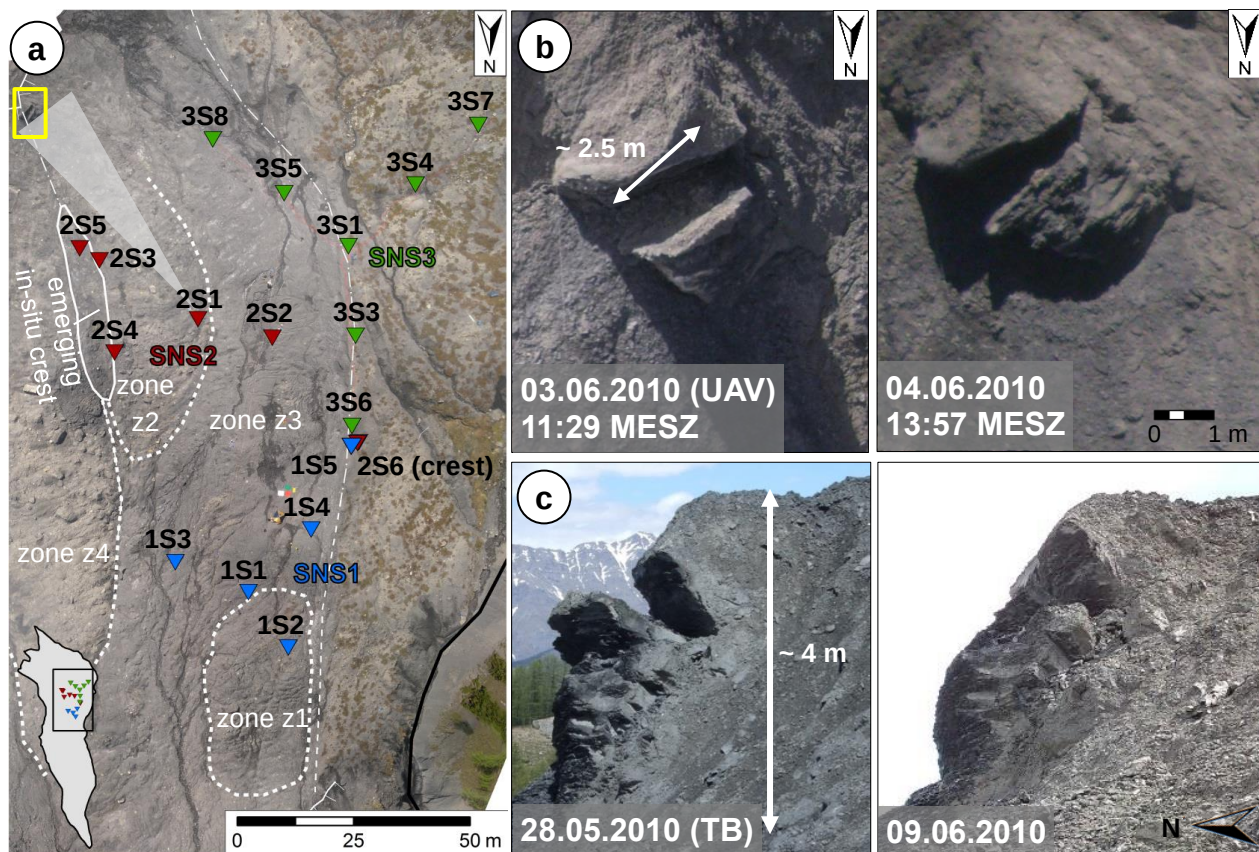


Abb. 3.12: (a) Übersichtskarte mit Seismometerstationen, Rückazimut (weiße Dreiecksfläche), Lokation des Felsblockes (gelber Rahmen) und UAV-basierte (b) und terrestrische (c) vorher/nachher Bilder des Felsblockes mit Zeiten.

3.3.2 Mikrobeben und Slidequakes

Bei den Mikrobeben und Slidequakes handelt es sich um Einzelereignisse mit impulsivem Phaseneinsatz, kurzer (< 1 s) und mittlerer (2 - 10 s) Signaldauer und einer Quell-Empfänger-Entfernung zwischen 0 m und 500 m. Der dominierende Energiegehalt reicht bis 100 Hz und die Maximalamplitude (*peak-to-peak*) kann bis zu über 10.000 nm/s betragen. Die Mikrobeben und Slidequakes werden differenziert in vier Kategorien (Tab. 3.3, Vouillamoz *et al.*, 2017):

- **Slidequake Typ SQ1 - „Near high frequency quakes“:** Der Signaltyp weist eine Dauer von unter 1 s auf. Der Typ SQ1 ist nur sichtbar auf wenigen Seismometern und weist eine extreme Dämpfung der Amplitude innerhalb von etwa 50 m auf, weshalb eine Quell-Empfänger-Entfernung von weniger als 50 m angenommen werden kann. Die dominierende Energie tritt zwischen 20 - 100 Hz auf und die Maximalamplituden können um mehrere Größenordnungen variieren, wobei die höchsten beobachteten Amplituden bis zu 10.000 nm/s betragen können. P- und S-Phase sind sichtbar aber nicht differenzierbar. Die Scheingeschwindigkeit des Wellenpaketes ermittelt an einzelnen verfolgbaren Spikes betragen zwischen 0,2 - 1,8 km/s.
- **Slidequake Typ SQ2 - „Near low-frequency quakes“:** Sind auf dem kompletten Netzwerk sichtbar und weisen eine Signaldauer zwischen 1 - 2 s auf. Die dominierende Energie tritt zwischen 5 - 20 Hz auf. Die Maximalamplituden eines Signals variieren um einige Größenordnungen auf den Stationen und betragen bis zu 10.000 nm/s. Dies spricht für eine Quell-Empfänger-Entfernung von weniger als 50 m. Charakteristisch ist der fehlende Frequenzgehalt über 50 Hz. Die Oberflächenwellenpakete können über das Netzwerk verfolgt werden. Die P- und S-Phase können nicht eindeutig differenziert werden. Die Scheingeschwindigkeit einzelner verfolgbarer Spikes im Wellenpakete liegt zwischen 0,2 und 1,8 km/s.
- **Slidequake Typ SQ3 - „Moderate distance quakes“:** Die Signaldauer beträgt zwischen 1,5 - 2,5 s und das Signal ist auf dem kompletten Netzwerk sichtbar, was auf eine Quell-Empfänger-Entfernung bis zu einigen 100 m hindeutet. Die meisten Ereignisse weisen eine geringe Amplitude auf, welche nur gering über dem Rauschlevel liegen (100 - 500 nm/s). Dominante Frequenzen, die über das gesamte Signal ausgewertet werden, liegen im Bereich von 5 - 20 Hz mit deutlich höherer Signalenergie zwischen 50 - 100 Hz am Beginn. P- und S-Phase sind schwierig zu identifizieren. Wellenpakete sind über das gesamte Netzwerk verfolgbar. Die Scheingeschwindigkeiten einzelner verfolgbarer Spikes im Wellenpaket liegen über 1,5 km/s.
- **Slidequake Typ SQ4 - „Local microearthquake“** (Nahfeld-Mikrobeben): Die Signaldauer liegt zwischen 2 - 10 s. Die Ereignisse sind auf dem kompletten Netzwerk sichtbar und zeigen ähnliche Amplituden. P- und S-Phase sind schwierig zu identifizieren. Einzelne Wellenpakete können konsequent über das Netzwerk mit Scheingeschwindigkeiten über 2,0 km/s verfolgt werden. Die dominanten Frequenzen liegen zwischen 5 - 50 Hz, aber der Signalbeginn weist in der Regel Signalenergien zwischen 50 - 100 Hz auf.

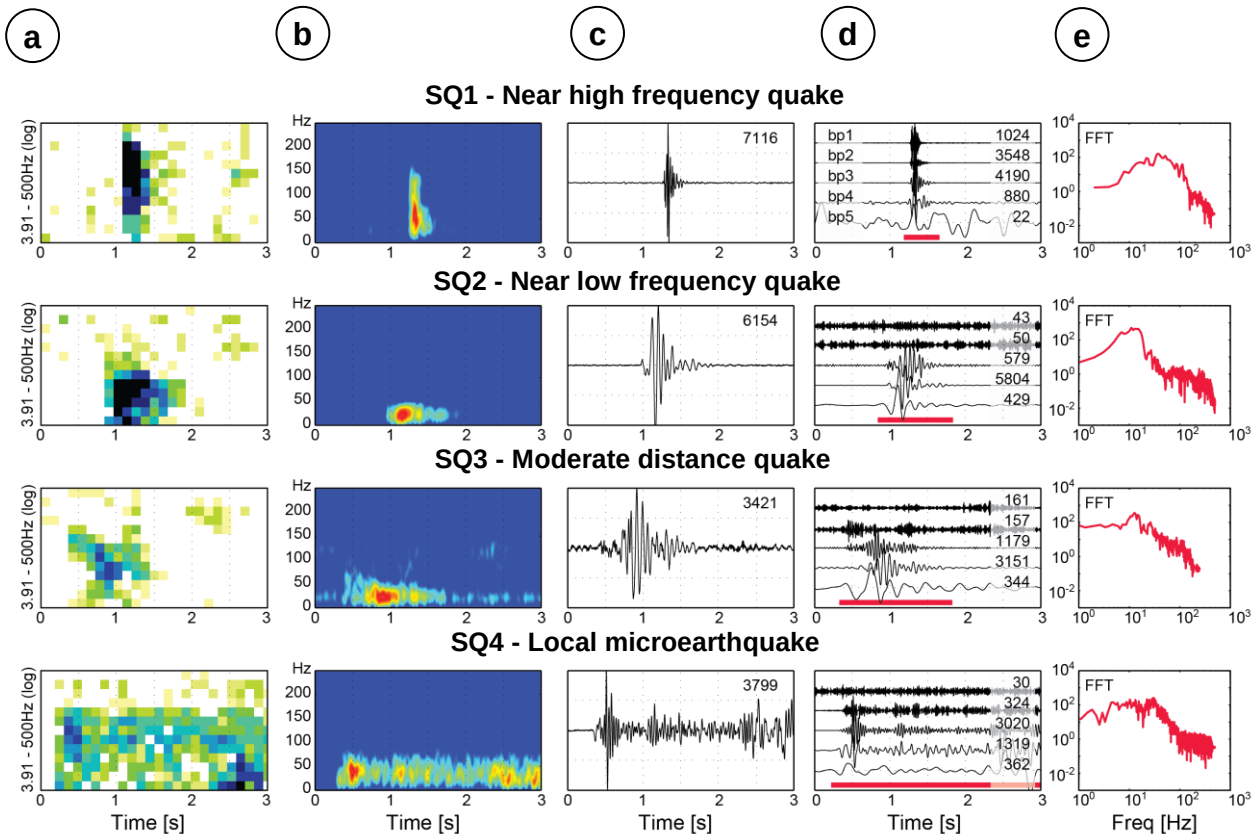


Abb. 3.13: Signalcharakteristik von den Signaltypen Slidequakes/Mikrobeben (SQ1 bis SQ4). (a) Sonogramm. (b) Spektrogramm (Fenster: Signallänge/30; Überlappung: 90 %; Farbtabelle und Programmcode wurde von Clément Hilbert (EOST, Universität Straßburg) zur Verfügung gestellt. (c) ungefiltertes Seismogramm. (d) Bandpass-gefilterte Seismogramme (Bp1: 100 - 200 Hz; Bp2: 50 - 100 Hz; Bp3: 20 - 50 Hz; Bp4: 5 - 20 Hz; Bp5: 1 - 5 Hz). (e) schnelle Fourier-Transformation (FFT, fast Fourier transform). SQ1: 1S4; 29.05.2010; 23:05 UTC. SQ2: 1S2; 26.06.2010; 18:44 UTC. SQ3: 3S1; 17.06.2010; 15:32 UTC. SQ4: 2S1; 17.06.2010; 11:24 UTC (Vouillamoz et al., 2017).

Tab. 3.3: Charakteristik der verschiedenen seismischen Mikrobeben/Slidequake-Signaltypen (Vouillamoz et al., 2017).

	SQ1	SQ2	SQ3	SQ4
Dominante Signalenergie	20 - 100 Hz	5 - 50 Hz	5 - 50 Hz	5 - 50 Hz
Signaldauer	< 1 s	1 - 2 s	~2 s	2 - 10 s
Stationen mit Registrierung	< 5	alle	alle	alle
Dämpfung	ausgeprägt	ausgeprägt	nicht eindeutig	nicht eindeutig
Maximalamplitude	1.000 - 10.000 nm/s	1.000 - 10.000 nm/s	1.000 nm/s	1.000 nm/s

Bei den Signaltypen SQ1 und SQ2 kann aufgrund der Signaldauer, der hohen Dämpfung der Wellenform und der geringen Scheingeschwindigkeit von Wellenpaketen davon ausgegangen werden, dass diese im Rutschungskörper im oder nahe des Netzwerk ereigneten (Vouillamoz et al., 2017). Daher handelt es sich bei den Signaltypen SQ1 und SQ2 um die eigentlichen

Slidequakes. Der Anteil an höheren Frequenzen, die sehr kurze Signaldauer und die wenigen Stationen mit Signalregistrierung des Signaltyps SQ1 sprechen für eine sehr naheliegende Quelle oder möglicherweise für eine kleinere Bruchfläche. Die niedrigen Frequenzen und die längere Signaldauer des Signaltyps SQ2 könnten ein Indiz für eine langsamere Bruchgeschwindigkeit oder einer größeren Bruchfläche sein. Bei Signaltyp SQ3 ist derzeit noch unklar ob es im Rutschungskörper oder außerhalb auftritt und Signaltyp SQ4 tritt vermutlich außerhalb des Rutschungskörpers im Festgestein im Umfeld der Rutschung auf.

3.3.3 Tremore

Die Charakteristik rutschungsinduzierter Tremorsignale umfasst ein breites Spektrum, was die Amplitudenverteilung und Signaldauer von wenigen Sekunden bis hin zu mehreren Stunden aber auch der Frequenzanteil betrifft (Vouillamoz *et al.*, 2017). Aufgrund der allgemeinen Komplexität der Wellenform und der großen Bandbreite der beobachteten dominanten Frequenzen ist es schwierig, eine eindeutige Klassifizierung für Tremorsignale zu finden. Infolge vieler möglicher nahezu zeitgleicher oder zeitgleicher Quellorte im Rutschungskörper, welche zusätzlich noch von anderen Signalen begleitet sein können, können die Signale entweder gar nicht oder nur schwer separiert werden (**Abb. 3.14**).

Es werden zwei verschiedene Tremortypen unterschieden (Vouillamoz *et al.*, 2017):

- **Tremor Typ T1 „ETS-like signals (episodic tremor and slip)“:** Diese Ereignis ist charakterisiert durch eine mittlere Dauer von etwa 2 - 10 s und einen emergenten Phaseneinsatz und dominante Signalenergie zwischen 5 - 50 Hz (**Abb. 3.15**). Die Maximalamplituden können bis zu 10.000 nm/s betragen, wobei die meisten Ereignisse jedoch keine höheren Amplituden als 100 - 1.000 nm/s aufweisen. Phasen können nicht identifiziert werden, stattdessen weisen die Wellenformen sich wiederholende Spitzen mit starker Streuung auf. Einzelne Wellenpakete, die verfolgt werden können, weisen eine Scheingeschwindigkeit unter 2,0 km/s auf.
- **Tremor Typ T2 „Dispergierendes Signal“:** Das Signal mit emergentem Phaseneinsatz und einer Signaldauer von wenigen Minuten weist einen dispergierenden Charakter auf. Dadurch zeigen die Wellenformen und Spektrogramme signifikante Änderungen von einer zur anderen Station und folglich mit der Distanz. Bei den nächsten Stationen weisen die Signale eine hohe Anfangsamplitude auf (mehrere 10.000 nm/s). Dann zeigen die Signale eine auffällige Dispersion und Dämpfung mit zunehmendem Abstand zur Quelle (**Abb. 3.15**). Die dominante Signalenergie reicht bis etwa 150 Hz. Die Maximalamplitude kann bis zu ~75.000 nm/s betragen.

Neben den bisherigen zwei Tremortypen gibt es zwei weitere Tremortypen T3 „Harmonisch“ und T4 „Gliding“. Der Tremortyp T3 wurde 2010 nicht in Super-Sauze beobachtet und wird daher nicht weiter ausgeführt. Die Generierung des Tremortyp T4 „Gliding“ ist unklar und es ist durchaus vorstellbar, dass es sich auch um ein anthropogenes, hydrologisches oder meteorologisches Signal handeln könnte. Deshalb wird dieser Typ erstmal nicht für die weiteren gemeinsamen Interpretationen miteinbezogen, soll aber kurz an dieser Stelle Erwähnung finden. Der Signaltyp

ist charakterisiert durch eine lange Dauer, emergenten Einsatz und dominierenden Frequenzgehalt zwischen 50 - 100 Hz (**Abb. 4.5**). Dieser Signaltyp tritt sehr gehäuft in der zweiten und dritten Woche sowie bei dem Seismometer 2S2 auf.

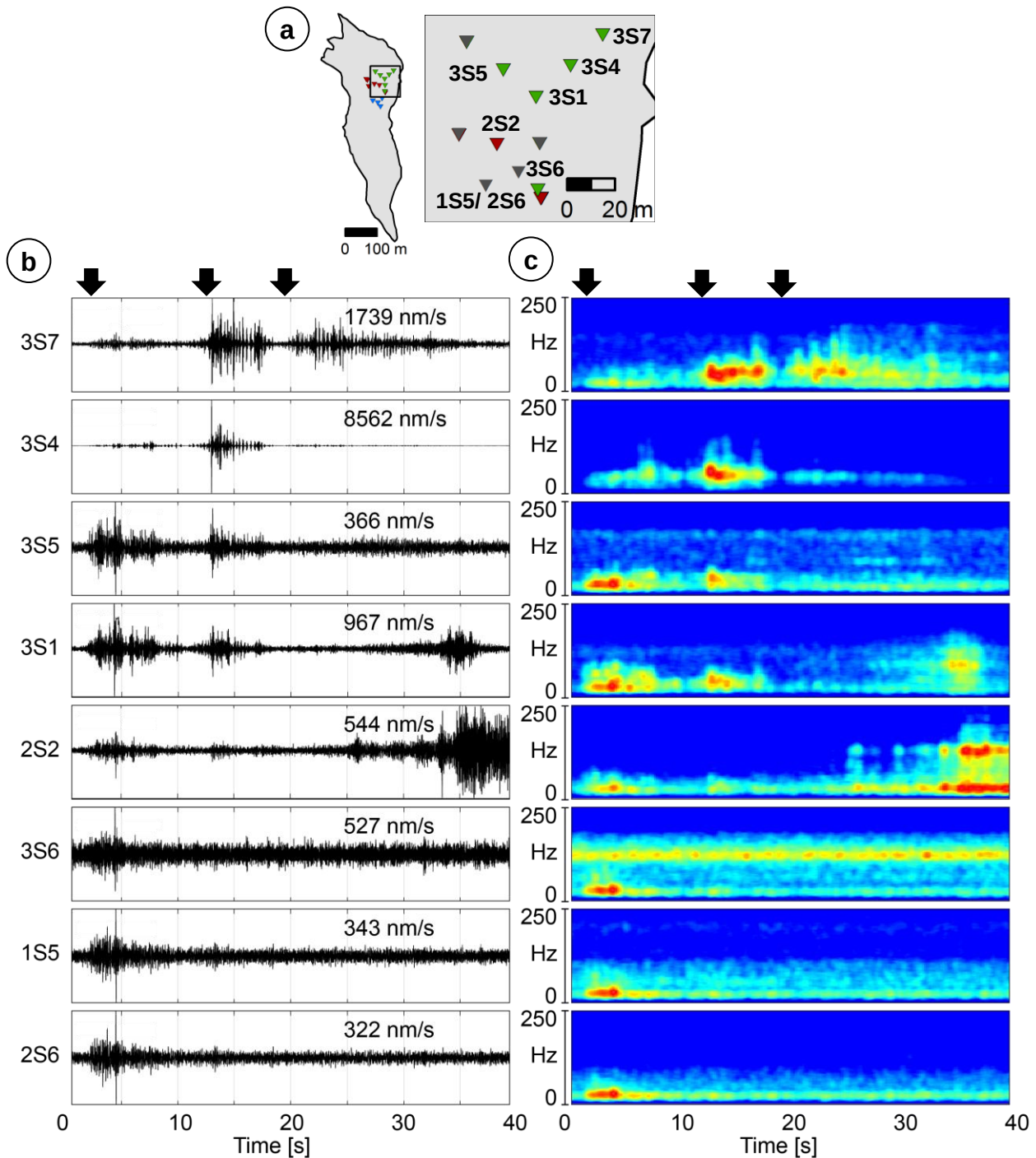


Abb. 3.14: Beispiel für mehrere Signaltypen (mindestens drei) die innerhalb eines kurzen Zeitraumes von 40 s (09.06.2010; 2:42:53 - 2:43:33 UTC) auftreten. (a) Stationsübersicht. (b) Seismogramm. (c) Spektrogramm (Fenster: Signallänge/30; Überlappung: 90 %; Farbtabelle und Programmcode wurde von Clément Hilbert (EOST, Universität Straßburg) zur Verfügung gestellt. (Naomi Vouillamoz, persönliche Kommunikation, 2017).

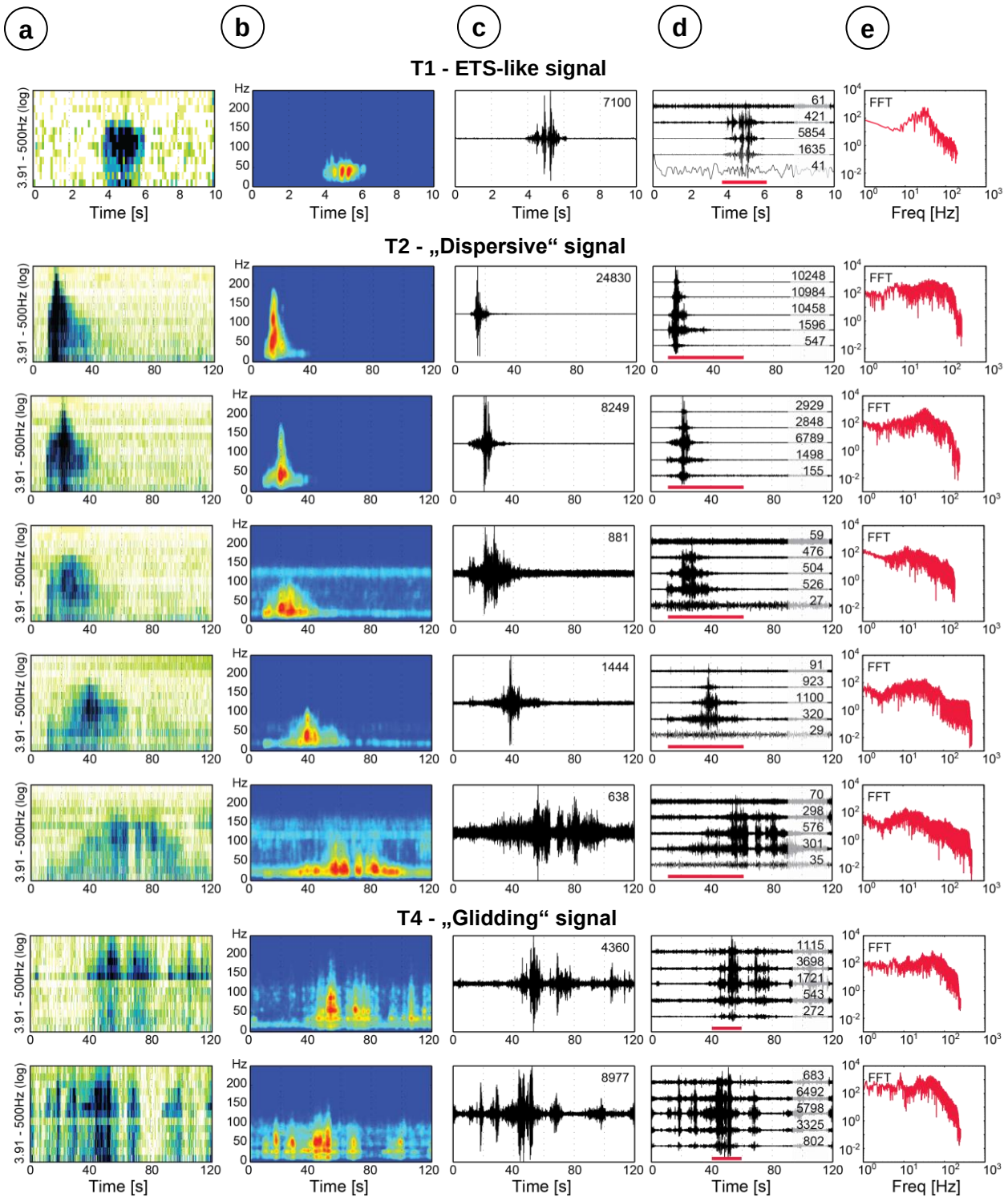


Abb. 3.15: Signalcharakteristik von Tremor Typ T1 „ETS-like signals“ (3S4; 05.06.2010;15:26 UTC), Tremor Typ T2 „dispersierendes“ Signal (3S7, 3S4, 3S1, 1S5, 1S2; 04.07.2010; 0:45 UTC) und des Signaltyps T4 „gliding“ (2S3, 3S8; 09.06.2010;22:54 UTC. (a) Sonogramm. (b) Spektrogramm (Fenster: Signallänge/30; Überlappung: 90 %; Farbtabelle und Programmcode wurde von Clément Hilbert (EOST, Universität Straßburg) zur Verfügung gestellt. (c) ungefiltertes Seismogramm. (d) Bandpass-gefilterte Seismogramme (Bp1: 100 - 200 Hz; Bp2: 50 - 100 Hz; Bp3: 20 - 50 Hz; Bp4: 5 - 20 Hz; Bp5: 1 - 5 Hz. (e) schnelle Fourier-Transformation (FFT, fast Fourier transform) (Vouillamoz et al., 2017).

3.3.4 Unklassifizierte rutschungsinduzierte Signale

Die Kategorie unklassifizierte rutschungsinduzierte Signale (URS) beinhaltet nicht eindeutig einer Klasse zuordenbare Ereignisse, aufgrund nicht eindeutiger Merkmale oder eines sehr schwachen SNR (Vouillamoz *et al.*, 2017). Jedoch kann aufgrund ihrer Sichtbarkeit und Verteilung auf den einzelnen Seismometern sowie der Dämpfungsfunktion davon ausgegangen werden, dass sich diese innerhalb des Rutschungskörpers bzw. innerhalb des Messgebietes ereigneten.

3.4 HÄUFIGKEIT UND ZEITLICHES AUFTRETEN DER RUTSCHUNGSINDUZIERTEN EREIGNISSE IN DER MESSKAMPAGNE 2010

Insgesamt wurden innerhalb der acht Wochen 255 rutschungsinduzierte Ereignisse und 84 Lokalbeben detektiert und ausgewertet. Darunter waren 51 Slidequakes, 60 Tremore und 31 unklassifizierte rutschungsinduzierte Ereignisse (**Tab. 3.4**). Um sicher zu stellen, dass lediglich rutschungsinduzierte Ereignisse im Bereich des Messgebietes in die gemeinsame multidisziplinäre Analyse eingehen, wurde die extreme Dämpfung der Wellenform, besonders innerhalb der ersten 50 m, als Parameter für die Nähe zu der Quelle herangezogen (Vouillamoz *et al.*, 2017). Dafür wurde für alle Sissy-Kalibrierungsschüsse (Super-Sauze) und Hammerschläge (Pechgraben, November 2016) zunächst die Differenz zwischen der Maximalamplitude und dem Median der Amplituden eines Ereignisses gebildet. Diese wurde in Prozent ausgedrückt und durch die Division mit dem Median eines Ereignisses normalisiert. Diese ermittelten Werte wurden gegen die Distanz aufgetragen. Das Diagramm zeigt eine enorme Dämpfung innerhalb von 40 m. Folglich kann davon ausgegangen werden, dass seismische Ereignisse mit einem Verhältnis der Maximalamplitude zu der Medianamplitude von mehr als 200 % innerhalb von 40 m von einer Station des Netzwerkes generiert wurden. Aus diesem Grund wurden für die multidisziplinäre Analyse nur Ereignisse die innerhalb einer Distanz von 40 m bzw. ein Verhältnis größer 200 % aufwiesen in den finalen Katalog aufgenommen (**Abb. 3.16**). Wichtig für den finalen Katalog ist, dass nur sicher verifizierte rutschungsinduzierte Ereignisse im Messgebiet enthalten sind. Da nur bei etwa der Hälfte der rutschungsinduzierten Ereignisse die Signalamplitude eindeutig bestimmt werden konnte, ließen sich letztendlich nur etwa 10 % der erfassten rutschungsinduzierten Ereignisse dem Messgebiet zugeordnet werden.

Hinsichtlich der Vollständigkeit des Katalogs für die rutschungsinduzierte Seismizität in dem Messgebiet 2010, kann basierend auf der Netzwerkgeometrie (**Abb. 3.6**) und Datenvollständigkeit (**Abb. 3.7**, **Abb. 3.17**) davon ausgegangen werden dass der Großteil, wenn nicht alle, der stärkeren³ (> 10.000 nm/s Maximalamplitude) seismischen Ereignisse erfasst worden sind. Die Vollständigkeit des Ereigniskatalogs für schwächere³ (< 100 nm/s Maximalamplitude) rutschungsinduzierte Ereignisse hingegen ist wahrscheinlich nicht gegeben. Gründe hierfür sind die nahezu zeitgleiche oder zeitgleiche Überlagerung von mehreren Ereignissen, die geringe Energie-

³ Da derzeit keine Magnituden bestimmt sind, wird für die Einschätzung der Stärke die Maximalamplitude herangezogen. In der vorliegenden Arbeit sind schwächere rutschungsinduzierte Ereignisse mit < 100 nm/s und stärkere rutschungsinduzierte Ereignisse mit > 10.000 nm/s definiert.

abstrahlung in Verbindung mit der Dämpfung und der Netzwerkgeometrie und die Signalenergien in der Größenordnung des Rauschens.

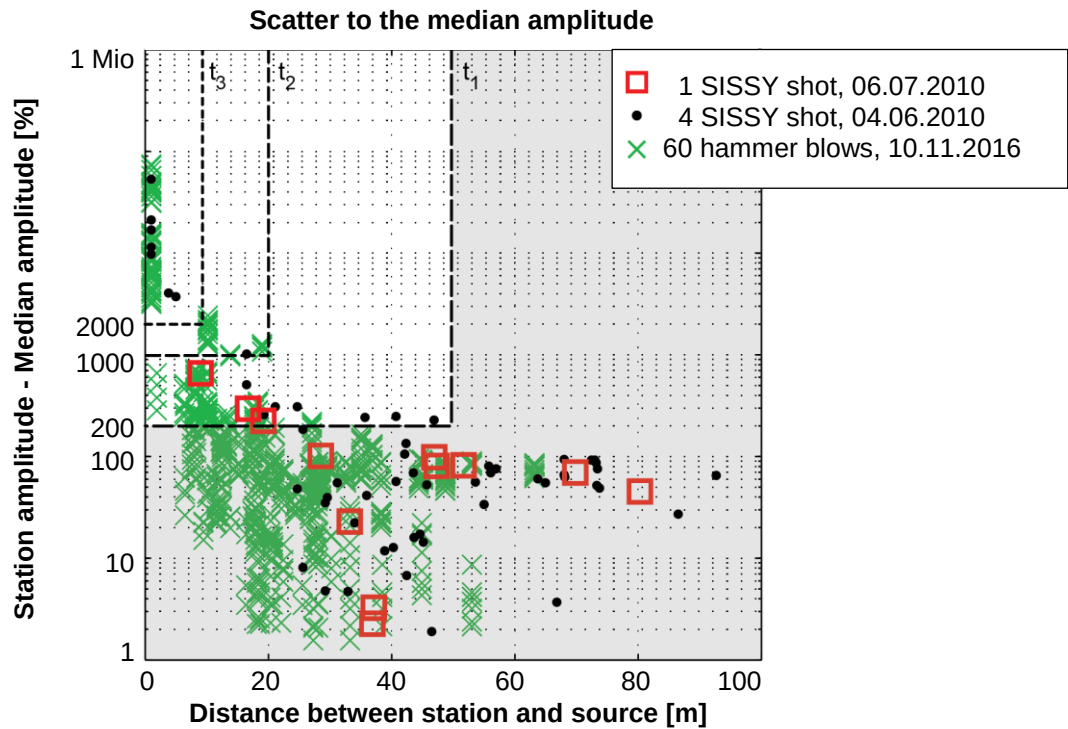


Abb. 3.16: Die Signalamplitude in Abhängigkeit der Distanz als Parameter zur Einschätzung des Signalquellorts. Dafür wird die Differenz der Maximalamplitude und dem Median der Maximalamplitude eines Kalibrierungssignals gebildet, normalisiert und gegen die Distanz zwischen Station und Quellort aufgetragen. Aufgrund der starken Dämpfung innerhalb von 40 m kann davon ausgegangen werden, dass alle Ereignisse mit einem Verhältnis der Maximalamplitude zur Medianamplitude von mehr als 200 % sich im Bereich des Messgebietes 2010 ereigneten (Naomi Vouillamoz, persönliche Kommunikation, 2017).

Tab. 3.4: Häufigkeit der Slidequakes und Tremor insgesamt und für den Messbereich für die Messkampagne 2010.

Signaltyp	insgesamt	außerhalb des Messgebietes	im Messgebiet
Slidequakes			
SQ1	8	5	3
SQ2	29	13	16
SQ3	14	11	3
gesamt	51	29	22
Tremor			
T1	57	41	16
T2	11	4	2
gesamt	68	45	18
T4	95	27	68
URS	31	25	6

In **Abbildung 3.17** ist das zeitliche Auftreten der differenzierten Slidequakes und Tremore für alle im Messzeitraum sowie für das Messgebiet detektierten Ereignisse dargestellt. Die Amplituden (1 - 50 Hz) liegen zwischen 265 nm/s und 74.400 nm/s. Der Vergleich mit anderen Parametern wie Niederschlag, Geschwindigkeit etc. und die Interpretation der rutschungsinduzierten Seismizität wird in dem Kapitel 7 (ab S. 206) erörtert. Der Ereigniskatalog aller 102 (inklusive T4) im Messgebiet detektierten Ereignisse sowie der Ereigniskatalog westlichen Hangbereich sind im Anhang A.1 zusammengestellt.

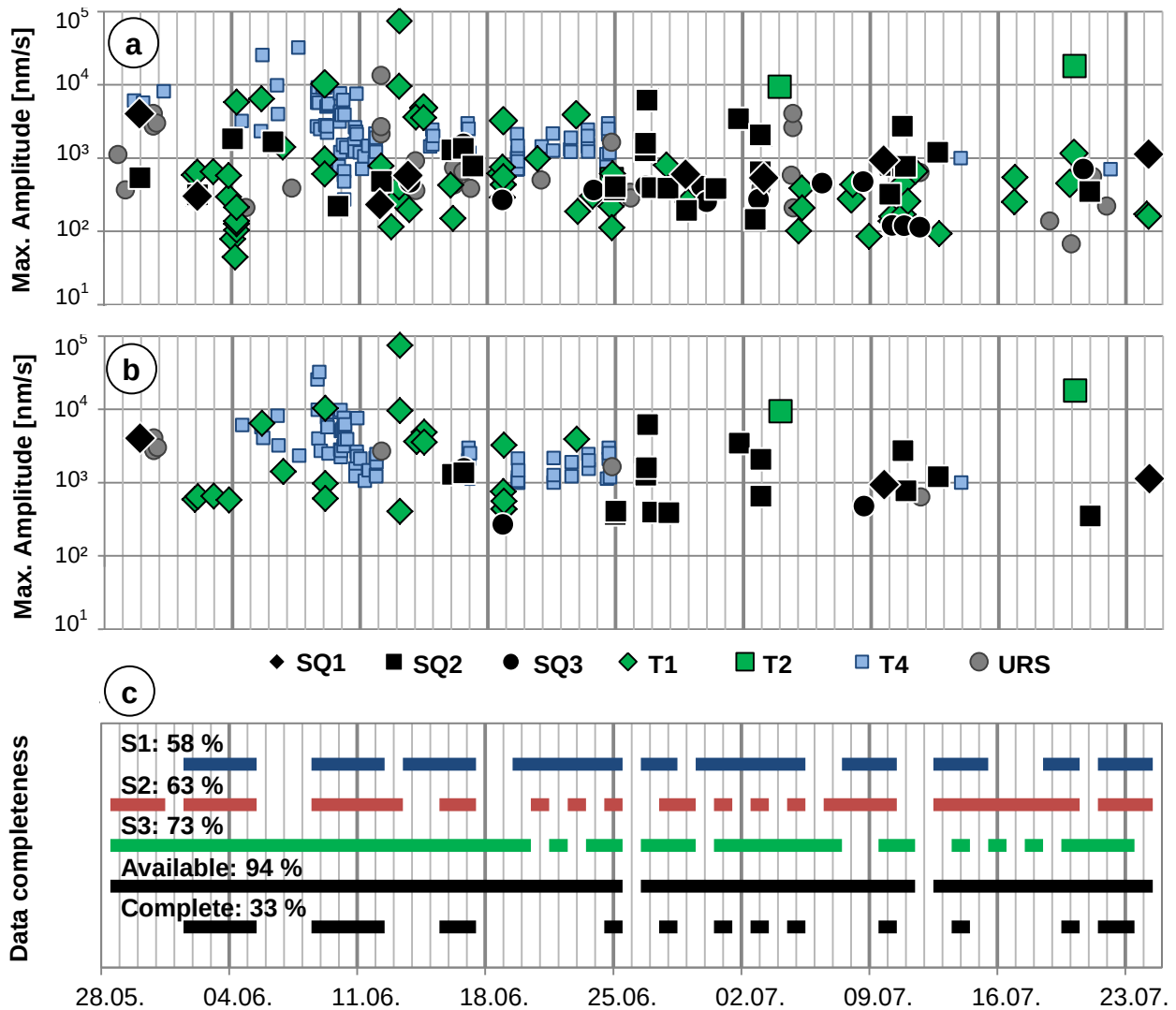


Abb. 3.17: Zeitliches Auftreten der verschiedenen Slidequakes (SQ1 - SQ3), Tremore (T1, T2, T4) und unklassifizierter rutschungsinduzierter Ereignisse (URS) für den gesamten Messzeitraum (a) und dem Messbereich (b) abhängig von der Maximalamplitude für die Messkampagne 2010. (c) Seismische Datenvollständigkeit der Messkampagne 2010 (Naomi Vouillamoz, persönliche Kommunikation, 2017).

3.5 ZUSAMMENFASSUNG

In der Messkampagne 2010 konnten wiederholt rutschungsinduzierte Signale durch Stein-schlag/Felssturz, Slidequakes und Tremore detektiert werden. Insgesamt konnten 255 rutschungs-induzierte Ereignisse, wovon 51 Slidequakes und 60 Tremore sind, sowie 84 Lokalbeben erfasst werden. Mit dem Netzwerk in 2010 ergibt sich für die simultane Datenaufzeichnung aller drei SNS lediglich eine Datenvollständigkeit von 33 %. Bei mindestens einem aufgezeichneten SNS sind seismische Daten für 94 % des Messzeitraums vorhanden. Der Datenverlust von rund 40 % auf den SNS1 und SNS2 ist auf einige technische Schwierigkeiten, wie die Energieversorgung und Datenaufzeichnung, zurückzuführen. Jedoch nicht berücksichtigt sind fehlerhafte Daten-abschnitte und selbst-generiertes Rauschen (*noise*) tagsüber durch die vielen anderen Mess-verfahren und das Begehen der Rutschung. Basierend auf den fünf SISSY-Kalibrierungsschüssen in 2010 wurden die Lokalisierungsgenauigkeit und die Dämpfungsfunktion ermittelt. Ein großer Anteil wird innerhalb von 20 bis 40 m gedämpft. Die bestmögliche Lokalisierungsgenauigkeit beträgt etwa 40 m. Schwache Ereignisse, welche nur auf wenigen Stationen sichtbar sind und eine Dämpfung zeigen, können aufgrund von den Seismometerabständen auf bis zu 20 m im besten Fall eingegrenzt werden. Es wurden drei verschiedene Slidequaketypen und drei Tremortypen differenziert. Für die multidisziplinäre Analyse wurden lediglich Ereignisse, die aufgrund ihrer Charakteristik und der Dämpfungsfunktion mit großer Sicherheit durch die Rutschung induziert wurden und sich im Bereich des Messgebietes befanden, in den finalen Katalog aufgenommen. Der finale Katalog beinhaltet 46 rutschungsinduzierte Ereignisse für die achtwöchige Messkampagne 2010. Davon sind 22 Slidequakes, 18 Tremore des Typs T1 und T2 und 6 unklassifizierte rutschungsinduzierte Ereignisse.

4 GEODÄTISCHE MESSUNGEN (dGNSS, TLS)

Diverse geodätische und fernerkundliche punktuelle als auch flächenhafte Vermessungsverfahren⁴, wie beispielsweise Tachymetrie, GNSS (*engl. global navigation satellite system*), LiDAR (*engl. light detection and ranging*), InSAR (*engl. Interferometric Synthetic Aperture Radar*, deutsch Radarinterferometrie) werden für die Kartierung und quantitative Deformationsmessung von Hangrutschungsoberflächen eingesetzt. Vor allem terrestrisches Laserscanning (TLS) und InSAR bzw. bodenbasierte Radarinterferometer (GB-SAR) haben durch fortschreitende Verbesserung der Aufnahmesysteme und des Processing sowie der höheren Punktdichten gegenüber GNSS an Bedeutung in der Überwachung der Hangbewegung in den letzten Jahren zugenommen (Jaboyedoff *et al.*, 2010). In den letzten Jahren sind zahlreiche Arbeiten über die Kartierung und das Monitoring von gravitativen Massenbewegungen mit TLS erschienen, wie beispielsweise für Steinschlag/Felsstürze (Bauer *et al.*, 2005; Abellán *et al.*, 2006), Blockgletscher (Bauer *et al.*, 2003) sowie langsame Rutschungskörper (Bitelli *et al.*, 2004; Teza *et al.*, 2007; Travelletti *et al.*, 2014). Aber zunehmend wurden auch Arbeiten mit GB-SAR (Leva *et al.*, 2003; Noferini *et al.*, 2007) sowie in Kombination mit TLS (Pieraccini *et al.*, 2006; Lingua *et al.*, 2008) veröffentlicht.

Im Folgenden wird lediglich auf die in der Messkampagne 2010 angewandten Verfahren differentielles GNSS (dGNSS) und TLS eingegangen. Zunächst wird ein kurzer theoretischer Exkurs zu dem Thema globales Navigationssatellitensystem (GNSS) und dessen Fehlerquellen gegeben. Anschließend wird kurz das differentielle GNSS, besonderes das in Echtzeit (RTK = *engl. Real Time Kinematic*, RTK-dGNSS) Verfahren vorgestellt. Für eine ausführliche Darstellung von GNSS bzw. dGNSS sei auf z.B. Resnik und Bill, 2003; Dodel und Häupler, 2010b; Schüttler, 2014 und für LiDAR bzw. TLS sei auf Shan und Toth (2009), Jaboyedoff *et al.* (2010) und Riveiro *et al.* (2016) verwiesen. Im Anschluss an das GNSS wird auf das terrestrisches Laserscanning eingegangen.

⁴ Es existieren unterschiedliche Definitionen bezüglich geodätischer Messungen, hier werden die Messverfahren LiDAR und InSAR, welche gleichzeitig auch zu fernerkundlichen Verfahren zählen zu den geodätischen hinzugenommen.

4.1 GLOBALES NAVIGATIONSSATELLITENSYSTEM (GNSS UND DGNSS)

4.1.1 Verfahren

GNSS steht für „*global navigation satellite system*“ und ist der Überbegriff für die einzelnen bestehenden und künftigen globalen Navigationssysteme NAVSTAR GPS, GLONASS, GALILEO und Beidou. Beim GNSS basiert die Positionsbestimmung auf dem Schnitt der Abstände zu mindestens vier Satelliten, welche aus den Laufzeitdifferenzen zwischen ausgesandten und empfangenen L1- und L2-Trägerwellen mit aufmodulierten Codes abgeleitet werden (Albertz und Wiggenhagen, 2009).

Das satellitengestützte Navigationssystem Global Positioning System (GPS), offiziell NAVSTAR GPS (*engl. NAVigation System with Time And Ranging Global Positioning System*) wurde seit den 1970er Jahren vom amerikanischen Verteidigungsministerium für militärische Ortungszwecke entwickelt und ist seit 1995 voll einsatzfähig (Schüttler, 2014). Es basiert auf Laufzeitmessungen von Funksignalen, die von mindestens 24 aktiven, erdumkreisenden Satelliten in rund 20.200 km Höhe mit einer Bahnneigung von 55° abgestrahlt und auf der Erde empfangen werden. Ein sehr ähnliches System zu GPS ist das seit 1996 voll einsatzfähige russische satellitengestützte Navigationssystem GLONASS, bestehend aus 21 operationellen und drei Reserve-satelliten (Schüttler, 2014). Das europäische zivile satellitengestützte Navigationssystem GALILEO befindet sich noch im Aufbau. Derzeit sind 18 Satelliten im Orbit und das System soll bis voraussichtlich 2019 aus 30 Satelliten bestehen (Europäische Kommission, 2017).

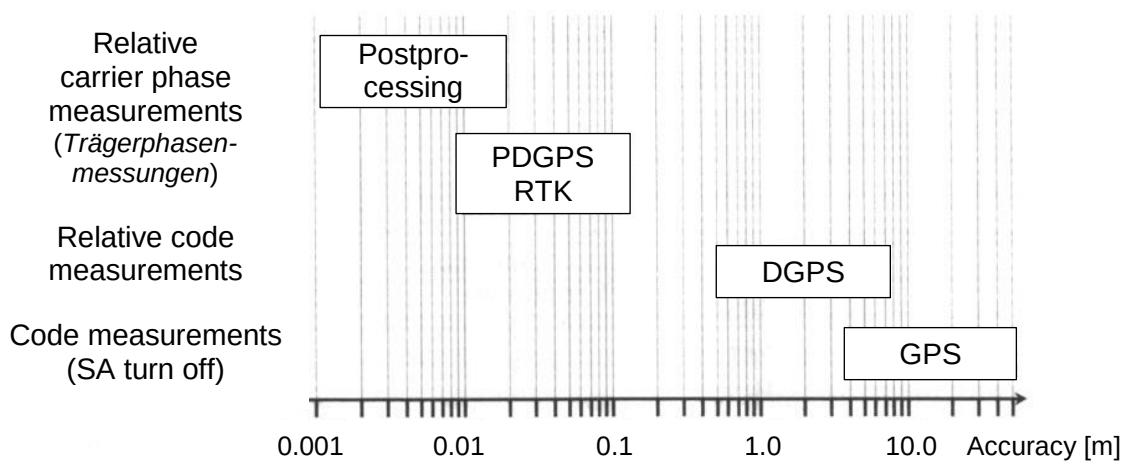


Abb. 4.1: Genauigkeit von GNSS-Messverfahren, SA: Selective Availability; PDGPS: Precise DGPS; RTK: Real Time Kinematic (Resnik und Bill, 2003).

Die erreichbare Positionsgenauigkeit hängt von Art der „Lösung“ ab (Code oder Trägerphase), dem gewählten Auswertekonzept (absolut/differenziell, statisch/kinematisch, Echtzeit/Post-Processing) und den zusätzlichen Fehlerquellen (**Abb. 4.1**, Resnik und Bill, 2003; Leica Geosystems, 2016) :

1. Ionosphärische und troposphärische Laufzeitverzögerung, durch Refraktion, Elevationswinkel, Beeinflussung der Dichte der Ionosphäre durch die Sonne oder Luftfeuchtigkeit in der Atmosphäre (**Abb. 4.2**)

2. Satelliten- und Empfängeruhrenfehler
3. Mehrwegeeffekte, durch reflektierende Oberflächen wie z.B. Gebäude oder Seen (**Abb. 4.2**)
4. „*Dilution of Precision*“ (DOP), ein Maß der Minderung der Positionsungenauigkeit aufgrund der geometrischen Satellitenkonstellation, die die Schnittgeometrie wiedergibt und reziprok mit der ermittelten Genauigkeit zusammenhängt (**Abb. 4.2**). Umso größer die DOP-Werte, desto höher die Ungenauigkeit (**Tab. 4.1** Dodel und Häupler, 2010a). Für die Bestimmung der Genauigkeit im Raum und in der Zeit wurden verschiedene DOP-Werte eingeführt (Leica Geosystems, 2016; Dodel und Häupler, 2010a):
 - HDOP: Horizontales-DOP, Ungenauigkeitsfaktor in horizontaler Richtung
 - VDOP: Vertikales-DOP, Ungenauigkeitsfaktor in vertikaler Richtung
 - PDOP: Positions-DOP, Ungenauigkeitsfaktor für die im Raum bestimmte Position (3D), vereint die beiden Faktoren HDOP und VDOP
 - TDOP: Time-DOP, Ungenauigkeitsfaktor der Zeitbestimmung
 - GDOP: Geometrisches-DOP: Ungenauigkeitsfaktor für die im Raum bestimmte Position (3D) unter Berücksichtigung der Zeit (4D), vereint die beiden Faktoren TDOP und PDOP

Tab. 4.1: Einordnung der DOP-Werte (Dodel und Häupler, 2010a).

DOP	Note	Leistungsbeschreibung
1	sehr gut	genügt höchsten Ansprüchen
2 - 3	gut	für alle Genauigkeitsforderungen hinreichend
4 - 6	befriedigend	gut für allgemeine Anforderungen
7 - 8	ausreichend	Wert ist eingeschränkt akzeptabel für viele Anwendungen
9 - 20	mangelhaft	Wert ist nur als Grobschätzung tauglich
> 20	ungenügend	Messungen sind bis auf die Grösse eines Fussballfeldes genau; sollten nicht benutzt werden

5. Künstliche Verschlechterung der Systemgenauigkeit: Anti Spoofing (AS), bei dem der Code verändert wird sowie „*Selective Availability*“ (SA) bei dem die Bahndaten verändert gesendet werden oder die Satellitenuhr destabilisiert wird. Derzeit sind diese Sicherungsmaßnahmen abgeschaltet.

Die im besten Fall erreichte Genauigkeit der Positionsbestimmung beträgt seit Mai 2000, ohne die künstliche Verschlechterung des zivilen GNSS-Signals als Sicherungsmaßnahme, mit einem GNSS-Empfänger 5 m (Resnik und Bill, 2003). Eine Genauigkeitssteigerung von GNSS-Daten bis in den Zentimeter/Millimeterbereich kann durch das Verfahren dGPS (engl. *Differential Global Positioning System*) bzw. auch dGNSS erreicht werden. Diese hohen Positionierungsgenauigkeiten sind für die Messung von langsamen Bewegungen oder für eine präzise Georeferenzierung sehr hochauflösender DGMs oder Orthophotos unabdingbar.

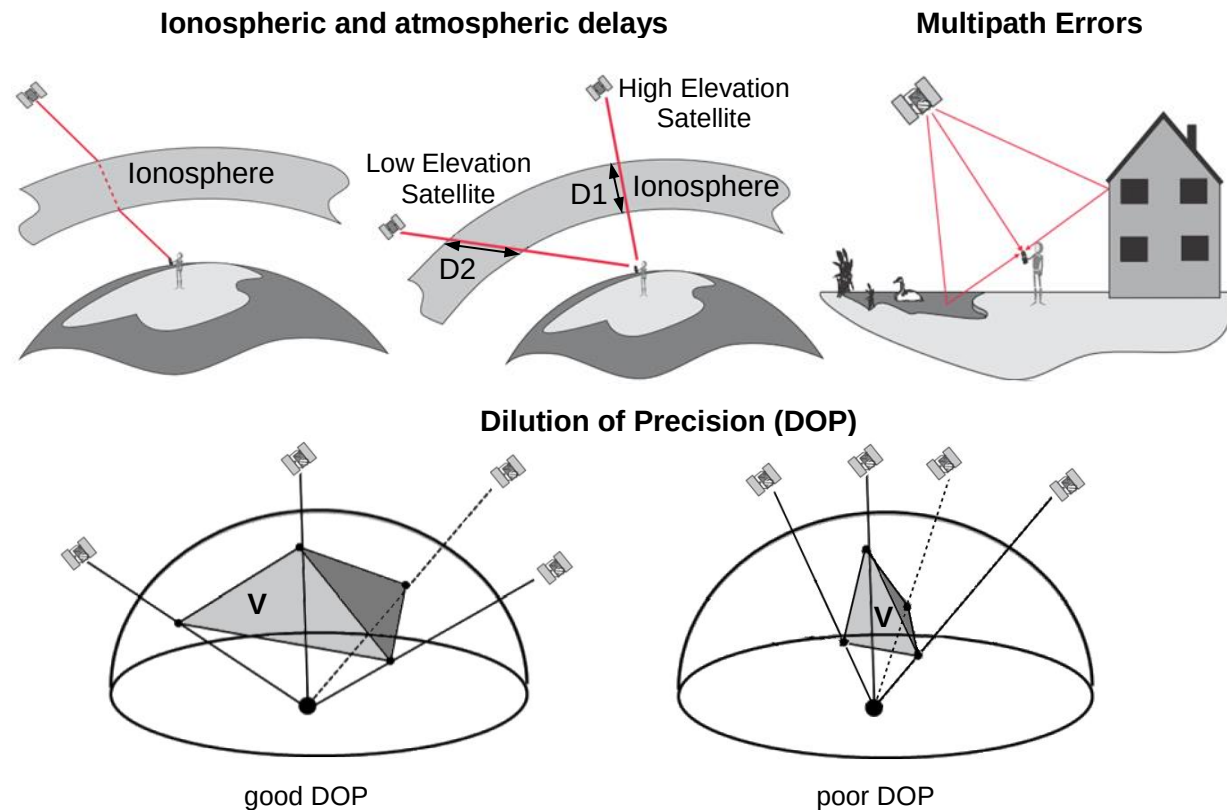


Abb. 4.2: Verschiedene Fehlerquellen, die die Positionsgenauigkeit mindern, wie die ionosphärischen Laufzeitverzögerungen, Mehrwegeeffekte oder die Satellitengeometrie, deren Güte mit dem DOP ausgedrückt wird. Der DOP ist proportional zum Volumen V . Je kleiner das Volumen, d.h. je näher alle Satelliten beieinander liegen, desto höher die DOP-Werte und die zu erwartende Positionierungsungenauigkeit (modifiziert von Pelton et al., 2013; Leica Geosystems, 2016).

Der Grundsatz des dGNSS beruht darauf, dass die GNSS-Messgrößen bei benachbarten Empfängern Fehler gleicher Größenordnung aufweisen, weshalb zwei zeitgleiche Messungen durchgeführt werden. Ein GNSS-Empfänger befindet sich an einem festen Referenzpunkt (Basisstation) mit bekannten Standortkoordinaten im WGS84. Bei dem zweiten Empfänger handelt es sich um einen mobilen Rover-Empfänger. Aus den empfangenen Satellitensignalen können aus den Differenzen der gemessenen und der berechneten Entfernungen, den Laufzeiten zu den Satelliten, die aktuellen Fehler berechnet werden. Durch die Differenzbildung können ein Großteil der wirkenden Fehlereinflüsse, wie Bahn-, Zeit- und Ausbreitungsfehler eliminiert werden (Resnik und Bill, 2003).⁵

Dabei ist zu beachten, dass je größer der Abstand zwischen den zwei Empfängern ist, der zurückbleibende Fehleranteil in der Differenz zunimmt. Die aus dem Vergleich ermittelten Korrekturdaten (Entfernungskorrekturen) werden beim Echtzeitverfahren von der Basisstation (Referenz-GNSS-Empfänger) per Funk an die mobilen Rover-Empfänger übermittelt (**Abb. 4.3**). Der Standpunkt des Rover-Empfängers wird nicht absolut wie beim GNSS, sondern relativ zur Referenzstation bestimmt (Resnik und Bill, 2003; Lange, 2002; Sandau, 2005). Beim dGNSS können

⁵ Absatz verändert und/oder übernommen aus Rothmund (2009)

zwei Messverfahren unterschieden werden, das Postprocessing-Verfahren bei dem der Differentialausgleich im Anschluss an die Feldmessung erfolgt und das Echtzeit-Verfahren bei dem der Differentialausgleich durch Übertragung der Korrektursignale über Funk direkt an den Rover-Empfänger erfolgt. Bei diesen dGNSS-Verfahren gibt es unterschiedliche Vorgehensweisen die sich auf die Genauigkeit der Positionsbestimmung auswirken (Martin und Eiblmaier, 2003)¹:

1. Nutzung der Daten der Referenzstation für nachträgliche Berechnungen (Postprocessing)
2. Nutzung der Streckenkorrekturen der Referenzstation in Echtzeit (normales dGNSS)
3. Nutzung der Streckenkorrekturen der Referenzstation in Echtzeit und Trägerphasenglättung auf der Nutzerstation (*engl. Real Time Kinematik = RTK*)
4. Nutzung der Trägerphasendaten der Referenzstation in Echtzeit (präzises dGNSS)

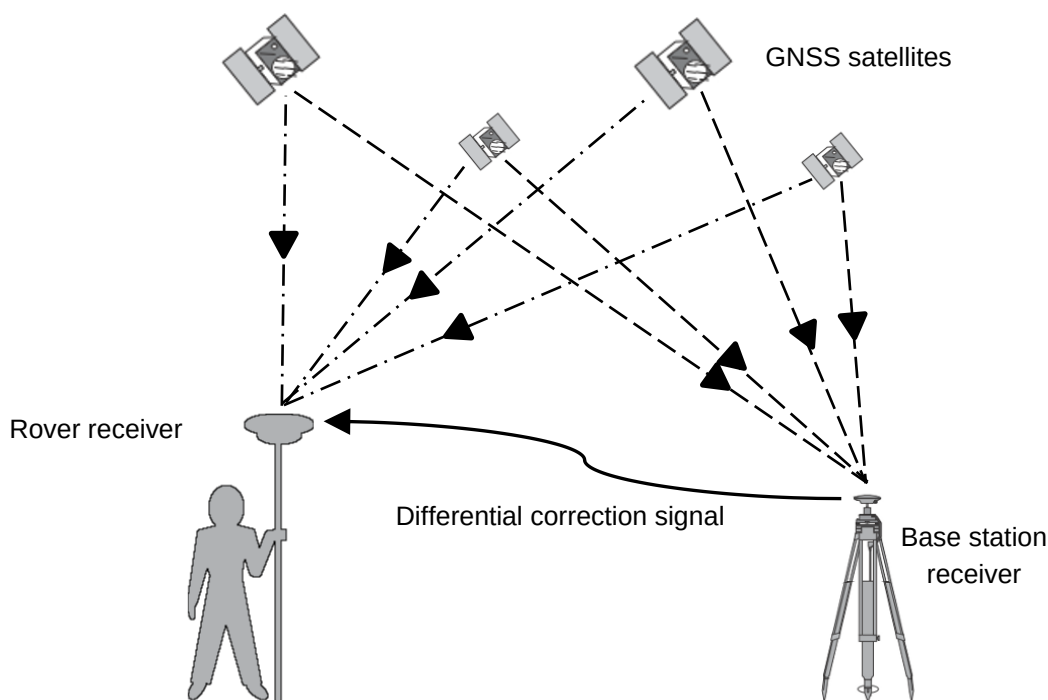


Abb. 4.3: Prinzip des Aufbaus und der Sendewege von GNSS-Signal und Korrektursignal bei dem differentiellen GNSS (dGNSS) (Bilder z.T. entnommen aus Leica Geosystems, 2016).

4.1.2 dGNSS-Messungen in 2010

Die Einmessung der Referenzmarkierungen und der Passpunkte (GCPs = *engl. ground control points*) in der Messkampagne in 2010 erfolgte mit einem dGNSS-System von der Firma Trimble 5800 GPS SYSTEM in Echtzeitkinematik (RTK), welches die GPS und GLONASS Satelliten verwendete. Aufgrund der Lage des Arbeitsgebietes in den südfranzösischen Alpen wurde das französische Lambert-NTF-Koordinatensystem (Kartenprojektion: *Lambert Conformal Conic Projection*, Ellipsoid: Clarke 1880 IGN) als Objektkoordinatensystem gewählt. Für eine Konformität aller dGNSS-Daten und Orthophotos zwischen 2007 und 2010 ist als Bezugspunkt die Betonsäule der Basisstation mit folgenden Koordinaten Hochwert von 946.009,451 m, Rechtswert von 236.885,923 m, Höhe von 1.869,041 m festgelegt.

Mit dem RTK-dGNSS wurden die Koordinaten der Messinstrumente wie Elektroden, Seismometer etc. sowie von 395 Referenzpunkten bestehend aus farblich markierten Blöcken, GCPs ($\sim 30 \times 30 - 60 \times 50$ cm farbige Folien, **Abb. 4.4c**), Tafeln sowie Stahlstangen eingemessen.

Zudem wurde für eine unabhängige flächige Erfassung der Kinematik innerhalb des Messgebietes ein dichtes Messpunktraster geplant. Da ein durchgängiges 2 - 3 m Gitter nicht realisierbar war, wurde der Fokus mit einem dichten Gitterabstand auf das westliche Gebiet von dem freiliegenden Festgesteinskamm am östlichen Messgebietrands und dem Gebiet der gekreuzten Rissstruktur gelegt (**Abb. 4.4**). Als Marker dienten 15 cm lange Nägel. Im Feld konnten selten alle 3

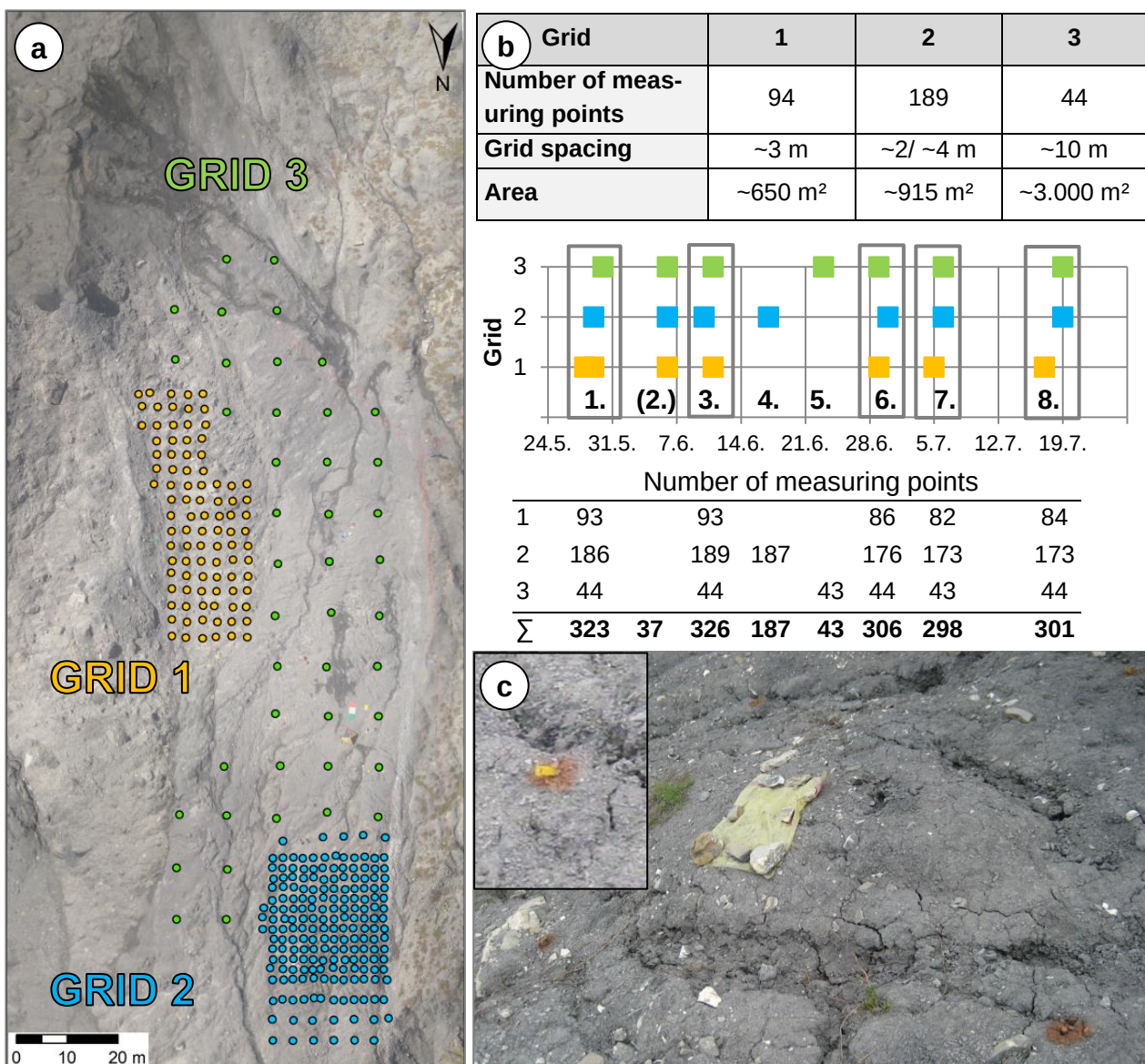


Abb. 4.4: Übersicht der Gittermesspunkte (a) mit Kennwerten und Messungen (b). Beispiel von Markierungen (Nägel mit Beschriftung) und Passpunkt (GCP). (Die Messung erfolgte jeweils in der Mitte der Folien, so dass von einer Messgenauigkeit der Passpunkte < 10 cm ausgegangen werden kann).

Gitter mit insgesamt 327 Punkten an einem Tag eingemessen werden, wodurch eine variable Messanzahl und variable Messzeitabstände resultierten. Aufgrund der geringen Rutschungsgeschwindigkeiten im Messzeitraum 2010 konnte ein Messzeitversatz von bis zu 2 Tagen vernachlässigt werden. Die Messungen von insgesamt acht Tagen zwischen dem 28.06.2010 und 19.07.2010 wurden jeweils zu fünf vollständigen Sets zusammengefasst, was die Untersuchung von vier Zeitabschnitten ermöglichte. Von den insgesamt 327 Messpunkten wurden für die finale Auswertung nur 301 für den gesamten Zeitraum und 292 Messpunkte für die vier Zeitabschnitte verwendet (**Tab. 4.2**). Gründe für fehlende Messpunkte waren aufgrund Erosion oder Einsinken im Sediment nicht mehr auffindbare Nägel sowie fehlende Einmessungen im Feld.

Für die Analyse der dGNSS-Messungen für den gesamten Hang wurden Messungen mit einem kürzeren Zeitraum als 47 Tagen und Ausreißer aussortiert. Referenzpunkte von den LiDAR-Messungen wurden hinzugenommen. Folglich stehen 662 Messungen für die Auswertung für die gesamte Hangrutschung und 450 für den instrumentierten Bereich zur Verfügung.

Tab. 4.2: Übersicht und Kennwerte der dGNSS-Messungen für den gesamten Zeitraum sowie der vier Zeitabschnitte.

	gesamter Zeitraum			4 Zeitabschnitte (Gitter)			
	GCPs/ Gitter gesamt	GCPs/ Gitter Messgebiet	Gitter	t ₁	t ₂	t ₃	t ₄
Zeitraum [Tage]	47 - 55 (Ø: 51)	47 - 55 (Ø: 51)	49 - 54 (Ø: 50)	11 - 14	18 - 19	6 - 7	12 - 13
Anzahl an Messpunkten	662	450	301	292	292	292	292
Koordinatenqualität (KQ)							
2D [mm]	11 ± 4	11 ± 4	11 ± 4	10 ± 4	11 ± 5	11 ± 5	12 ± 4
Min.	5,40	5,4	5,4	5,4	5,5	5,5	5,6
Max.	34,55	30,89	30,89	26,52	34,9	39,1	39,1
Mittel	11,25	10,91	10,87	10,3	10,98	10,69	11,31
SD	4,2	3,96	3,91	3,6	4,6	4,97	4,6
3D [mm]	20 ± 6	19 ± 6	20 ± 6	18 ± 4	19 ± 6	20 ± 6	21 ± 7
Min.	10,05	10,49	10,49	11,3	11,3	11,4	10,05
Max.	66,59	60,48	60,48	60,5	48,19	48,19	49,41
Mittel	20,16	19,88	19,87	18,38	19,04	19,86	20,24
SD	6,18	5,81	5,95	4,4	5,6	6,4	6,6
GDOP							
Anzahl	1.051	603	301	-	292	584	584
Min.	1,75	1,77	1,77	-	1,89	1,87	1,77
Max.	9,11	8,54	8,54	-	16,95	19,95	15,42
Mittel	3,46	3,26	3,34	-	3,47	3,13	3,07
SD	1,46	1,45	1,46	-	2,05	1,76	1,42
Durchschnittsgeschwindigkeit [cm/Tag]							
Min.	0,003	0,011	0,101	0,286	0,022	0,036	0,028
Max.	4,508	2,957	0,829	1,048	1,166	1,268	0,771
Mittel	0,423	0,393	0,334	0,265	0,430	0,445	0,279
SD	0,493	0,384	0,145	0,120	0,255	0,257	0,143

4.1.3 Genauigkeiten

Die Betrachtung der Genauigkeiten ist aufgrund der langsameren Bewegung der Rutschung in diesem Zeitraum, welche zum Teil sehr nahe an der Auflösungsgrenze liegen, als auch für die anschließend ermittelten Strainraten von wichtiger Bedeutung. Leica gibt für den GPS900 Rover Receiver eine Genauigkeit als RMS (*root mean square*) von 10 mm + 1 ppm von dem Abstand zwischen Rover-Empfänger und Basisstation für horizontal und 20 mm + 1 ppm für RTK-Messungen mit Phasenlösung an (Leica Geosystems, 2016).

Ein guter Indikator für die relative Genauigkeit (i.S. Genauigkeit zwischen zwei Punkten auf dem Rover relativ zueinander gemessen zu diesem Zeitpunkt) einer RTK-Messung ist die Koordinatenqualität (KQ) für 1D, 2D und 3D. Die Koordinatenqualität wird im Rover für die Code- und Phasenlösung berechnet und gibt mit einer zweidrittel Wahrscheinlichkeit an, dass die wahre Position weniger als dieser Wert abweicht. Diese gibt die Position mit höherer Wahrscheinlichkeit an als die Standardabweichung mit 39,3 %.

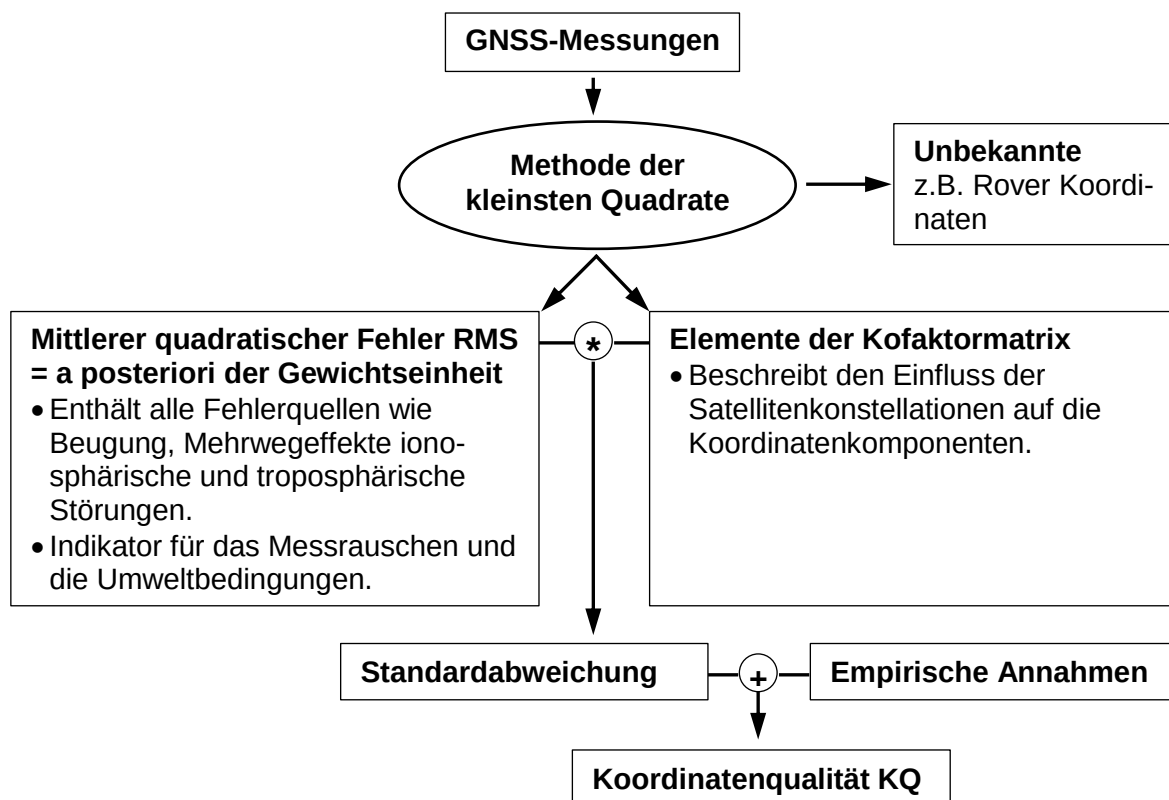


Abb. 4.5: Flussdiagramm für die Ermittlung der Koordinatenqualität (KQ) (Leica Geosystems, 2016).

Allerdings können diese Werte bei sehr schwierigen Bedingungen z.B. bei eingeschränkter Satellitensichtbarkeit, großen Distanzen oder Höhenunterschiede zur Referenzstation oder vielen Mehrwegeeffekten um einen Faktor von bis 5 für die horizontale und 7 für die vertikale Komponente zu optimistisch sein (Edwards *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2010; Janssen und Haasdyk, 2011). Für 3.784 dGNSS-Messwerte in der Messkampagne 2010 ist die 3D-Koordinatenqualität für 59 % unter 2 cm, für 35 % bei 2 - 3 cm und für 6 % zwischen 3 - 7 cm. Die Koordinatenqualität

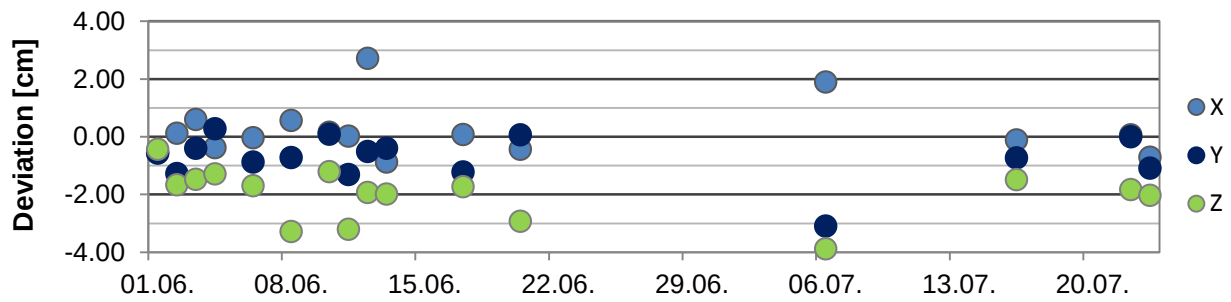


Abb. 4.6: Abweichungen der Referenzpunktkoordinaten in Abhängigkeit der Zeit. Der Referenzpunkt lag außerhalb der Rutschung auf Festgestein. Abweichungen zur ersten Referenzpunktkoordinate am 01.06.2010 in X-, Y- und Z-Richtung.

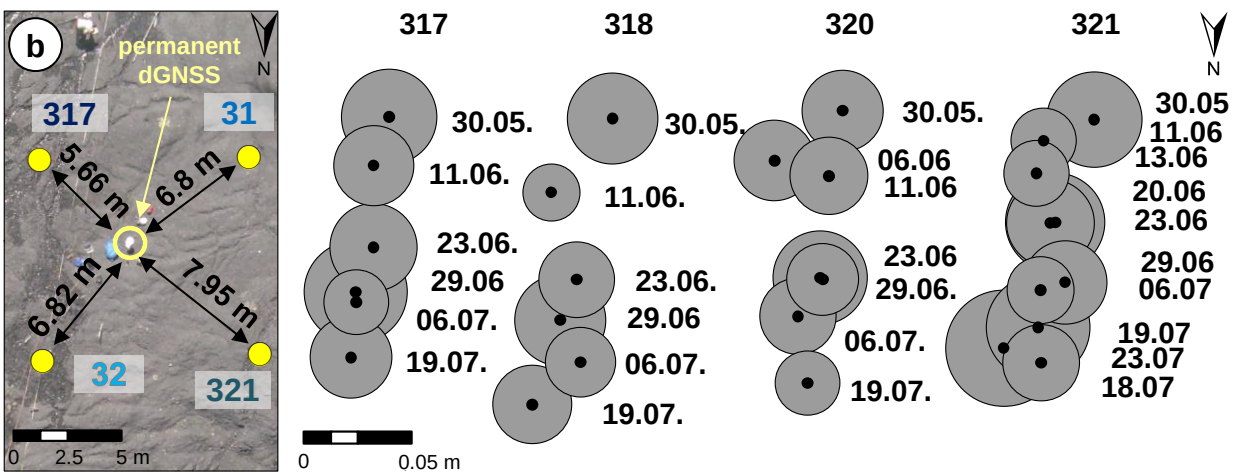
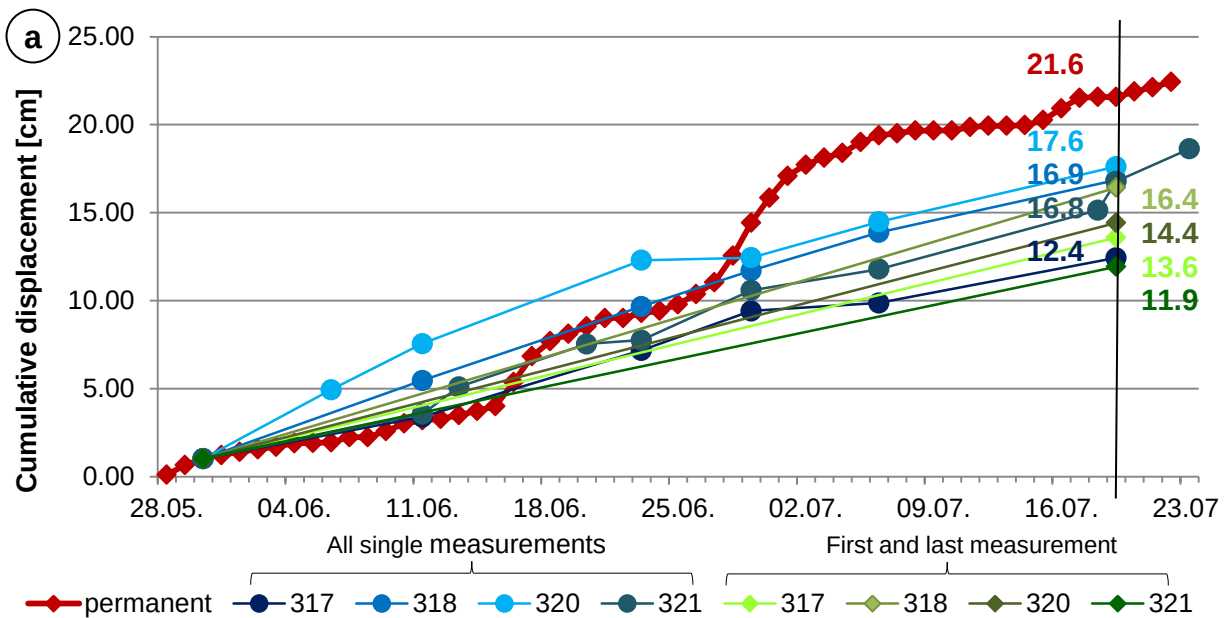


Abb. 4.7: (a) Kumulative Verschiebung aus permanenten dGNSS-Messungen und den dGNSS-Einzelmessungen während der Messkampagne 2010. (b) Position der dGNSS- und der permanenten dGNSS-Messungen sowie die dGNSS-Messpunkte mit der 3D-KQ (graue Kreise) für die vier dGNSS-Messpositionen.

liegt für alle erstellten Geschwindigkeitsvektorfelder im Mittel bei 11 ± 4 mm für 2D und 20 ± 6 mm für 3D (**Tab. 4.2**). Die GDOP-Werte (Geometrisches DOP), die auch bei der KQ eingehen, liegen für 2.428 dGNSS-Messwerte zwischen 1,75 und 17 mit einem Mittelwert von $3,2 \pm 1,48$. Es konnten nicht alle DOP-Werte ausgelesen werden, weshalb weniger Messwerte in die Statistik eingehen. Zusammenfassend sind 75 % unter 3,5 und folglich gut.

Zur Validierung in der Messkampagne wurde ein Referenzpunkt außerhalb der Hangrutschung an 17 unterschiedlichen Tagen, in der Regel vor der Messung, eingemessen (**Abb. 4.6**). Die mittlere Abweichung und die Standardabweichung zur ersten Referenzpunktkoordinate (01.06.2010) beträgt $X = 2 \pm 9,3$ mm, $Y = -7 \pm 7,3$ mm, $Z = -2 \pm 8,9$ mm. Die 3D-Koordinatenqualität (KQ) beträgt $21,5 \pm 7,4$ mm. Damit kann eine Abweichung bzw. Unsicherheit für einen Punkt von bis zu 1,5 cm bis maximal 3 cm in 3D und von bis zu 1,5 cm bis maximal 2 cm in 2D erwartet werden.

In dem Messzeitraum wurde von den französischen Kollegen ein permanentes dGNSS im Zentrum des Messgebietes installiert für eine kontinuierliche Messung. Dabei werden viele Messungen über den Tag gemittelt und ein Messwert pro Tag gebildet. Der Vergleich zwischen den Verschiebungen des permanenten dGNSS und den vier nächstgelegenen dGNSS-Messpunkten, welche eine maximale Entfernung von 8 m aufweisen, zeigt gegen aller Erwartung eine deutliche Diskrepanz (**Abb. 4.7a**). **Abbildung 4.7** zeigt, dass die kumulativen Verschiebungen zwischen 4 - 9,2 cm für die dGNSS-Einzelmessungen und 5,2 - 9,7 cm für die erste und letzte dGNSS-Messung gegenüber der permanenten dGNSS-Messung abweichen. Dies bedeutet, dass die ermittelten Verschiebungen und folglich auch die Rutschungsgeschwindigkeiten aus den dGNSS-Messungen viel geringer bzw. langsamer sind. Allein mit einer Fehlerabweichung, die für diese Messungen unter 27 mm (3D-KQ-Wert, **Abb. 4.7b**) liegen, können die Abweichung nicht erklärt werden. Es ist unklar was der Grund hierfür ist. Es kann an dieser Stelle vorweggenommen werden, dass die aus dGNSS-Messungen ermittelten und die aus terrestrischen Laserscans abgeleiteten Durchschnittsgeschwindigkeiten miteinander konsistent sind. Wobei die Scans anfangs mit zwangsläufig anderen dGNSS-Messwerten georeferenziert werden mussten. Bei der multidisziplinären Analyse werden für den zeitlichen Vergleich die Verschiebungen des permanenten dGNSS herangezogen. Für den räumlichen bzw. räumlich-zeitlichen Vergleich werden die Verschiebungen der dGNSS-Messungen verwendet. Daher gilt immer zu beachten, dass die abgeleiteten räumlichen bzw. räumlich-zeitlichen Verschiebungen geringer sind.

4.1.4 Verschiebungs- und Geschwindigkeitsvektorfelder

Durch die Differenzbildung aus den mit RTK-dGNSS ermittelten 3D-Koordinaten von zwei Messungen wurden die horizontalen (2D) und die dreidimensionalen (3D) Verschiebungsvektoren ermittelt. Diese wurden zusätzlich in Durchschnittsgeschwindigkeiten für den entsprechenden Messzeitraum umgerechnet. Dies ermöglicht eine bessere Vergleichbarkeit für Zeitabschnitte mit variabler Länge. Ist in den folgenden Abschnitten von Durchschnittsgeschwindigkeiten die Rede, dann handelt es sich um einen zeitlichen Mittelwert.

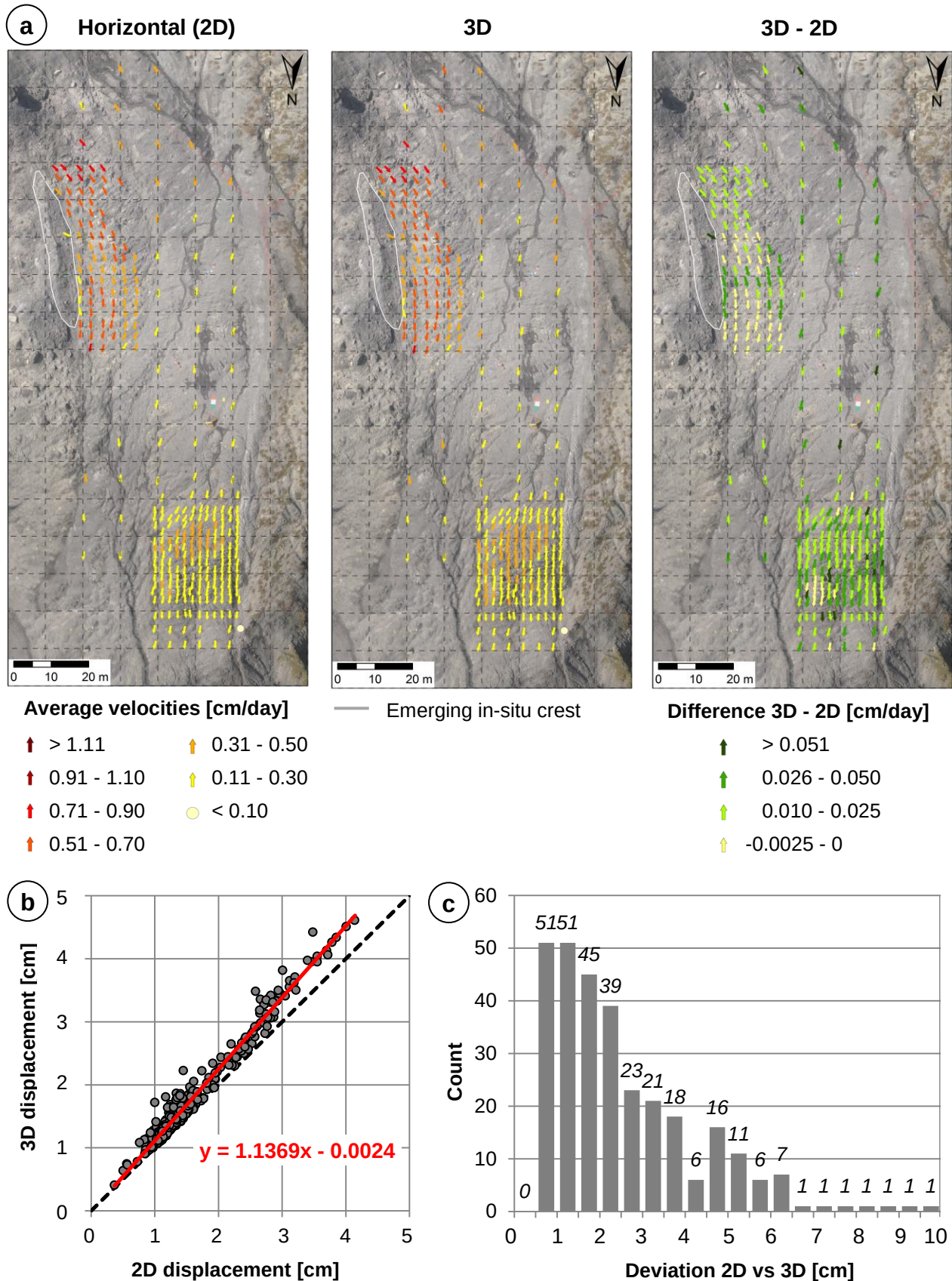
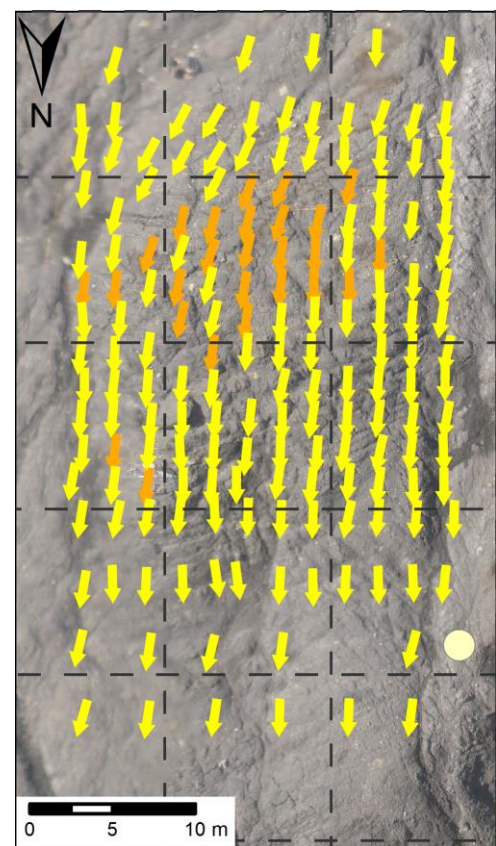


Abb. 4.8: Vergleich zwischen 2D- und 3D-Verschiebungslängen und Geschwindigkeiten: (a) 2D- und 3D-Durchschnittsgeschwindigkeitsfeld und deren Differenz (Einheitsvektoren farblich kodiert) für die rasterförmigen 301 Messpunkte von dem gesamten Messzeitraum (49 - 51 Tage). (b) 2D- versus 3D-Verschiebungen. (c) Histogramm mit der Abweichung zwischen 2D und 3D.

Da das Messgebiet eine mittlere Hangneigung zwischen 20° (westlichen Messbereich) und 25° (östlicher Messbereich) aufweist wurden die horizontalen (2D) und die dreidimensionalen (3D) Verschiebungslängen sowie mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten für die 301 Gittermessungen für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen ermittelt und miteinander verglichen (**Abb. 4.8**). Der Gegenüberstellung zeigt, dass die Verschiebungslänge im Mittel um 2 cm bzw. die Geschwindigkeiten um $0,04 \text{ cm/Tag}$ voneinander abweichen. Die Regressionsgerade liefert einen Wert von $1,14 \pm 0,0024$. Dieser Wert von 1,14 entspricht einer mittleren Hangneigung von $28,7^\circ$ und ist um $3 - 8^\circ$ steiler als die mittlere Hangneigung von 25° . Für eine mittlere Hangneigung von 25° ergäbe sich ein Regressionsgeradenwert von 1,10 und die 3D-Verschiebungen sind um 10 % länger. Diese Abweichung zwischen 2D- und 3D-Verschiebungen ist in diesem Fall sehr gering und sogar deutlich geringer als der Fehler durch die dGNSS-Messung selbst. Daher werden auf Grund der einfacheren Handhabung für die nachfolgende Analyse die horizontalen Verschiebungen- und Geschwindigkeitsvektorfelder verwendet.

Für die Messkampagne 2010 wurden zum einen die horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten für den gesamten Zeitraum von durchschnittlich 50 Tagen für alle Messungen im instrumentierten Bereich, für die Gitter und für die gesamte Hangrutschung ermittelt (**Tab. 4.2, Abb. 4.10**). Die Gittermessungen konnten zusätzlich höher zeitlich, in 4 Perioden, aufgelöst werden. Die mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten mit der Standardabweichung für den gesamten Zeitraum von 50 Tagen für das instrumentierte Messgebiet betrugen $0,39 \pm 0,37 \text{ cm/Tag}$ für 452 dGNSS-Messungen und $0,33 \pm 0,15 \text{ cm/Tag}$ für die 301 Gittermesspunkte. Die etwas höheren Durchschnittsgeschwindigkeiten resultieren aus den Messungen im östlichen Bereich (i.e. östlich des freiliegenden Festgesteinskamms), welches nicht durch die Gitter abgedeckt ist.

Anhand des Durchschnittsgeschwindigkeitsfeldes kann der instrumentierte Messbereich in zwei dynamische Bereiche unterteilt werden. Der östliche Bereich bewegte sich mit mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten von $0,52 \text{ cm/Tag}$ deutlich schneller als der westliche Bereich mit $0,26 \text{ cm/Tag}$ (**Abb. 4.10**). Neben den unterschiedlichen Geschwindigkeiten ist der östliche Bereich charakterisiert durch eine größere Heterogenität des Rutschungsmaterials mit vielen Blöcken und eine 5° steilere mittlere Hangneigung als der westliche Bereich mit einer mittleren Hangneigung von 20° . Der westliche Bereich



2D average velocities [cm/day]

- ↑ 0.31 - 0.50
- ↓ 0.11 - 0.30
- < 0.10

Abb. 4.9: Horizontale Durchschnittsgeschwindigkeiten des Gitters 2 (Bereich der „gekreuzten Rissstruktur“, Zone z1) für 50 Tage. Auffällig ist die Ablenkung der Bewegungsrichtung von S-N nach SW-NO im oberen Areal.

besteht vorwiegend aus Feinmaterial. Die Bewegungsrichtung variiert, reflektiert aber die Kanalisierung durch die bedeckten Festgesteinskämme. Auffällig ist die Heterogenität der Bewegungsrichtung im Bereich der „gekreuzten Rissstruktur“ (Gitter 2), bei der die Richtung von S-N in nach Westen zunehmend nach SW-NO im oberen Teil und im unteren Teil wieder nach S-N orientiert ist (**Abb. 4.9**).

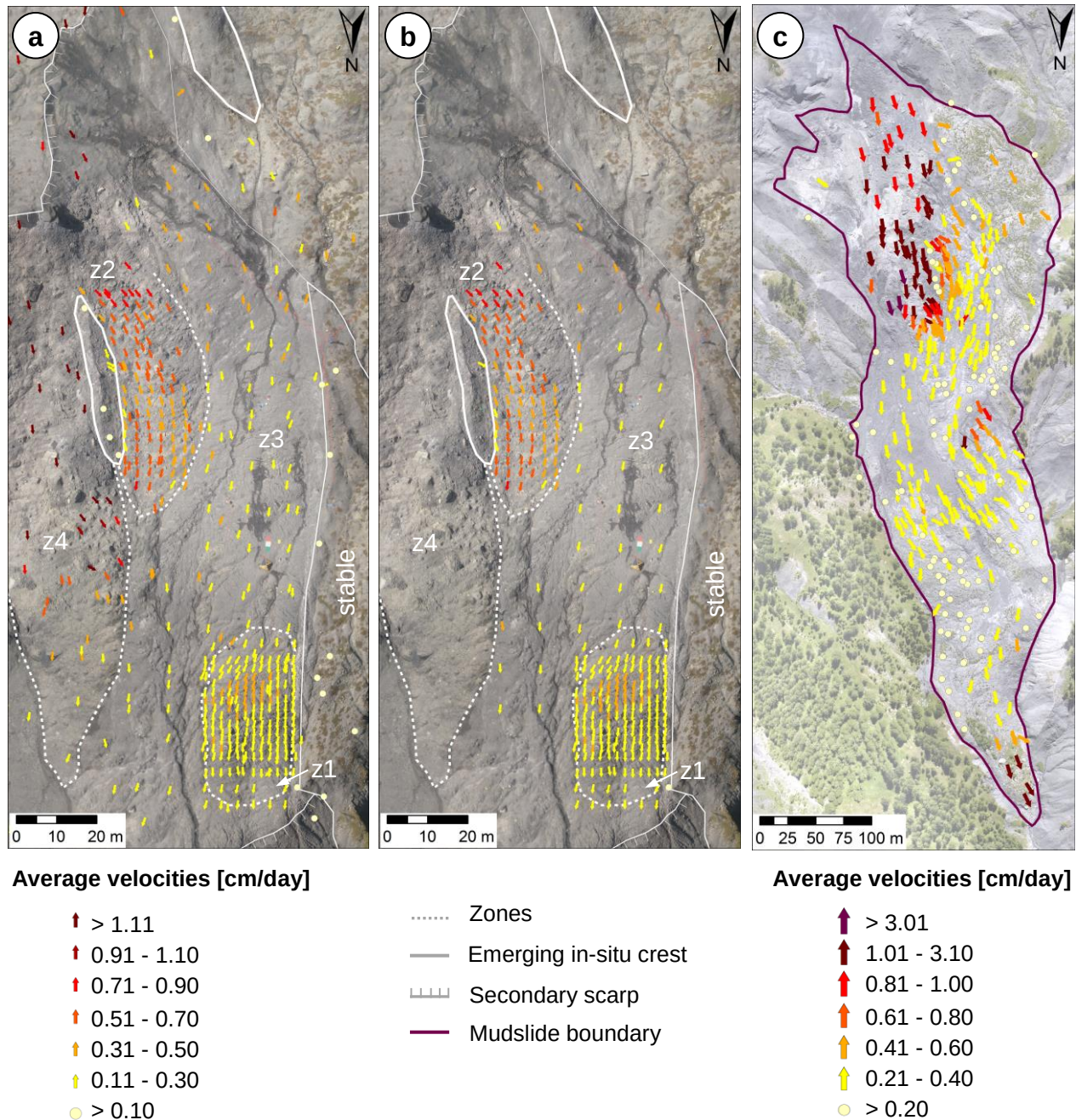


Abb. 4.10: Horizontale Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder (Einheitsvektoren farblich kodiert mit Durchschnittsgeschwindigkeiten) des Messbereichs für den gesamten Messzeitraum von 50 Tagen. (a) Durchschnittsgeschwindigkeiten für alle 452 dGNSS-Messungen und (b) nur die 301 Gittermesspunkte, überlagert mit den geomorphologischen Zonen z1 - z4. (c) Durchschnittsgeschwindigkeiten für die gesamte Hangrutschung geplottet auf dem Orthophoto Juli 2009 (Orthophoto 2009: J.-P. Malet (EOST, OMIV), persönliche Kommunikation, 2010).

Im Hinblick auf Kinematik der gesamten Hangrutschung für den achtwöchigen Messzeitraum in 2010 wies vor allem der obere Hangbereich erhöhte Durchschnittsgeschwindigkeiten mit mehr als 0,5 cm/Tag auf. Aber auch die sekundäre Abrisskante im mittleren Hangbereich sowie der Fuß wiesen erhöhte Durchschnittsgeschwindigkeiten auf. Dem gegenüber war der untere Hangbereich mit weniger als 0,3 cm/Tag bis kaum messbaren Durchschnittsgeschwindigkeiten sehr langsam. Beachtenswert ist, dass der über längere Zeit stabile bzw. sich kaum bewegende westliche Bereich nun im oberen Areal erhöhte Kinematik mit zwischen 0,4 - 0,7 cm/Tag aufweist. Im Vergleich mit den Langzeitbeobachtungen aus den letzten 20 Jahren (**Abb. 2.14**) bewegte sich die Super-Sauze Hangrutschung im Messzeitraum mit Durchschnittsgeschwindigkeiten, welche größtenteils geringer als 0,01 m/Tag waren, deutlich langsamer.

Für die Beobachtung der zeitlichen und räumlichen Varianz der Durchschnittsgeschwindigkeiten im Messgebiet können die rasterförmigen dGNSS-Messungen (Gitter 1 - 3) in vier Zeitabschnitte t_1 bis t_4 untergliedert werden. Die Zeitabstände variieren zwischen 6 bis 19 Tage. Im ersten Zeitabschnitt t_1 (28.05. - 11.06.2010) war die gemittelte Durchschnittsgeschwindigkeit mit $0,26 \pm 0,15$ cm/Tag sehr langsam und das Signal-Rausch-Verhältnis sehr nahe bei 1 (**Abb. 4.11, Abb. 4.12, Tab. 4.2**). Dieses äußert sich durch eine zufällige Richtung der Vektoren bei Geschwindigkeiten unter 0,2 cm/Tag. Der zweite Zeitabschnitt t_2 (10.06. - 30.06.2010) zeichnet sich durch höhere Durchschnittsgeschwindigkeiten im Mittel mit Standardabweichung von $0,43 \pm 0,26$ cm/Tag für das Messgebiet aus. Innerhalb dieses ist der östliche Bereich (Gitter 2) mit 0,6 - 1,3 cm/Tag deutlich schneller gegenüber dem westlichen Bereich mit Geschwindigkeiten unter 0,6 cm/Tag (**Abb. 4.11, Abb. 4.12**). Der dritte Zeitabschnitt t_3 , ist mit 6 - 7 Tagen der deutlich kürzeste und weist gemittelte Durchschnittsgeschwindigkeiten von $0,45 \pm 0,26$ cm/Tag auf. Die Kinematik ist ähnlich wie in t_2 , jedoch sind die Geschwindigkeiten etwas langsamer im östlichen Bereich (**Abb. 4.12**). Allerdings weisen die Durchschnittsgeschwindigkeiten im westlichen Bereich eine höhere Streuung im Betrag und Richtung auf. Dies ist begründet durch die geringeren Verschiebungen in diesem Bereich zusammen mit dem kurzen Messzeitraum, dass zu Messungen mit Signal-Rausch-Verhältnis von nahe eins führt. Im vierten Zeitabschnitt t_4 (05.07. - 19.07.2010) verlangsamt sich dieser Bereich auf $0,28 \pm 0,14$ cm/Tag. Die höchste Kinematik herrscht im südöstlichen Bereich und nimmt kontinuierlich nach Norden ab. Der westliche Bereich bewegt sich sehr langsam bzw. scheint zum Stillstand zu kommen. Insgesamt weist der östliche Bereich eine höhere Dynamik auf mit Beschleunigung und Verlangsamung gegenüber dem westlichen Bereich. Hingegen zeigt der Bereich der gekreuzten Rissstruktur eine recht konstante Dynamik über den Messzeitraum (**Abb. 4.12**).

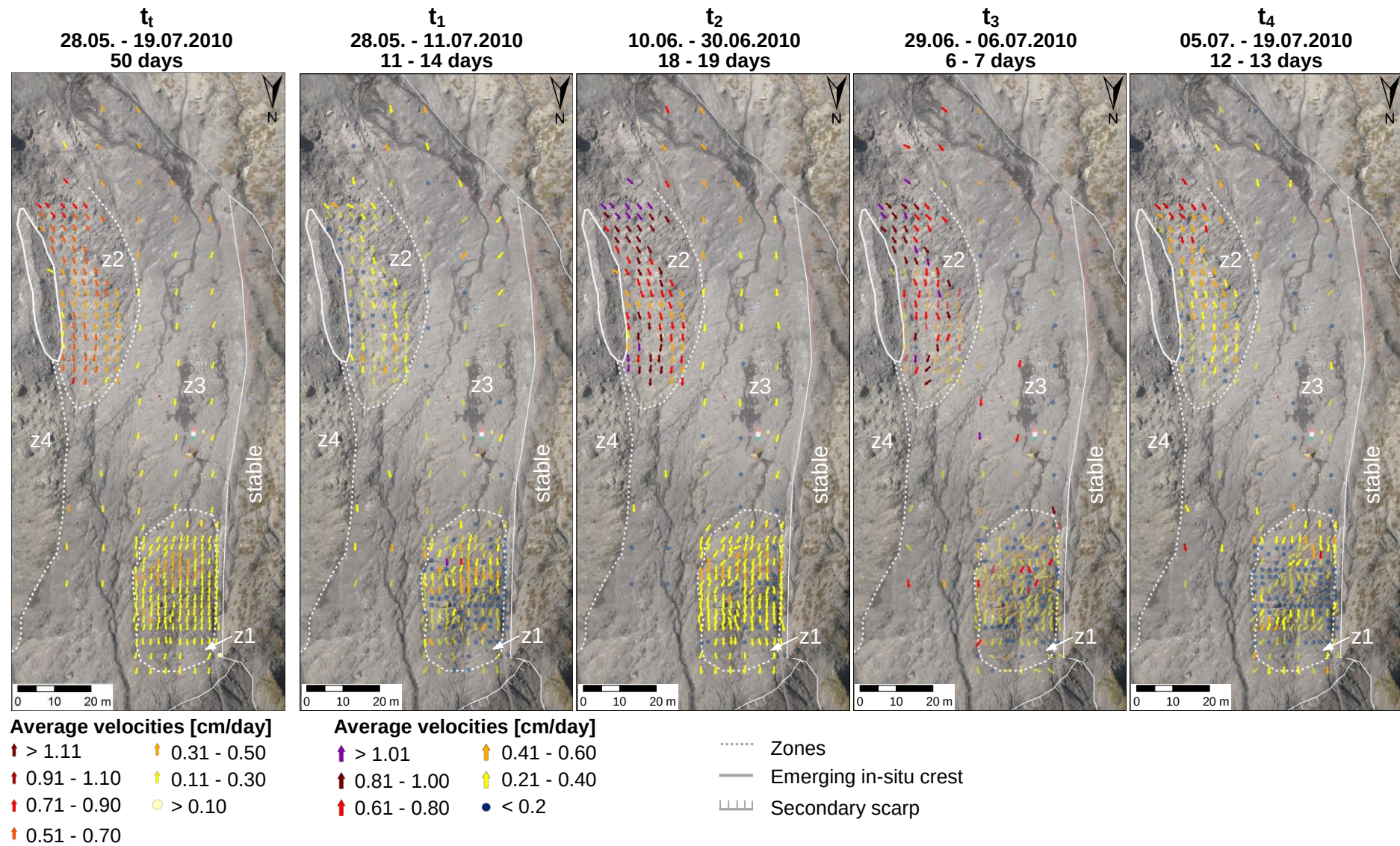


Abb. 4.11: Horizontale durchschnittliche Geschwindigkeitsfelder aus den der rasterförmigen dGNSS-Messungen (Gitter) für den gesamten Messzeitraum ($t_t = 50$ Tage) und unterteilt in 4 Zeitabschnitte t_1 bis t_4 . Die Beträge der Durchschnittsgeschwindigkeiten sind als Einheitsvektoren dargestellt und farblich kodiert. Beachte die unterschiedliche Skala zwischen 50 Tage und den Zeitabschnitten.

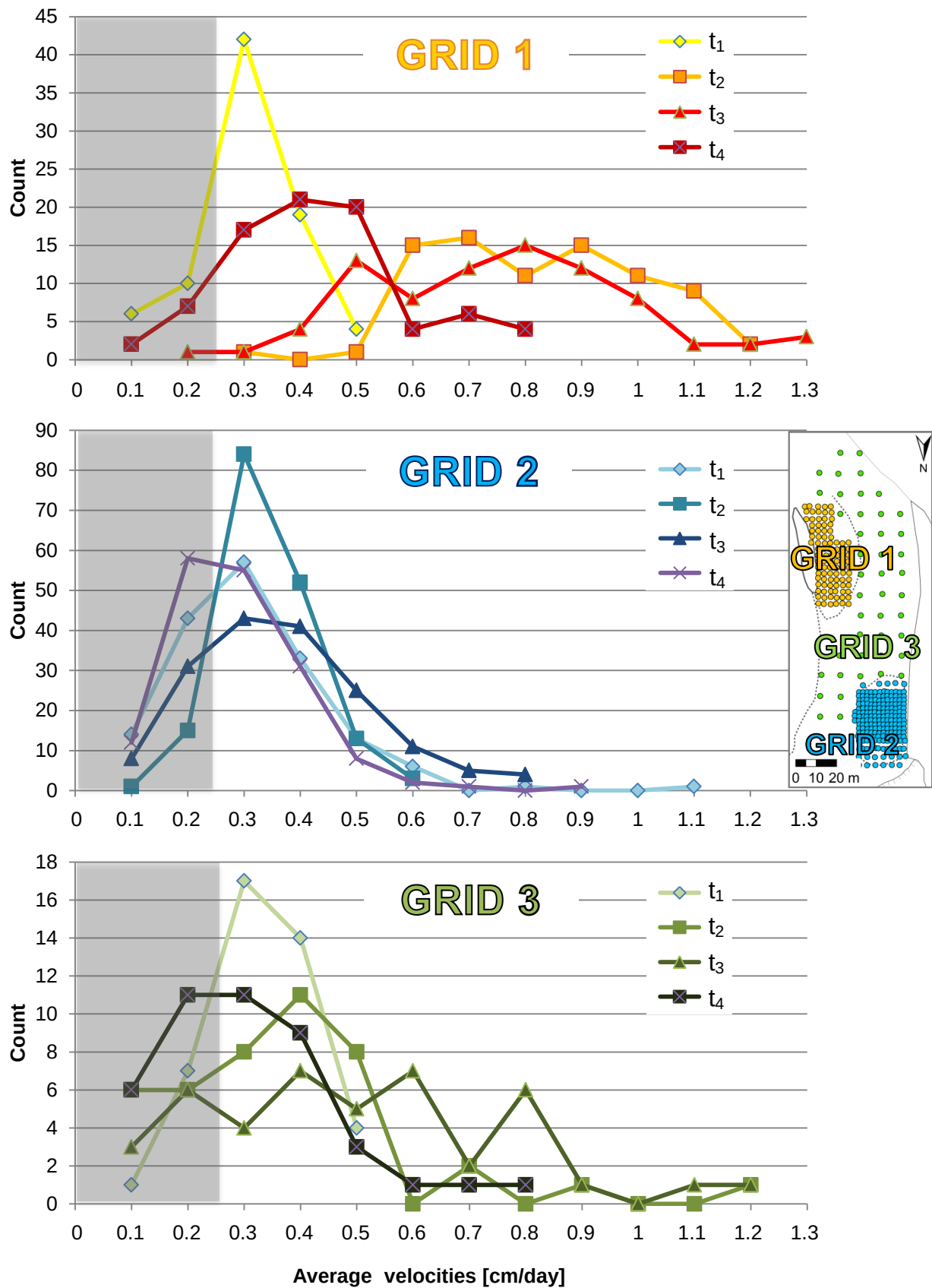


Abb. 4.12: Histogramme der Durchschnittsgeschwindigkeiten der einzelnen drei Gitter für die vier Zeitabschnitte. Gitter 1: 81 Messpunkte, Gitter 2: 168 Messpunkte, Gitter 3: 43 Messpunkte.

4.2 TERRESTRISCHES LASERSCANNING (TLS)

4.2.1 Verfahren

3D-Laserscanning, auch als LiDAR (*engl. light detection and ranging*) bezeichnet, ist ein aktives Fernerkundungsverfahren zur direkten hochgenauen flächenhaften dreidimensionalen Erfassung einer Objektoberfläche bzw. Geländeoberfläche. Dabei wird eine zeitlich und örtlich versetzte Abtastung mit Laserimpulsen zwischen dem ultravioletten und nahen Infraroten Spektralbereich genutzt (Zangerl *et al.*, 2008; Luhmann, 2010). LiDAR erfolgt terrestrisch (*Terrestrial Laser-scanning*), kurz TLS, oder luftgestützt vom Flugzeug oder Helikopter (flugzeuggestütztes Laser-scanning) aus oder aber auch untergeordnet von Satelliten (Fernandez Diaz *et al.*, 2013). Dieses findet seit den 1960er in den Geowissenschaften Anwendung und die ersten TLS-Systeme gibt es seit 2000 (Riveiro *et al.*, 2016). Die Anzahl an Veröffentlichungen zu TLS ist seit 2005 stark angestiegen (Jaboyedoff *et al.*, 2010). Ein Vorteil ist bei Vegetation die mögliche Erfassung des Bodens aufgrund der Mehrfachreflexion (*first and last return pulse*, Abb. 4.13). Nachteilig für die Hangüberwachung mit TLS kann unter Umständen der eingeschränkte Sichtbereich auf die Geländeoberfläche sein. Allerdings sind die Kosten deutlich geringer, die Datenerfassung einer Szene ist schneller und weist meist eine höhere Punktdichte mit zwischen 50 - 10.000 pts/m² auf als bei dem luftgestützten LiDAR

(0,5 - 100 pts/m²) (Westoby *et al.*, 2012; Jaboyedoff *et al.*, 2010). TLS unterscheidet sich von dem luft- und satellitengestützten LiDAR vor allem durch ein stationäres Aufnahmesystem. Bei diesem wird der Laserstrahl in vertikaler als auch horizontaler Richtung mittels eines Ablenkspiegels abgelenkt. Das Aufnahmesystem besteht aus einem Laser, der stark gebündelte, monochromatische und kohärente Laserstrahlung in Pulsen oder kontinuierlich durch eine fokussierende Optik

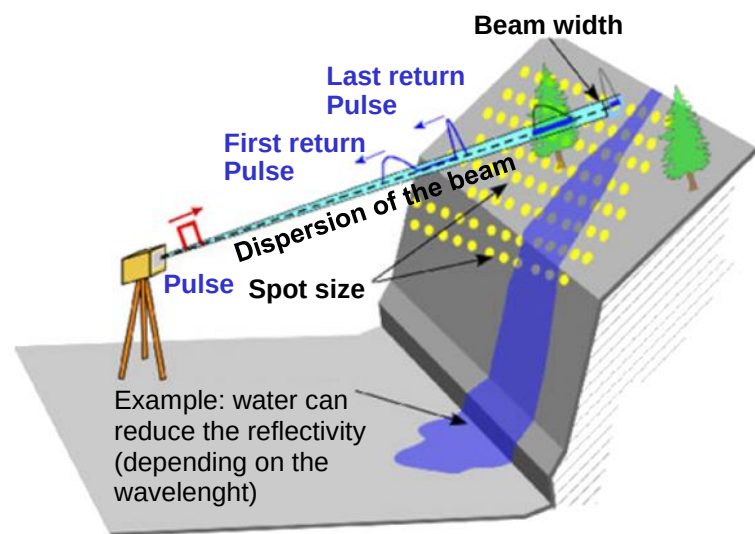


Abb. 4.13: Prinzip der TLS-Aufnahme (Jaboyedoff *et al.*, 2010).

aussendet sowie aus einem optischen System, das zurückkommende Strahlung auf einen Detektor fokussiert. Aus der Laufzeitdifferenz zwischen Impulsaussendung und Empfang des reflektierten Impulses wird die Distanz zwischen Sender/Empfänger und dem Punkt an der Oberfläche berechnet (Kraus, 2004; Zangerl *et al.*, 2008). Gleichzeitig wird der Ablenkwinkel registriert, wodurch Polarkoordinaten gewonnen werden können. Das Ergebnis ist eine sehr dichte, präzise 3D-Punktwolke im cm bis mm-Bereich. Zusätzlich können die reflektierten Strahlungsintensitäten aufgezeichnet werden, was eine differenzierte bildhafte Objekterfassung mittels dieser Intensitätsbilder ermöglicht (Luhmann, 2010). Die Intensitäten sind abhängig von der Wellenlänge des Laserstrahls, der Materialeigenschaften der Objektoberfläche (Rauigkeit, Farbe, Wassergehalt) und des Einfallwinkels (Jaboyedoff *et al.*, 2010). Nachteilig im Vergleich zu UAV- und terrestrischen

Bildern sind die Transportierbarkeit des Equipments, die zeitaufwendigere Datenerfassung und das Fehlen der Farbinformation im sichtbaren Bereich. Farbige TLS-Punktwolken können jedoch durch Hinzufügen der RGB-Werte aus Digitalbildern von integrierten Kameras gewonnen werden, wenn auch oft von minderwertiger Qualität (White und Jones, 2008). Derzeitige TLS-Systeme haben eine Reichweite von einigen 100er Metern, einige sogar bis 3.000 m mit einer Einzelpunktgenauigkeit zwischen 0,6 und 15 mm in einer Distanz von 50 m (Ingensand, 2006; Riveiro *et al.*, 2016).

4.2.2 TLS-Messungen und Prozessierung in 2010

Mit einem Optech ILRIS-3D-TLS-System (1.500 nm Wellenlänge, nahes Infrarot, Leihgabe von EOST) wurden sechsmal sieben Laserscans zu verschiedenen Zeitpunkten von drei Positionen mit verschiedenen Blickwinkeln aufgenommen (**Abb. 4.14**), um möglichst flächendeckend das Messgebiet zu erfassen und die Lücken durch Abschattungen infolge der Topographie zu minimieren. Zu manchen Zeitpunkten war die Erfassung aller Scans an einem Tag nicht möglich. Für alle Einzelscans wurden die gleichen Erfassungsparameter wie Position, Ausrichtung und Auflösung beibehalten und nur der „*Last Pulse*“ erfasst. Der Abstand zwischen dem Laserscanner und dem relevanten Bereich betrug 5 bis 100 m und die maximale Schrittweite $0,001146^\circ$. Dies führte zu einem durchschnittlichen Punktabstand von 10 bis 40 mm je nach der Entfernung zur Oberfläche. Nach Möglichkeit wurde versucht immer stabile Bereiche, wie die freiliegenden Festgesteinskämmen und Bereiche außerhalb der Rutschung, oder nahezu stabile Bereiche, wie den westlichen Teil der Super-Sauze Hangrutschung, für die spätere Co-Registrierung in die Scans mit einzubeziehen.

Die sieben einzelnen TLS-Punktwolken vom gleichen Zeitpunkt wurden im ersten Schritt durch eine manuelle Wahl von homologen Punkten im Überlappungsbereich mit den Programmen Polyworks (TLS1 und TLS6) oder 3DReshaper (TLS2 bis TLS5) in einem lokalen Koordinatensystem vorpositioniert. Im zweiten Schritt folgte ein automatisches iteratives Angleichungsverfahren (*Iterative closest points*, ICP, Besl und McKay, 1992) bei dem die Abstände im Überlappungsbereiche nach dem Verfahren der kleinsten Fehlerquadrate minimiert werden. Hierfür wird das DGM (2,5D) aus der Dreiecksvermaschung der referenzierten Punktwolke mit der zweiten Punktwolke bzw. mit dem DGM in einer definierten Richtung miteinander verglichen. Es wurden der kürzeste 3D-Abstand und die vertikale Richtung (Z-Achse) analysiert. Zudem wurde die Anpassung auch immer durch manuelle Sichtung geprüft. In diesem Fall wurden die Abweichungen in einem lokalen Koordinatensystem angegeben. Die Größenordnung der mittleren Abweichung bei der Mosaikbildung beträgt nach Travelletti (2011) einige Zentimeter, durchschnittlich 3 - 4 cm und vereinzelt auch kleiner. Die dazugehörige Standartabweichung liegt zwischen 2 bis 3 cm. Die Zusammenführung der Scans von den drei verschiedenen Standortpositionen mit einem Winkel von $\sim 120^\circ$ gestaltete sich aufgrund der unterschiedlichen Blickwinkel und weniger identischer Überlappungsbereiche nicht einfach. Es gelang nur durch eine bestimmte Abfolge der Zusammensetzung der Scans. Einige der TLS-Einzelscans wiesen Fehler in Form von variierenden streifenförmigen Abweichungen im Überlappungsbereich in Abhängigkeit der Entfernung auf (**Abb. 4.15**). Diese streifenförmigen Abweichungen sind auf die

Bewegung des Aufnahmesystems durch den Wind oder durch das Einsinken des Stativs in den Boden während der Messung zurückzuführen. Wobei zu Beginn jeder Messung auf einen stabilen Aufbau des Scanners geachtet wurde. Diese fehlerhaften Einzelscans wurden bei der Zusammenführung nicht berücksichtigt. Eine Filterung der Punktwolken wurde in diesem Fall nicht durchgeführt, da im erfassten Bereich fast keine Vegetation vorhanden war. Allerdings wurden die Bereiche außerhalb des Messgebietes eliminiert. Die zusammengeführten Punktwolken für das Messgebiet weisen zwischen 13 - 25 Millionen Punkte auf (**Tab. 4.3**). Die mittlere Punktdichte für alle Scans liegt bei etwa 1.450 Punkte/m² mit einer Konzentration im mittleren Messgebiet (**Abb. 4.16**). Die Varianz ist hauptsächlich auf die nicht exakt identische Größe der gescannten Bereiche sowie durch das Weglassen von Einzelscans aufgrund von Fehlern oder ungenügender Angleichung zurückzuführen.

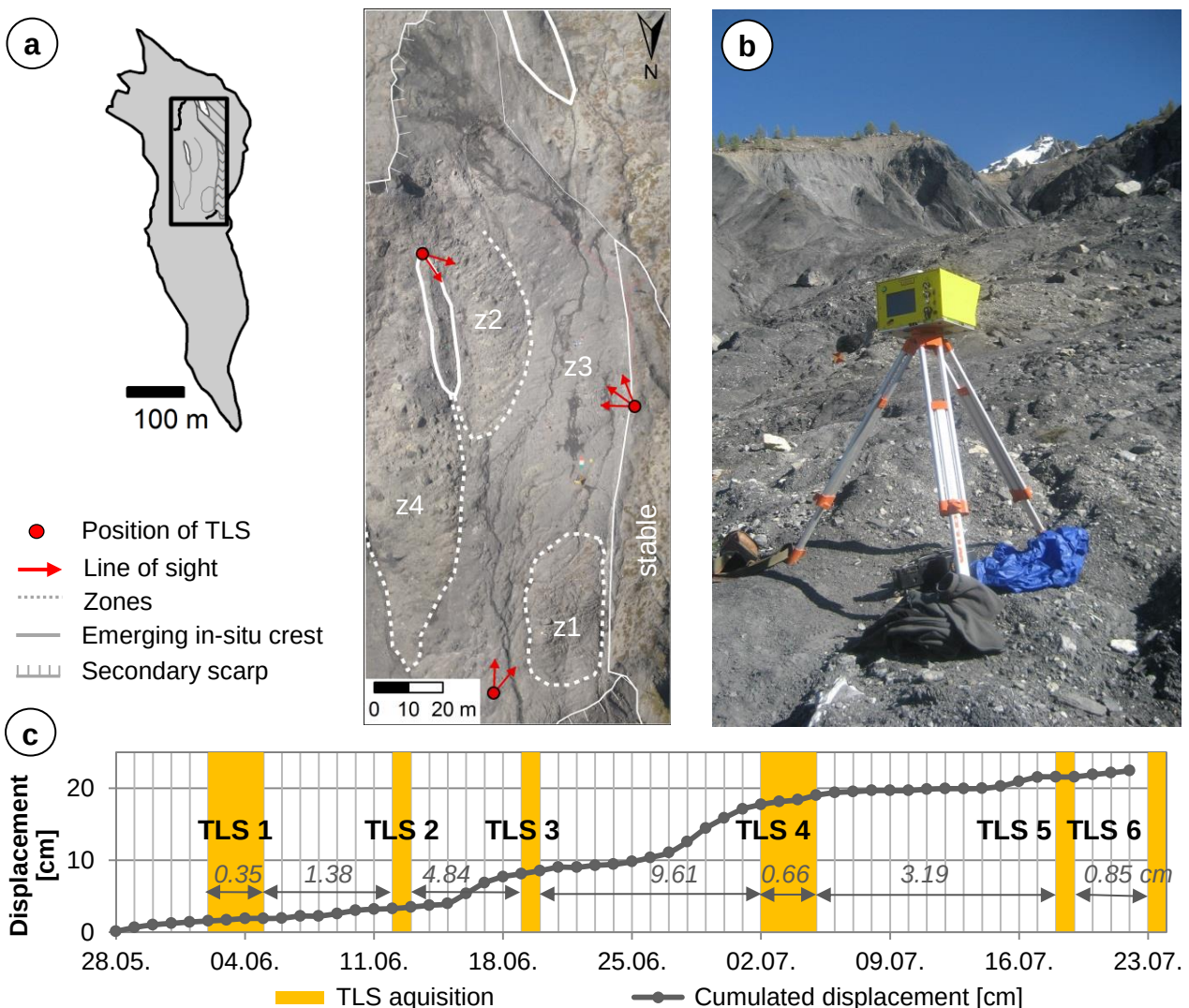


Abb. 4.14: (a) Übersicht der TLS-Standortpositionen und Aufnahme-richtung. (b) TLS-System Optech ILRIS-3D. (c) TLS-Messzeiten in der Messkampagne 2010 und die kumulative Verschiebung basierend auf den permanenten dGNSS-Messungen zum Vergleich der Kinematik während der Erfassung der sieben TLS-Scans und zwischen multitemporalen TLS-Scans.

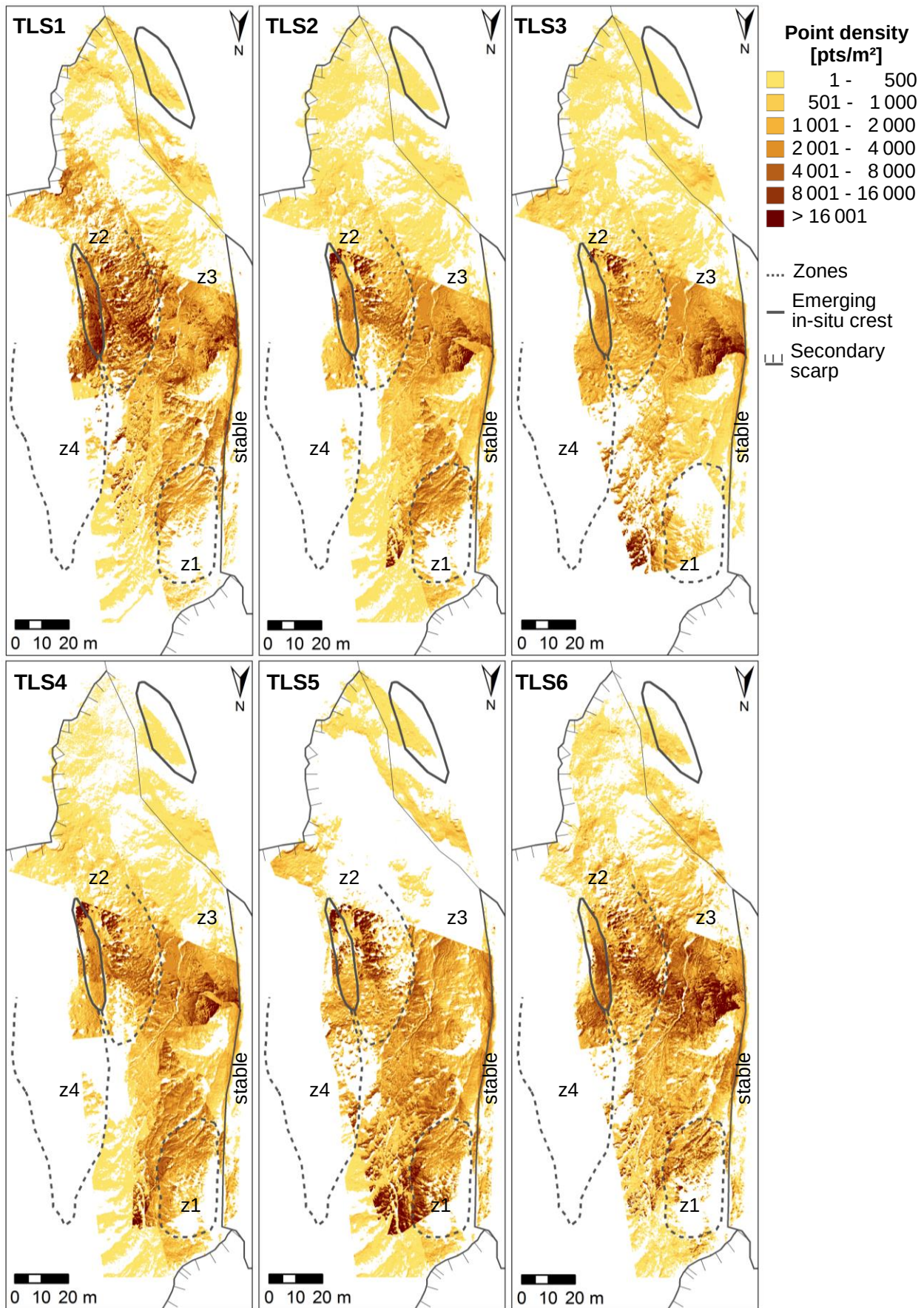


Abb. 4.16: Punktdichten für die zusammengeführten sechs TLS-Scans.

4.2.3 Ermittlung von Verschiebungs- und Geschwindigkeitsfeldern mittels digitaler Bildkorrelation

Die Bestimmung der horizontalen Verschiebungen aus den TLS-DGMs erfolgte mittels eines digitalen Bildkorrelationsverfahrens, kurz DIC (*engl. digital image correlation*), zwischen zwei TLS-basierten Schummerkarten. Im Allgemeinen dient DIC zur flächenbasierten Ermittlung der Korrespondenz von homologen Bildausschnitten, i.e. von der Intensitätsverteilung, mittels Korrelationsalgorithmen in zwei Bildern seit den 1970ern Jahren (Anuta, 1970; Kraus, 2004). DIC bildet die Grundlage für verschiedene automatische photogrammetrische Auswerteverfahren, wie z.B. die Bestimmung von Verknüpfungspunkten, der relativen Orientierung oder der 3D-Punktwolken für DGMs (Kraus, 2004). Im engeren Sinn wird häufig unter diesem Begriff die automatische Ermittlung von Verschiebungen bzw. Deformation aus zwei Bildern von verschiedenen Zeitpunkten verstanden. Die Anwendung von DIC-Techniken auf hochauflösende Luft- und Satellitenbilder zur Deformationserfassung der Erdoberfläche wurde bereits an zahlreichen Beispielen präsentiert, wie beispielsweise für die ko-seismische Deformation (Avouac *et al.*, 2006; Ayoub *et al.*, 2009; Leprince *et al.*, 2007) sowie für die Dynamik an Vulkanen (Michele und Briole, 2007), durch Permafrost (Kääb, 2002), von Dünen (Necsoiu *et al.*, 2009), an Gletschern (Scambos *et al.*, 1992; Kääb, 2002; Scherler *et al.*, 2008; Debella-Gilo und Kääb, 2012) und an Hangrutschungen (Kääb, 2002; Delacourt *et al.*, 2004; Lucieer *et al.*, 2014). DIC wurde auch auf terrestrische Aufnahmen (Walter, 2011a; Travelletti *et al.*, 2012a) sowie TLS-basierte Daten (Travelletti *et al.*, 2014; Schwalbe *et al.*, 2008) erfolgreich angewandt.

Die DIC wurde mit der Software COSI-Corr (*Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation*) von dem California Institute of Technology (Leprince *et al.*, 2007; Ayoub *et al.*, 2009) durchgeführt. Die Software basiert auf IDL (*Interactive Data Language*; Software) und ist in ENVI (*ENvironment for Visualizing Images*, Software) implementiert. Es setzt zwei multitemporale Bilder mit einem Farbkanal voraus, weshalb RGB-Bilder in ein Graustufenbild transformiert oder einer der drei Farbkanäle gewählt werden muss. In COSI-Corr stehen zwei DIC-Algorithmen, ein Fourier-basiertes („frequential“) und ein statistisches Korrelationsverfahren, das den Absolutwert des Korrelationskoeffizienten der Muster- und der Suchmatrix maximiert, zur Verfügung. Eine detaillierte Beschreibung gibt Leprince *et al.* (2007) und Ayoub und Leprince (2007). Das Fourier-basierte Korrelationsverfahren ist präziser als das statistische, aber sensitiver auf Rauschen, weshalb es sich für ähnliche Bilder eignet. Für Bilder, die veräuscht sind oder sehr unterschiedlich sind aufgrund der Radiometrie, Lichtverhältnisse oder Änderung der Oberfläche durch Erosion, Umlagerung, Sedimentation, Vegetation etc. ist das statistische empfehlenswerter.

Für die DIC in COSI-Corr sind folgende Grundeinstellungen erforderlich:

- Größe der Mustermatrix in Pixel in x- und y-Richtung
- Schrittweite in Pixel zwischen der Mustermatrix in x- und y-Richtung
- Suchradius, in der die maximal zu messende Verschiebung in Pixeln erwartet wird

Letzteres setzt daher die ungefähre Kenntnis der Größenordnung der Verschiebungen voraus. Ausgabe sind 3 Farbkanäle mit der ermittelten Abweichungen in O-W- und in N-S-Richtung in der eingegangenen Einheit des Koordinatensystems sowie mit dem SNR, welcher von 0 bis 1 reicht und ein Maß für die Qualität angibt. Das horizontale Verschiebungsvektorfeld ergibt sich durch die Addition der O-W- und N-S-Komponente.

Aus dem TLS-basierten DGM wurde eine Schummerkarte mit Sonnenhöhe von 30° und einem Azimut von 315° erstellt. Dies ist in der Wirklichkeit eher unrealistisch, aber eignet sich am besten für den Kontrast in diesem Gebiet aufgrund der Scanrichtung und Hangneigung. Für die DIC wurden die Bilddraster mit einem Resampling auf eine geometrische Auflösung von 4 cm konvertiert. Verwendet wurde das statistische Korrelationsverfahren mit einer Mustermatrix von 64×64 Pixeln ($\cong 2,56$ m), einer Schrittweite von 32 Pixeln ($\cong 1,28$ m) und einem Suchradius von 30 Pixeln ($\cong 1,2$ m). Diese Parameter stellten sich als die geeignetsten heraus. Kleinere Werte führten zu deutlich höheren Fehlkorrelationen. Geprüft wurden die ermittelten Verschiebungsvektoren durch eine manuelle Sichtung in einem GIS. Fehlkorrelation traten vor allem in Bereichen auf mit keinen bzw. wenig Daten (Schattenzonen), mit anthropogen verursachten Veränderungen oder mit oberflächlicher Erosion und Umlagerungsprozessen nach starken Niederschlägen. Diese Bereiche wurden entfernt, indem sie mit einer Punktdichte von null extrahiert wurden. Die horizontalen Verschiebungen wurden anschließend in horizontale Durchschnittsgeschwindigkeiten umgerechnet.

Zur Evaluieren der Verschiebungen und Geschwindigkeiten mittels DIC aus TLS-basierten Schummerkarten wurden diese den dGNSS ermittelten Durchschnittsgeschwindigkeitsfeldern gegenübergestellt. In **Tabelle 4.4** wurde die mittlere Durchschnittsgeschwindigkeit für die einzelnen Gitterbereiche sowie für den westlichen und östlichen Bereich in **Abbildung 4.17a, b** ermittelt. Der Vergleich zwischen TLS- und dGNSS-basierten mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung mit einer Abweichung bis maximal 2,6 cm bzw. 0,05 cm/Tag. Eine Ausnahme bildet das Gitter 2, welches nur am Rand von den TLS-Messungen erfasst wurde und deshalb keine hohe Aussagekraft hat. Die Geschwindigkeitsfelder in **Abbildung 4.17a, b** weisen für das östliche und westliche Gebiet sehr ähnliche Werte mit einer maximalen Abweichung von 0,04 cm/Tag auf. Die räumliche Verteilung der Geschwindigkeiten sowie der Richtungen stimmt gut mit den dGNSS-Messungen überein. Innerhalb der Bereiche der freiliegenden Festgesteinskämme sind zum Teil ebenfalls Geschwindigkeiten, wenn auch nur geringe bis 0,2 cm/Tag, zu sehen. Dies ist entweder zurückzuführen auf das Korrelationsverfahren aufgrund der größeren Suchmatrix und der Interpolation vor allem an den Randgebieten und/oder auf die natürliche oder anthropogen verursachte Umlagerung von den geringmächtigen Lockersedimenten, welche die Festgesteinskämme bedecken.

Wie bereits die Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder aus den dGNSS-Messungen belegten war der östliche Bereich mit durchschnittlich 0,5 cm/Tag aktiver gegenüber dem westlichen Bereich mit $\sim 0,3$ cm/Tag. Mittels der TLS-Daten wurde auch der östlich sowie südlich an den freiliegenden Festgesteinskamm angrenzende Bereich sowie Bereiche unterhalb der sekundären Abrisskante mit einer höheren Datendichte erfasst. Diese weisen deutlich höherer Geschwindigkeiten

mit zwischen 1 - 1,8 cm/Tag auf. Deutlich erkennbar sind die Zunahme der Geschwindigkeit mit zunehmendem Abstand vom Festgesteinskamm und das Umfließen des Festgesteinskamms. In der **Abbildung 4.17c** mit der Höhendifferenzbildung des ersten und letzten TLS-basierten DGM sind Streifenmuster vor allem im östlichen Bereich erkennbar, die vorwiegend auf die Verschiebung von transversalen Wällen auf der Oberfläche zurückzuführen sind. Dennoch lässt sich erkennen, dass im südöstlichen Bereich Material akkumuliert wurde und sich die Rinnen durch die starken Niederschläge tiefer einschnitten und erodierten.

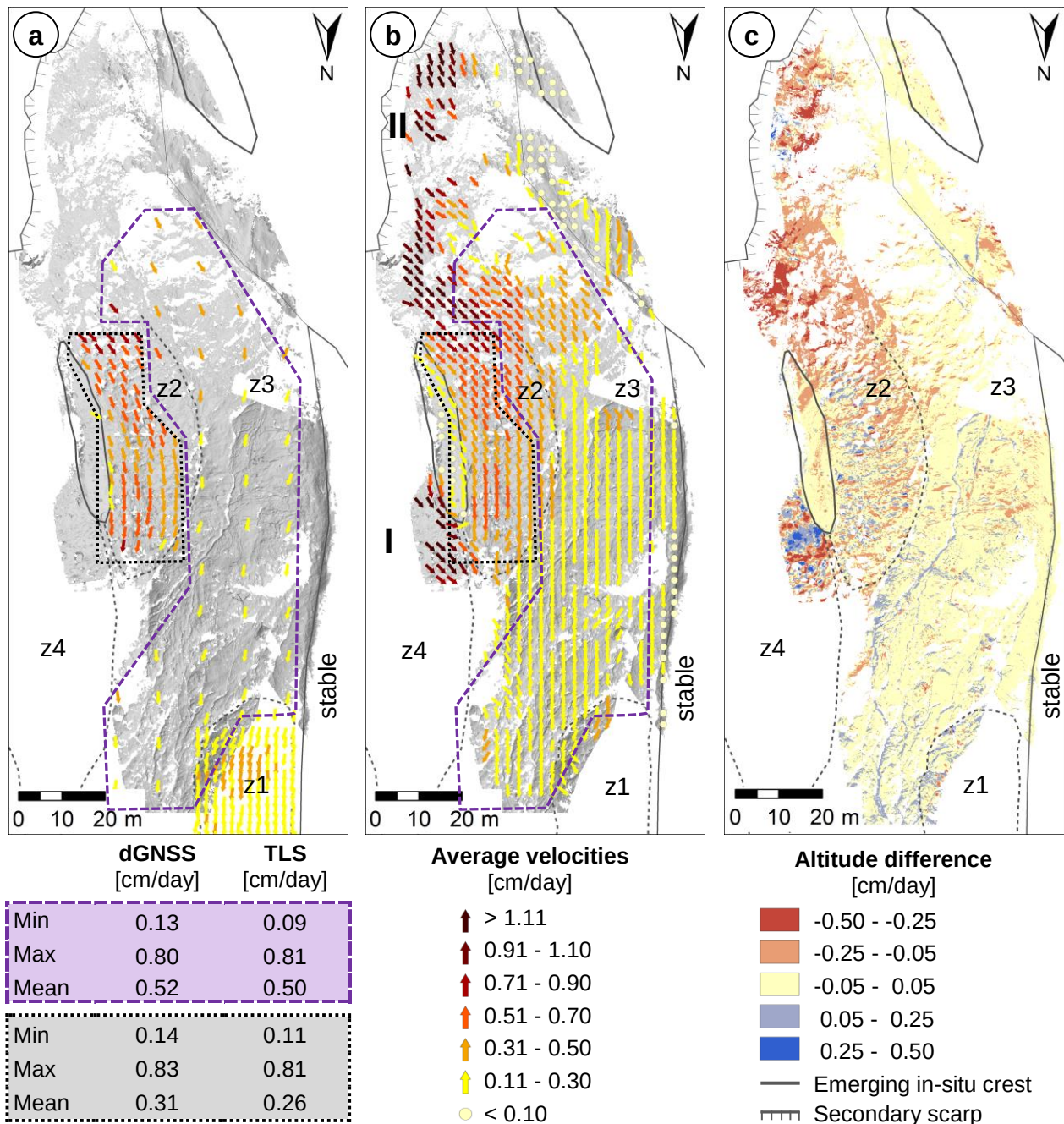


Abb. 4.17: Vergleich der Durchschnittsgeschwindigkeiten aus (a) dGNSS- und (b) TLS-Messungen für den westlichen und östlichen Messbereich ((b)Bereich I: Ø 1,1 cm/Tag (0,5 - 1,8 cm/Tag), II: Ø 1,0 cm/Tag (0,5 - 1,5 cm/Tag)). (c) Höhendifferenz zwischen dem ersten und letzten TLS-Scan.

Tab. 4.4: Vergleich zwischen den Verschiebungen und Durchschnittsgeschwindigkeiten zwischen dGNSS- und TLS-Messungen für die drei Gitter.

Bereich	Gitter 1			Gitter 2			Gitter 3		
Anzahl	84	118		23	23		44	341	
Typ	dGNSS	TLS	Δ	dGNSS	TLS	Δ	dGNSS	TLS	Δ
Verschiebungen [cm]									
Mittel	26,24	25,02	1,21	14,08	13,12	0,96	15,73	13,18	2,55
Min.	6,34	4,56	1,77	11,20	8,70	2,50	7,28	5,26	2,02
Max.	40,15	40,61	-0,46	16,67	24,04	-7,37	41,49	40,32	1,17
Durchschnittsgeschwindigkeiten [cm/Tag]									
Mittel	0,53	0,50	0,03	0,28	0,26	0,01	0,31	0,26	0,05
Min.	0,13	0,09	0,04	0,22	0,17	0,05	0,15	0,11	0,04
Max.	0,80	0,81	-0,01	0,33	0,48	-0,15	0,83	0,81	0,02

4.3 ZUSAMMENFASSUNG

Für die Bestimmung der Kinematik während der Messkampagne 2010 wurden mit einem dGNSS-System (Trimble 5800) in RTK 662 Farbfolien und Blöcke, die auch als GCPs für die Photogrammetrie dienen, sowie Metallstangen und angebrachte Nägel in Gitterform eingemessen. Zum anderen wurden für sechs Zeitpunkte terrestrische Laserscans mit einem Optech ILRIS-3D-TLS-System bestehend aus sieben Einzelscans von drei Positionen mit einem durchschnittlichen Punktabstand zwischen 10 - 40 mm aufgenommen. dGNSS-RTK-Systeme ermöglichen eine Messgenauigkeit von bis zu 2 cm (2D) und 3 cm (3D), sind jedoch was die Messpunktanzahl betrifft begrenzt. TLS liefert eine sehr hohe Punktdichte mit hoher Genauigkeit der Einzelscans, allerdings treten bei dem Mosaiking und Co-Registrierung Abweichungen in einer Größenordnung von durchschnittlich 4 cm (Travelletti *et al.*, 2014) auf. Bei den in dieser Arbeit zusammengeführten TLS-Punktwolken betrug die Abweichung bis zu 5 cm.

Auf Basis der dGNSS-Messungen wurden horizontale Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder für den gesamten Zeitraum für das Messgebiet und für die gesamte Hangrutschung sowie für vier Zeitabschnitte für das Messgebiet erstellt. Der Vergleich zwischen 2D- und 3D-Verschiebungen zeigte mit durchschnittlich 2 cm bzw. Geschwindigkeiten um 0,04 cm/Tag für den gesamten Messzeitraum (50 Tage) des instrumentierten Gebietes vernachlässigbare Abweichungen. Aus diesem Grund sowie zur einfacheren Handhabung erfolgte die Datenanalyse auf den horizontalen Verschiebungsvektorfeldern. Die horizontalen Verschiebungen aus den TLS-Scans wurden mit einer digitalen Bildkorrelationssoftware COSI-Corr (Leprince *et al.*, 2007) aus multitemporalen Schummerkarten ermittelt. Ein zufriedenstellendes Ergebnis ergab lediglich die Differenz aus dem ersten und letzten Scan. Die Durchschnittsgeschwindigkeiten für den gesamten Zeitraum aus den dGNSS- und TLS-Messungen, welche gut korrespondierten, zeigten dass sich der östliche Bereich mit 0,5 cm/Tag schneller bewegte als der westliche Bereich mit 0,3 cm/Tag. Die zeitlich höhere Auflösung der Geschwindigkeitsfelder zeigt, dass sich der Messbereich in der mittleren Periode beschleunigte, besondere der östliche Bereich.

5 UAV- UND TERRESTRISCHE PHOTOGRAMMETRIE

Aus Luftbildern und terrestrischen Bildern können sowohl digitale Oberflächenmodelle (DOMs) als auch Orthophotos erstellt werden, die für flächenhafte Vermessung und für die Analysen von Strukturen und Dynamik herangezogen werden können. Im Folgenden wird sowohl auf die UAV-Photogrammetrie, die in den letzten Jahren eine rasante Entwicklung erlebte als auch auf die terrestrische Photogrammetrie im Hinblick auf Hangrutschungsvermessung und -überwachung näher eingegangen. Die Forschungsarbeiten zur Photogrammetrieauswertung wurden bis 2014 durchgeführt und der Forschungsstand bezieht sich bis auf 2016.

5.1 UAV-BASIERTE LUFTBILDER

Die Luftbilderfassung mittels ferngesteuerten, unbemannten Flugfahrzeugen wird allgemein als UAV-(*Unmanned Aerial Vehicles*), Drohne oder neuer UAS (*Unmanned Aircraft System*, inkl. UAV und bodengestütztes Führungssystem) bezeichnet. Mit einer Digitalkamera ausgestattete UAVs für die photogrammetrische Bildverarbeitung (auch als UAV-/UAS-Photogrammetrie bezeichnet) haben sich insbesondere in den letzten 7 Jahren zunehmend weiterentwickelt und etabliert (**Tab. 5.1**, Kersten, 2016; Colomina und Molina, 2014). Diese Entwicklung lässt sich auch durch die Anzahl an Publikationen seit 2005, besonders an der ISPRS (*International Society for Photogrammetry and Remote Sensing*)-Tagung dokumentieren. 2004 gab es auf der ISPRS 3 Beiträge zu dieser Thematik, 2008 schon 21 Beiträge, die in 3 Sitzungen präsentiert wurden und 2012 50 Beiträge in 9 Sitzungen (Colomina und Molina, 2014). Die internationale photogrammetrische Gesellschaft erkannte die Bedeutung und führte 2011 die UAV-g Fachtagung, die alle zwei Jahre abgehalten wird ein. Diese Entwicklung ist auch an der Zahl von referenzierten UAVs zu erkennen, die sich von 544 in 2005 verdreifachte auf 1.708 in 2013 (**Tab. 5.1**, Colomina und Molina, 2014; van Blyenburgh, 2013). Dies ist der stetigen Verbesserung und Miniaturisierung der Technik (Sensoren, inertielle Messeinheit (*engl. inertial measurement unit, IMU*), GNSS, Carbonfaser Flugwerk) zu verdanken, bzw. den damit insbesondere bei kleinen, leichten UAVs erhöhten Nutzlasten. Als mitentscheidend sind weiters GNSS für Autonomflug und direkte Georeferenzierung, in Kombination mit der Weiterentwicklung spezialisierter Software für die Aufnahme sowie für die photogrammetrische Bildverarbeitung.

Tab. 5.1: Anzahl von referenzierten UAVs, Entwicklungsinitiativen und Zweck für den Zeitraum 2005 - 2013 (Colomina und Molina, 2014).

Item	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Referenced UAS	544	603	789	974	1190	1244	1424	1581	1708
Producers/developers	207	252	312	369	422	500	511	478	540
Int'l teamed efforts	20	32	34	35	38	36	54	32	48
Producing countries	43	42	48	48	50	51	51	51	53
<i>Development purposes</i>									
Civil/commercial	55	47	61	115	150	171	175	217	247
Military	397	413	491	578	683	631	674	548	564
Dual purpose	44	77	117	242	260	283	318	353	392
Research UAS	35	31	46	54	66	66	69	73	78
Developmental UAS	219	217	269	293	329	301	310	187	172

Zu Beginn wurden UAVs für ausschließlich militärische Zwecke angewandt. Als erste erkannten Przybilla und Wester-Ebbinghaus (1979) sowie in einem zweiten Test Wester-Ebbinghaus (1980) die Bedeutung von UAVs für die zivile Vermessung, die mit einem ferngesteuerten Kleinflugzeug sowie einem Modellhubschrauber ausgestattet mit einer Kamera einen Bildflug realisierten. Für eine ausführliche Zusammenstellung der frühen Historie bis in den 2000er Jahren sei auf Eisenbeiß (2009) und Dalamagkidis *et al.* (2011) verwiesen.

UAV-Plattformssysteme bieten eine zeitliche und räumlich flexibel einsetzbare, schnelle, kostengünstige, sehr hochauflösende (*very high resolution, VHR*) Datenerfassung mit einer geometrischen Auflösung (Bodenpixelgröße bzw. *ground sample distance, GSD*) im cm-Bereich von kleinräumigen Gebieten bis einige 10er Hektar. Diese stellen eine Ergänzung zwischen der konventionellen Luft- und Satellitenbilderfassung und terrestrischen Bildaufnahmen dar (Nagai *et al.*, 2008; Kersten, 2016). Heute gibt es zahlreiche verschiedene Low-Cost- bis High-End-Systeme, wobei größtenteils Flächenflugzeuge (Starrflügler) und Multi-Kopter (RC (*remote-controlled*)-gesteuerte Drehflügler) mit ein bis zwölf Rotoren in unterschiedliche Gewichtsklassen gegenüber von Drachen, Ballons und Gleitschirmen zum Einsatz kommen (Kersten, 2016; Eisenbeiß, 2009). Eine Übersicht über UAV-Systeme und dessen Klassifizierung geben z.B. van Blyenburgh (2013), Everaerts (2009), Eisenbeiß (2009), Nex und Remondino (2014).

Neben der Erfassung des sichtbaren Bereichs mit Digitalkameras werden auch Sensoren im Nahen Infrarot (NIR) (Nebiker *et al.*, 2008; Hunt *et al.*, 2010) bis zum Thermalen Infrarot (TIR) (Kostrzewa *et al.*, 2003; Rufino und Moccia, 2005; Berni *et al.*, 2009; Bendig *et al.*, 2012; Scholtz *et al.*, 2011; Hartmann *et al.*, 2012), oft auch in Kombination mit hyperspektralen und multispektralen Sensoren (Rufino und Moccia, 2005; Bendig *et al.*, 2012; Kelcey und Lucieer, 2012) verwendet (Colomina und Molina, 2014). Eine UAV-gestützte 3D-Datenerfassung kann mit LiDAR (Nagai *et al.*, 2004; Thrun *et al.*, 2003; Lin *et al.*, 2011; Wallace *et al.*, 2012), SAR (Edrich, 2006; Remy *et al.*, 2012; Essen *et al.*, 2012; Gromek *et al.*, 2016) oder RIM (*range-imaging*; Kohoutek und Eisenbeiß, 2012) erfolgen. Eine weitere Entwicklung ist die synchrone Aufnahme mit mehreren Digitalkameras (Xie *et al.*, 2012; Grenzdörffer und Niemeyer, 2011)

oder mit Smartphones (Yun *et al.*, 2012). Inzwischen sind viele UAVs auch mit GNSS-Systemen ausgestattet, dass zum einen Autonomflug als auch die Erfassung der Navigationsparametern erlaubt, welche die Voraussetzung sind für die direkte Georeferenzierung und die 3D-Datenerfassung (z.B. Stempfhuber und Buchholz, 2011; Neitzel und Klonowski, 2011; Rehak *et al.*, 2013).

Eine Begrenzung, welche der Sensoren ein UAV mit sich führen kann, hängt von der Nutzlast und folglich von der Plattformgröße und der Leistung ab (Lindner *et al.*, 2016). Ein weiterer begrenzender Faktor für die UAV-Befliegung sind die Wetterverhältnisse, zum einen sind für die Bildaufnahme die Lichtverhältnisse entscheidend, zum anderen können bei Regen sowie bei stärkerem Wind viele UAVs nicht eingesetzt werden (Greiwe und Gehrke, 2013b). Sonnige Tage ermöglichen schärfere Aufnahmen, weil die Belichtungszeit und folglich die Bewegungsunschärfe verringert werden kann. Jedoch treten in der Regel an solchen Tagen aufgrund der vormittags erwärmten Erdoberfläche zum Nachmittag böige Turbulenzen mit Geschwindigkeiten bis zu 10 m/s auf (Greiwe und Gehrke, 2013b). An bewölkten Tagen treten zwar keine Turbulenzen auf, allerdings weisen die Aufnahmen häufig mehr Unschärfe und höheres Bildrauschen auf. Lin *et al.* (2010) und Tahar *et al.* (2011) kommen zu dem Schluss, dass Starrflügler im Vergleich zu Koptern weniger windanfällig sind und daher eine bessere Bildqualität liefern.



Abb. 5.1: (a) Klassischer Bildverband mit etwa 60 % Längs- und 25 % Querüberdeckung für eine Bündelblockausgleichung und realistische schematische UAV-Bildverbände mit unterschiedlicher Qualität des Luftbildblocks durch manuelle (b) und automatische Befliegungen mit Low-Cost- (c) und High-End- (d) Navigationssystem (Nex und Remondino, 2014).

UAV-Bilder wurden vor allem zu Beginn (2000er) oft in einer zufälligen Art und Weise mit nicht-metrischen „Consumer“-Kameras aufgenommen und nicht als traditioneller Luftbildblock mit überlappenden Streifen (**Abb. 5.1a**), wie dies die traditionelle Bündelblockausgleichung erforderte (Zhang *et al.*, 2011; Turner *et al.*, 2012). Neben variablem Bildmaßstab, variabler Überlappung, konvergenten Bildern (Senkrecht- und Schrägaufnahmen) weisen die UAV-Sequenzen oft starke radiometrische Unterschiede auf. Hinzu kommt eine unbestimmte und nicht feste innere Orientierung. Die sehr kleine angestrebte Bodenpixelgröße (GSD) im mm- bis cm-Bereich führte in der Regel zu einer sehr hohen Bildanzahl für die Abdeckung von mehreren 10 - 1.000 m². Dies setzte eine automatische, effiziente photogrammetrische Bildverarbeitung voraus, was durch Structure-from-Motion (SfM) und Multi-View Stereo (MVS) Algorithmen, kurz SfM-MVS, aus dem Bereich der Computer Vision realisiert werden konnte. Für eine detailliertere

Beschreibung sei auf folgendes Kapitel 5.3 verwiesen. Aktuell geht der Trend wieder hin zu photogrammetrischen Bündelblockausgleichung (siehe Kapitel 5.5).

In den 2000ern Jahren standen die meisten UAV-Befliegungen im Kontext mit der Vegetationskartierung und Überwachung von Agrar- und Waldflächen sowie Tierbeständen (Ertragskartierung im Getreide- und Weinbau, Waldbrand) (z.B. Herwitz *et al.*, 2004; Nebiker *et al.*, 2008; Lelong, 2008; Berni *et al.*, 2009; Dunford *et al.*, 2009; Rango *et al.*, 2009; Laliberte, 2009) und archäologischen Anwendungen (z.B. Eisenbeiss *et al.*, 2005; Lambers *et al.*, 2007; Sauerbier und Eisenbeiss, 2010; Remondino, 2011). Aber auch in den 2000ern wurde bereits das Potential von UAVs für die geowissenschaftlichen Anwendungen (Zhou und Zang, 2007; Yan *et al.*, 2009), wie das Monitoring von Vulkanen (Saggiani *et al.*, 2006), Flüssen (Nagai *et al.*, 2009), Kryokoniten auf Gletschern (Hodson *et al.*, 2007), Katastrophenschutz und -management für Hangrutschungen und Erdbeben (Nagai *et al.*, 2008; Suzuki *et al.*, 2008) und Erfassung einer Hangrutschung (Nakayama *et al.*, 2006; Niethammer *et al.*, 2009) entdeckt. Jedoch waren es meist eher Pilotstudien oder Entwicklung und Planung von UAV-Systemen für die Realisierung geowissenschaftlicher Anwendungen. Seit 2010 erscheinen zunehmend mehr Publikationen über den Einsatz von UAVs, vor allem mit Micro-UAVs (bis 5 kg; Dalamagkidis, 2015) in Kombination mit Aerotriangulation (Chou *et al.*, 2010; d'Oleire-Oltmanns *et al.*, 2012) oder SfM-MVS (Rosnell und Honkavaara, 2012; Fonstad *et al.*, 2013; Immerzeel *et al.*, 2014) für die Kartierungen und das Monitoring der Erdoberfläche.

Im Kontext von Massenbewegungen werden UAVs zur großflächigen Kartierung von Hangrutschungen, für Katastrophenschutz und -management (Chou *et al.*, 2010; Lin *et al.*, 2010; Rau *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2012) oder zur Erfassung der morphologischen Eigenschaften einer Hangrutschung angewendet (Nakayama *et al.*, 2006; Niethammer *et al.*, 2009; Chou *et al.*, 2010; Carvajal *et al.*, 2011; Tahar *et al.*, 2011; Lucieer *et al.*, 2014; Marek *et al.*, 2015; Lindner *et al.*, 2016). Nakayama *et al.* (2006) erfassen zeitgleich LiDAR-Daten, Luftbilder und Bodenwiderstandsdaten einer Hangrutschung nach dem Mid Niigata Prefecture Earthquake (Japan) in 2004 mit einem Helikopter ausgestattet mit einer „Consumer“-Kamera (Canon EOS-D60), Laser-scanner, GPS und einen EM-Sensor (Elektromagnetik).

Die UAV-Systeme zur Befliegung von Hangrutschungen hatten mit Ausnahme von dem UAV-System von Niethammer (Niethammer, 2013) vom Institut für Geophysik der Universität Stuttgart (Details zu dem UAV-System siehe 5.1.1) ein GNSS integriert. Das GNSS ermöglicht eine Aufnahme als Luftbildblock und die Erstellung von DOMs und Orthophotos mit Aerotriangulation (Chou *et al.*, 2010; Tahar *et al.*, 2011; Carvajal *et al.*, 2011; Rau *et al.*, 2011). Eine weitere Methode war die Luftbilder mit differentieller Entzerrung unter Einbeziehung eines präziseren LiDAR-basierten DGMs und der äußeren Orientierung aus den Navigationsparametern zu entzerren (Liu *et al.*, 2012). Allerdings konnten ohne GNSS-Daten diese Verfahren für die ungeordneten Bildsets der Super-Sauze Hangrutschung nicht angewandt werden. Ohne GNSS-Daten von der Befliegung können die Luftbilder mit einem nicht-parametrischen Entzerrungsverfahren (Rothmund, 2009), dass mindestens drei GCPs für ein Einzelbild voraussetzt, entzerrt werden. Allerdings können projektive und perspektive Verzerrungen mit diesem Verfahren nicht

ausreichend berücksichtigt werden, wodurch im Gegensatz zur Differentialenzerrung höhere Lageungenauigkeiten im Orthophoto resultieren. In unseren Arbeiten für das gesamte UAV-basierte Orthophotomosaik von 2008 betrug die mittlere Abweichung 0,5 m und das Maximum 3,9 m aus 199 GCPs (Rothmund, 2009; Niethammer *et al.*, 2009). Carvajal *et al.* (2011) erstellten ein Orthophotomosaik von einer Hangrutschung an einem Straßendamm in Spanien mit einer Abweichung von $xy = 0,05$ m und $z = 0,12$ m mittels Bündelblockausgleichung aus einem Luftbildblock mit $\sim 4,6$ cm GSD aufgenommen mit einer 12 Mpx „Consumer“-Kamera Pentax Optio A40 an einem Quadrokopter. Mit den SfM-MVS-Algorithmen war es nun möglich aus den ungeordneten, verkippten Luftbildern von Hangrutschungen 3D-Punktwolken abzuleiten (Niethammer *et al.*, 2010; Niethammer *et al.*, 2011; Niethammer *et al.*, 2012; Rothmund *et al.*, 2013; Lucieer *et al.*, 2014; Lindner *et al.*, 2016). Auf die Genauigkeiten der mit dem SfM-MVS genierten 3D-Punktwolken wird im folgenden Kapitel 5.4 eingegangen.

5.1.1 Aufnahmesystem, Kamera und Bildaufnahme

Als Aufnahmeplattform für hochauflösende Luftbilder wurde eine unbemannte Drohne am Institut für Geophysik der Universität entwickelt (Niethammer *et al.*, 2009). Bei der Drohne handelt es sich um einen manuell ferngesteuerten Quadrokopter (**Abb. 5.2**). Koptersysteme eignen sich besonders zur positionsgenauen Bilderfassung in schwierigem Gelände aufgrund des senkrechten Starts und Landung, gegenüber anderen UAV-Systemen (Starrflüglern, Drachen etc.), der geringeren Vibrationen und der robusten Technik (Niethammer, 2013). Der Quadrokopter verfügt über ein IMU (*inertial measurement unit*), welches aus drei Beschleunigungssensoren, drei Gyroskopen (Kreiselgeräten), einem dreiachsigen Kompass sowie einem Drucksensor besteht und über einen PID-Regler (*proportional-integral-differential*) reguliert wird. Die wichtigsten Kenngrößen des Quadrokopters sind in **Tabelle 5.2** aufgelistet. An der Unterseite des Quadrokoptersystems kann eine Digitalkamera befestigt werden, die senkrecht nach unten zeigt und im Idealfall Nadiraufnahmen liefert. Für die Flugkampagne wurde die Digitalkamera Luxmedia 8213 von Praktica (**Tab. 5.3**) verwendet. Deren technischen Angaben sind in der **Tabelle 5.3** aufgeführt. Ab einer Flughöhe > 10 m wurde manuell der Serienbildmodus mit einem Aufnahmeintervall von 2 s ausgelöst.



Abb. 5.2: Quadrokopter.

Tab. 5.2: Kenngrößen des Quadrokopters.

Durchmesser	60 cm
Gesamtgewicht	2.100 g
Zuladung	500 g
Flugzeit	12 min
Materialkosten	1.000 €

An sonnigen und bewölkten Tagen wurden an einem Tag zwischen 150 - 300 Luftbilder mit einer Pixelgröße von $1,7 \mu\text{m}$ (Bildauflösung) in einer Flughöhe zwischen 20 m und 250 m aufgenommen, wodurch eine geometrische Auflösung zwischen 0,6 cm und 7 cm mit der von uns eingesetzten Digitalkamera Praktica Luxmedia 8213 resultierte. An windigen und regnerischen

Tagen wurden keine oder weniger als 150 Luftbilder aufgenommen (**Abb. 5.4**). Möglichst hohe Auflösungen wurden versucht zu erreichen in dem Gebiet um den freiliegenden östlichen Festgesteinskamm und im Bereich der gekreuzten Rissstruktur im nordwestlichen Bereich des Messgebietes (**Abb. 5.3**). Insgesamt wurden 8.343 Luftbilder an 43 Tagen aufgenommen.

Tab. 5.3: Technische Angaben der verwendeten Digitalkameras in dem Feldexperiment 2010.

Parameter	Praktica Luxmedia 8213	Canon IXUS 60
		
Brennweite	6,2 - 16,6 mm	5,8 - 17,4 mm
Zoom	3× optisch und 4× digital	3× optisch und 4× digital
Sensor	1 / 2.5" CCD (5,76 × 4,3 mm)	1 / 2.5" CCD (5,76 × 4,3 mm)
Auflösung	3264 × 2.448 Pixel; 8 Mpx	2816 × 2.112 Pixel; 6,0 Mpx
Pixelgröße bei max. Auflösung	1,7 µm	1,9 µm
Farbtiefe	24 Bit (16,7 Millionen Farben)	24 Bit (16,7 Millionen Farben)
Abmessungen	95 × 57 × 20 mm	86,0 × 53,5 × 21,7 mm
Gewicht	110 g	142 g

Vor der automatischen Verarbeitung wurden die Luftbilder manuell gesichtet und im Mittel 30 % aller Luftbilder wurden aufgrund geringer Flughöhe während des Start- und der Landephase, Unschärfe, Über- oder Unterbelichtung aussortiert. Das Verhältnis von aufgenommen und verwendeten Bilder, welches stark über die Zeit variiert, war abhängig von der Erfahrung der Piloten (Einstellung der Kamera, Auslösung der Kamera und Steuerung des UAV-Systems) und den Wetterverhältnissen. Nach dieser Prozedur eigneten sich 5.390 Luftbilder von 40 Tagen für die anschließende automatische Verarbeitung. Eine detaillierte Übersicht über die UAV-basierten Luftbilddaten und Verarbeitung sind in dem Anhang A.2 zusammengestellt.

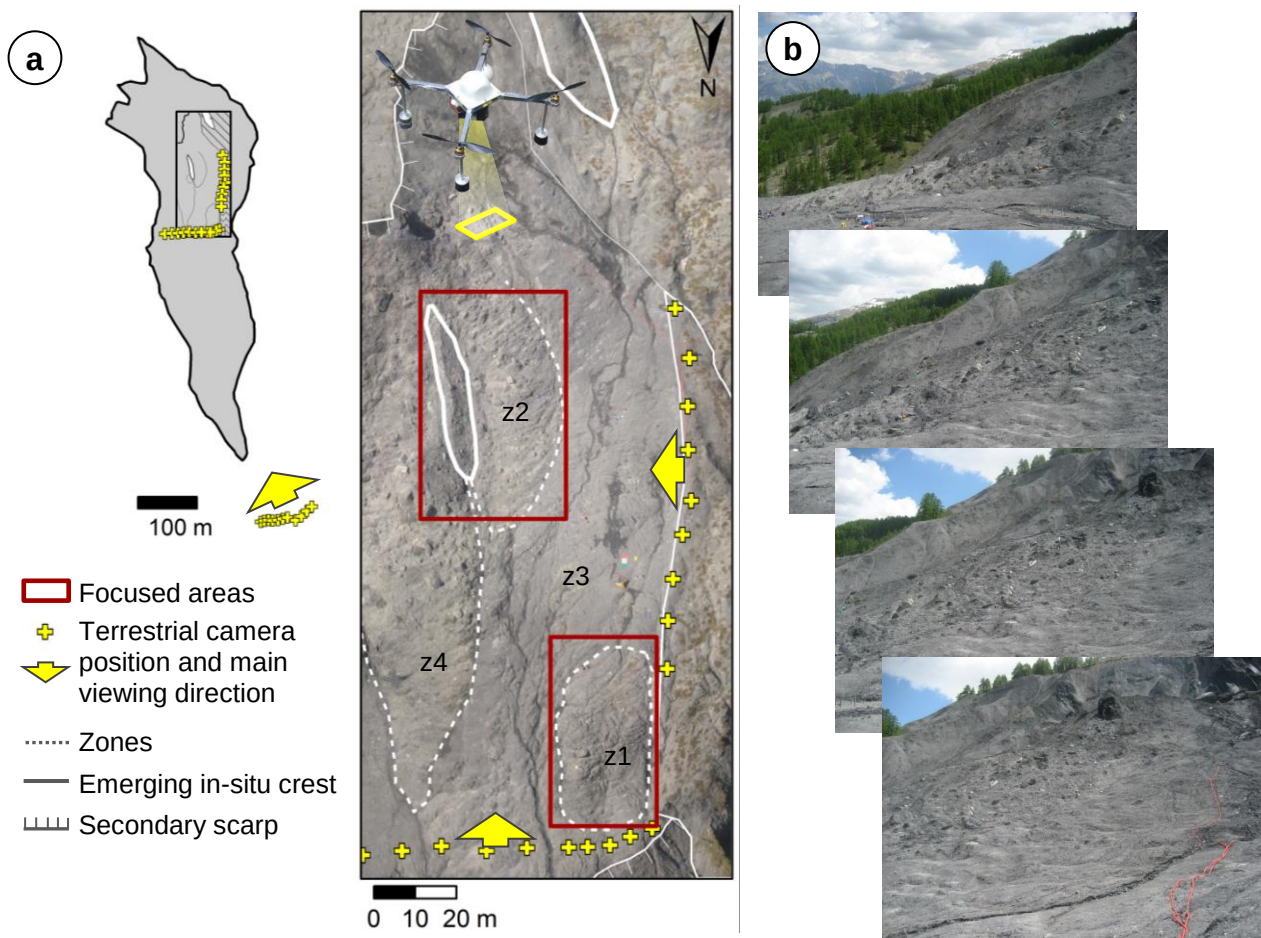


Abb. 5.3: (a) Übersicht und Orthophoto mit der Position der terrestrischen Kamera und Aufnahme-richtung sowie die Lage der Gebiete mit höherer GSD der UAV-basierten Luftbilder. (b) Beispiele aus der terrestrischen Bildsequenz nach Osten auf den östlichen freiliegenden Festgesteinskamms.

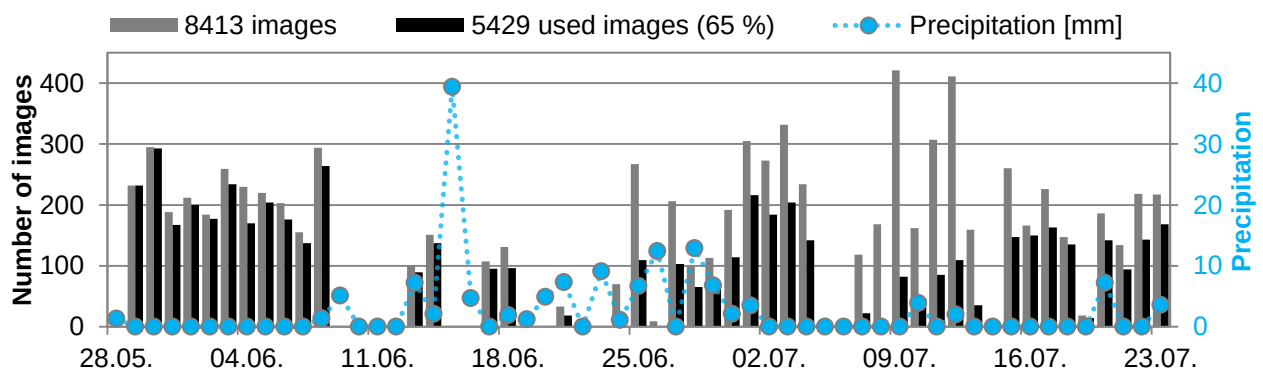


Abb. 5.4: Übersicht über die aufgenommen und in der Verarbeitung verwendete Bildanzahl der UAV-Befliegungen pro Tag sowie der Niederschlag.

5.2 TERRESTRISCHE BILDSEQUENZEN

Die Geschichte der terrestrischen Photogrammetrie reicht bis in das 19. Jahrhundert zurück (Finsterwalder, 1968; Reulke und Döring, 2006) und hat ihre Vorteile für die Aufnahme nahezu senkrechter oder steilstehender Objekte, wie beispielsweise Fassaden, Skulpturen, Hänge oder Felsböschungen. Diese werden bei Luftbildern unzureichend oder gar nicht erfasst. Flächen mit einer Hangneigung von 60° weisen beispielsweise eine nur noch halb so hohe geometrische Auflösung im Luftbild auf und 80° geneigte Flächen nur noch rund 18 % zur Horizontalfläche.

Die Nahbereichsphotogrammetrie, die sich mit Objekten von wenigen Zentimetern bis zu rund 100 Metern befasst, hat in den letzten Jahren durch den zunehmenden Einsatz der digitalen Bildaufnahme und Bildanalyse weiter an Bedeutung als 3D-Messverfahren gewonnen (Luhmann, 2010). Diese findet zahlreiche und vielfältige wissenschaftliche und wirtschaftliche Anwendungen wie in der industriellen Messtechnik, Medizin, Archäologie, Architektur. Der Bildauswerteprozess hängt von der Aufnahmeanordnung der Bilder ab und kann unterteilt werden in Einzelbild-, Stereobild- und Mehrbildphotogrammetrie. Die letzteren beiden ermöglichen die Rekonstruktion von DOMs. SfM-MVS-Algorithmen ermöglichen eine kostengünstige automatische 3D-Objektrekonstruktion aus Bildern von nicht-metrischen Digitalkameras, ohne eine a priori Information von GCPs oder der äußeren Orientierung, wodurch die terrestrische Photogrammetrie weiter an Bedeutung gewinnt. Allerdings sind 3D-Modelle die durch die klassischen Verfahren aus der Nahbereichsphotogrammetrie rekonstruiert werden präziser gegenüber einigen SfM-MVS-Verfahren. Der Vorteil vor allem in der Kombination mit SfM-MVS-Software ist eine einfache, schnelle und kostengünstige Bilderfassung im Gelände und eine automatische Rekonstruktion von 3D-Modellen gegenüber TLS. Eine der Haupteinschränkungen bei der terrestrischen Erfassung der Geländeoberfläche sind Schattenzonen verursacht durch eine schroffe Topographie oder herausragende Objekte (wie z.B. Blöcke, Vegetation etc.).

Im Bereich der Geowissenschaften gibt es zahlreiche Anwendungen von terrestrischer Photogrammetrie, wie beispielsweise das Monitoring von Flussbett- und Ufertopographie (Lane *et al.*, 1994; Heritage *et al.*, 1998; Chandler *et al.*, 2002), Gletschern (Brecher und Thompson, 1993; Kaufmann, 2012), Hangrutschungen (Cardenal *et al.*, 2008; Travelletti *et al.*, 2012a; Akca, 2013), Felshängen (Wickens und Barton, 1971; Löwner *et al.*, 2005; Haneberg, 2008), Küstenkliff (Wangensteen *et al.*, 2007), Oberflächenrauigkeit in Wüsten (Kirby, 1991), Meereswellen in der Brandungszone (Mitchell, 1983), geologischen Diskontinuitäten (Krosley *et al.*, 2006; Sturzenegger und Stead, 2009). Aber auch als Vermessung und Monitoring für kleinskalige Labormodelle für die Untersuchung von Bodenerosion und morphodynamischer Prozesse wurden terrestrische Bilder verwendet (Stojic *et al.*, 1998; Hancock und Willgoose, 2001; Rieke-Zapp und Nearing, 2005). In den letzten Jahren werden nun auch SfM-MVS-Algorithmen zur 3D-Rekonstruktion auf unterschiedlichen Skalen von geologischen Gesteinsproben bis hin zu mehreren Hektar großen Oberflächen wie z.B. Küstenkliffs, Gletscher, Vulkankrater aus terrestrischen Bildern angewandt (Westoby *et al.*, 2012; James und Robson, 2012; Piermattei *et al.*, 2015).

5.2.1 Aufnahmesystem, Kamera und Bildaufnahme

Entlang einer vordefinierten Line, die entlang des teilweise überdeckten Festgesteinskamms im westlichen Teil des Messgebietes verläuft, wurden in einem Abstand von 10 m pro Bildset zwischen 60 und 140 terrestrische Bilder (TB) mit einer Pixelgröße von 1,9 μm mit der Digitalkamera Canon IXUS 60 aufgenommen (**Abb. 5.3**). Zudem wurde am nördlichen Messgebietsrand entlang von Ost nach West in Richtung Süden sowie von dem Fuß der Rutschung Bildsequenzen aufgenommen (**Tab. 5.4**). Die wichtigsten Kenngrößen sind in der **Tabelle 5.3** aufgeführt. An einem Standpunkt wurden die Einzelbilder mit Überlappung in kleinen Winkelschritten aufgenommen, so dass die gesamte Bildszene von $\sim 180^\circ$ abgedeckt wurde. Durch die Aufnahmegeometrie ergab sich der Schwerpunkt der räumlichen Abdeckung auf dem südöstlichen Messgebiet mit dem freiliegenden Festgesteinskamm. Der Abstand zwischen Kamera und relevantem Gebiet lag zwischen 5 und 60 m. Dies würde einer geometrischen Auflösung zwischen 0,2 cm und 2 cm entsprechen.

Tab. 5.4: Übersicht der terrestrischen Bildsequenzen (insgesamt 844 Bilder) und ihr Ergebnis. Schwarze Umrandung: zusätzlich wurde eine gemeinsame 3D-Punktwolke von 03. Juni, 05. Juni und 06. Juni 2010 rekonstruiert.

Datum	Bildanzahl	von Westen	von Norden	Fuß
03.06.2010	123	kleiner Teil	----	
05.06.2010	131	gut	gut	
06.06.2010	61	gut		
21.06.2010	100	gut		
22.06.2010	96			gut
23.06.2010	105		ok	
16.07.2010	133	gut		
23.07.2010	95	ok		

5.3 SfM-MVS-ALGORITHMEN UND INDIREKTE GEOREFERENZIERUNG

Zur Rekonstruktion von 3D-Punktwolken aus beliebig vielen ungeordneten, verkippten, stark überlappenden Fotosequenzen kommt ein Structure-from-Motion Prozess zum Einsatz. Die SfM-MVS-Algorithmen wurden in den 1990er im Bereich Computer Vision entwickelt und die automatische Merkmalsextraktion in den 1980er (Westoby *et al.*, 2012). Es ermöglicht eine 3D-Rekonstruktion einer Szene ohne die Einbindung von GCPs und Verknüpfungspunkten, wie bei der klassischen photogrammetrischen Bündelblockausgleichung, oder einer vorangegangenen komplexen, präzisen Kamerakalibrierung. Die Kameraposition und -orientierung sowie die Szenengeometrie wird durch eine sehr redundante, iterative Bündelblockausgleichung, auf der Basis von automatisch extrahierten homologen Bildmerkmalen ermittelt.

Zur Rekonstruktion von 3D-Punktwolken aus den Bildsequenzen wurde die Open-Source Softwarepakete Bundler (Snavely *et al.*, 2006) und PMVS2 (*Patch-based Multi-view-Stereo-Software*, Furukawa und Ponce, 2007, 2010) verwendet, welche an der Universität Washington entwickelt wurden. In den letzten sechs Jahren hat die photogrammetrische Low-Cost-Bilddaten-

erfassung mittels unbemannter Fluggeräten und terrestrischer Aufnahmen mittels „Consumer“-Digitalkameras für die Vermessung deutlich zugenommen und sich inzwischen etabliert. Durch diese Entwicklung wurden die Algorithmen und die Softwarepakete für die Rekonstruktion von 3D-Punktwolken aus Bildsequenzen (digitale Nahbereichsphotogrammetrie) stetig verbessert, sind neu erschienen oder traditionelle Softwarepakete wurden um UAV-Photogrammetrie erweitert, so dass heute eine Vielzahl von Softwarepaketen als Open-Source, Low-Cost und kommerzielle Lösungen sowie als Webservices zur Verfügung stehen (Kersten, 2016):

1. **Open-Source-Software:** Bundler/PMVS2; Apero/MicMac
2. **Freie Software:** VisualSFM;
3. **Webservices:** Microsoft Photosynth; Autodesk 123D Catch; ARC 3D
4. **Low-Cost-Software:** Agisoft Photoscan
5. **Kommerzielle Software:** Pix4Dmapper; aSPECT^{3D}, SURE; smart3Dcapture; ERDAS IMAGINE

In zahlreichen Publikationen werden verschiedene SfM-MVS-Softwarepakete für die automatische Generierung von 3D-Punktwolken für diverse Objektrekonstruktionen und Anwendungen miteinander verglichen (z.B. Neitzel und Klonowski, 2011; Kersten *et al.*, 2012; Remondino *et al.*, 2012). Eisenbeiß (2009) gibt eine Übersicht über klassische Softwarepakete.

Die Prozessierung der Bilddaten von unseren Messkampagnen wurde zwischen 2009 - 2012 durchgeführt (**Abb. 5.5**). Zu dem damaligen Zeitpunkt war für die Datenprozessierung für eine große Bildanzahl mit fehlender Information über innere und äußere Orientierungsparameter basierend auf einem SfM-Prozess die Softwarepakete Bundler und PMVS2 bekannt und frei-verfügbar.

Die Bundler Software, die für das „Photo Tourism Project“ von Microsoft entwickelt wurde, basiert auf einem SfM-Prozess aus dem Bereich des Computer Vision für die Rekonstruktion der Kameraparameter (innere Orientierung) sowie der Kamera- und Szenengeometrie (relative äußere Orientierung) aus beliebig angeordneten Digitalbildern von beliebigen Digitalkameras (Snavely *et al.*, 2006, 2008). Im ersten Schritt wird eine Bildliste mit den Kameradaten (Brennweite f und Auflösung) aus den EXIF-Datei für die Initialisierung erstellt (**Abb. 5.5**). Im Anschluss werden mit dem SIFT-Algorithmus (*Scale Invariant Feature Transform*, skaleninvariante Merkmals-transformation) von Lowe (2004) Bildmerkmalen in den Bildern extrahiert. Mit dem RANSAC-Algorithmus (*RANdom SAMple Consensus*, Fischler und Bolles, 1981) und dem anschließenden Levenberg-Marquardt-Algorithmus (Nocedal und Wright, 1999) werden die ermittelten extrahierten Bildmerkmale mit denen aus benachbarten Bildern verglichen und bei Übereinstimmung (Match) zugeordnet bzw. bei fehlender Übereinstimmung eliminiert und die Matches verfeinert. Durch eine modifizierte Bündelblockausgleichung von Lourakis und Argyros (2004) werden die Kamerakalibrierungsdaten (Brennweite f , zwei Parameter der radial-symmetrischen Verzeichnung k_1 und k_2), Bildorientierungen und eine dünn besetzte 3D-Punktwolke in einem lokalen Koordinatensystem der aufgenommenen Szene berechnet (Kersten, 2016; Snavely *et al.*, 2006). Eine weitere Ausgabe sind von der optisch radial-symmetrischen Verzeichnung korrigierte Bilder.

Mit PMVS2 (*Patch-based-Multi-view-Stereo-Software*) werden die Daten aus Bundler vollautomatisch mit einem merkmalsbasierten Matching (*Dense Image Matching*) zur Verdichtung der dünnen Punktwolke weiterverarbeitet (**Abb. 5.5**). Jeder Punkt erhält eine relative 3D-Koordinate, Flächennormale, sowie einen RGB-Farbwert des Objektes aus den Bildern. Letzteres ermöglicht eine photo-realistische texturierte Darstellung der 3D-Punktwolke (**Abb. 5.6**). Die resultierende 3D-Punktwolke ist um den Faktor 2 - 3 nach James und Robson (2012) dichter. Die Punktdichte ist abhängig von der Anzahl der Punktübereinstimmungen, die wiederum primär von der Bildauflösung und der Textur abhängt.

In den bisherigen Prozessierungsschritten sind keine Passpunktinformationen (GCPs) eingeflossen, weshalb die 3D-Punktwolke nachträglich durch eine indirekte Georeferenzierung in das gewünschte geographische Referenzkoordinatensystem überführt werden muss. In der Regel wird eine räumliche 3D-Helmert-Transformation durchgeführt, die mindestens drei Passpunkte voraussetzt. Die Zuordnung von Koordinaten erfolgt durch die manuelle Identifizierung und das Picken eindeutiger, markanter Objektmerkmale (Ecken von Blöcke, Marker und nichtbewegte Messinstrumente) in der unskalierten 3D-Punktwolke und der direkten Zuweisung von 3D-Koordinaten aus dGNSS-Messungen oder durch das Picken korrespondierender homologer Punkte in einer georeferenzierten 3D-Punktwolke aus dem selben Zeitraum in einer Visualisierungssoftware. In der Regel wurden hierfür die georeferenzierten TLS-basierenden 3D-Punktwolken herangezogen. Die Ermittlung der 3D-Koordinaten erfolgte mit dem Programm 3DReshaper (Technodigit, 2017) oder PolyWorks (InnovMetric Software Inc., 2017). Die Transformation wurde mit einem Skript von Niethammer (Niethammer, 2013) durchgeführt. Für eine noch präzisere Übereinstimmung in der Lage der multitemporalen 3D-Punktwolken werden stabile Hangbereiche in einem automatischen Angleichungsprozess mit der Software 3DReshaper zur Deckung gebracht.

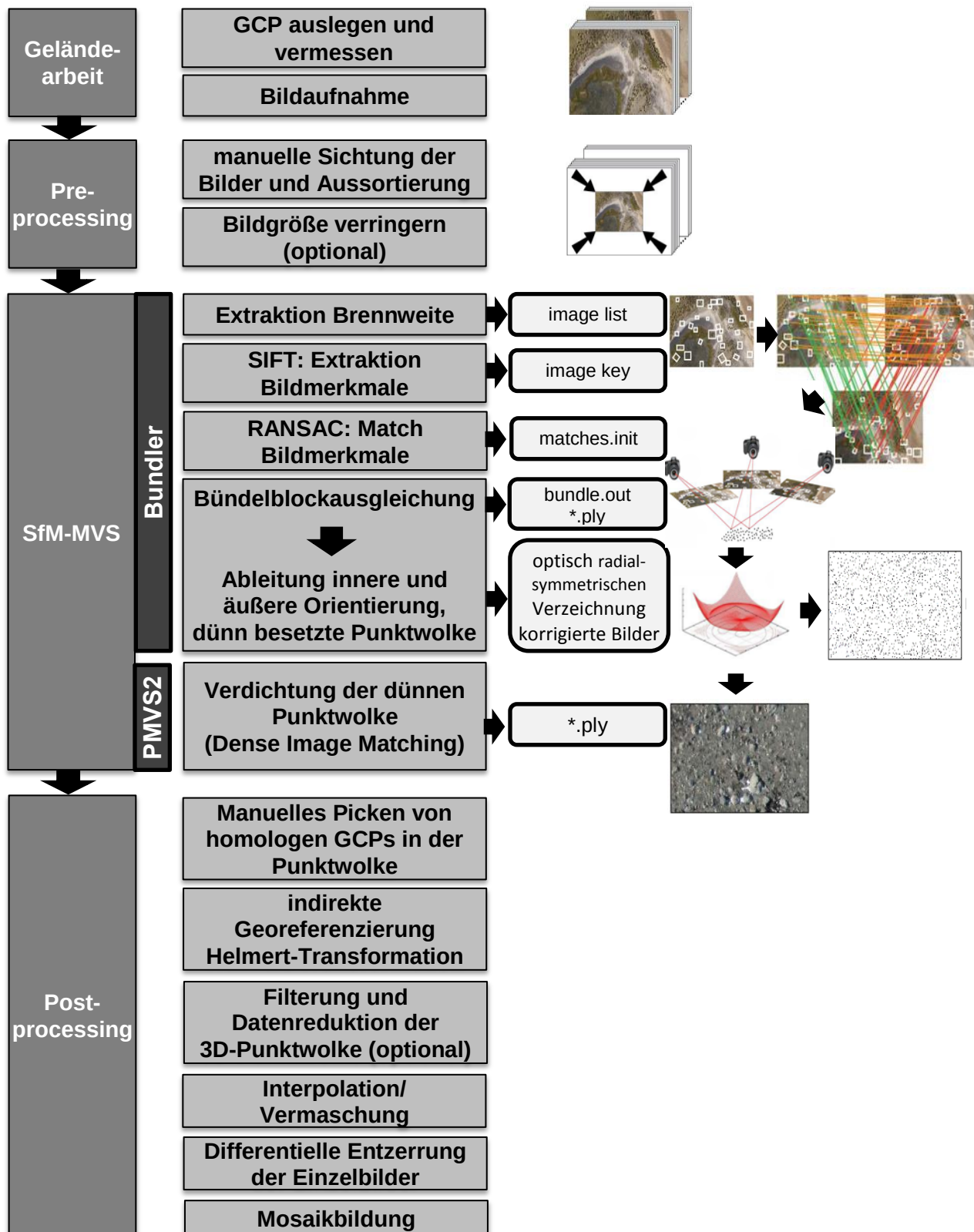


Abb. 5.5: Schematisches Flussdiagramm von der Aufnahme und den Prozessierungsschritten zur Rekonstruktion der 3D-Punktwolken und differentiell entzerrten Orthophotomosaiken aus den Bildsequenzen (Bilder aus Harwin und Lucieer, 2012).

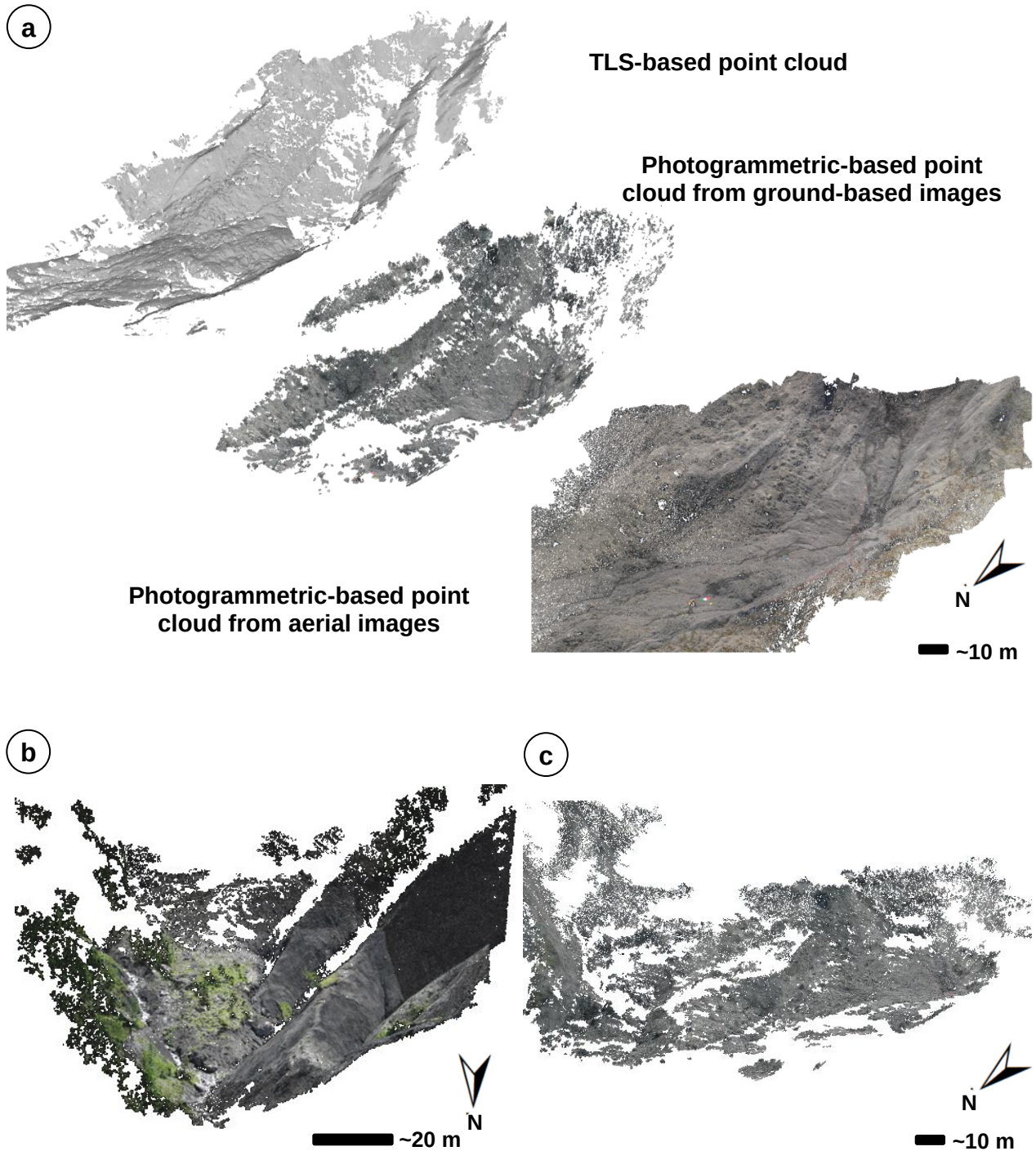


Abb. 5.6: (a) Seitenansichten von 3D-Punktwolken vom oberen Messgebiet, durch verschiedene Verfahren aufgenommen. TLS-basierte Punktwolke vom 03.06.2010 mit 15 Mio. Punkten. Die aus den 64 terrestrischen Bildern vom 05.06.2010 generierte Punktwolke ergab 1,1 Mio. Punkte und die UAV-basierte 3D-Punktwolke generiert aus 195 Bildern wies 5,4 Mio. Punkte auf. terrestrische 3D-Punktwolke vom (b) Fuß vom 22.06.2010 mit 0,9 Mio. Punkten und vom (c) oberen Hangbereich vom 05.06.2010 mit ~1 Mio. Punkten.

5.4 QUALITÄT UND GENAUIGKEIT DER 3D-PUNKTWOLKEN

Die Qualität von 3D-Punktwolken kann durch folgende Qualitätskriterien beschrieben werden:

1. Dichte und Vollständigkeit
2. Abweichung zwischen Einzelpunkten (*noise*)
3. Abweichung in Bezug auf die Referenz (GCPs, präzise DGMs).

Bis Anfang 2013 wurden bereits einige Genauigkeitsbetrachtungen von mit freiverfügbaren SfM-MVS-Softwarelösungen aus beliebig angeordneten Digitalbildern generierten 3D-Punktwolken für Geländeoberflächen von Neitzel und Klonowski (2011), Verhoeven *et al.* (2012), Harwin und Lucieer (2012), Turner *et al.* (2012), Rosnell und Honkavaara (2012), Niethammer *et al.* (2012) evaluiert. Die meisten dieser Genauigkeitsanalysen für UAV-basierte Punktwolken basierten auf einen punktförmigen Vergleich mit einigen 10 bis 100 Passpunkten von dGNSS- oder Tachymetermessungen. Eine Übersicht der Abweichungen ist in **Tabelle 5.5** zusammengestellt. Rosnell und Honkavaara (2012) verglichen SfM-DOMs mit DOMs mit traditioneller Photogrammetrie erstellt aus Luftbildern aus den gleichen UAV-basierten Luftbildern. Niethammer *et al.* (2010) erstellten mit SfM-MVS und einer Kombination aus MVS und Stereophotogrammetrie 3D-Punktwolken von dem Fuß der Super-Sauze Hangrutschung und verglichen diese miteinander. Der Vergleich dieser DOMs der Fußregion mit einem TLS-DGM ergab eine Abweichung zwischen -5,47 und 8,55 m mit einer mittleren Abweichung von 0,25 m für das SfM-MVS (Niethammer *et al.*, 2011) und eine Abweichung zwischen -4,08 und 3,44 m mit einer mittleren Abweichung von 0,31 m für das aus MVS und Stereophotogrammetrie erstellte (Niethammer *et al.*, 2012). Viele der hohen Abweichungen sind auf die Vegetation zurückzuführen. Ein erste Genauigkeitsbetrachtung für ein DOM aus SfM-MVS für die gesamte Super-Sauze Hangrutschung basierte auf dem punktuellen Vergleich von GCPs und ergab eine Abweichung von 6 m in Y-Richtung (Niethammer *et al.*, 2010). Für terrestrisch basierte 3D-Punktwolken gab es die ersten flächenhafte Vergleiche mit TLS von Westoby *et al.* (2012) und James und Robson (2012). Die ermittelten RMS-Werte liegen im Bereich von 2,5 - 35 cm für die Erfassung von 0,5 - 20 ha großen Geländeoberflächen aus einer Distanz von 10 - 50 m.

Für die Rekonstruktion von 3D-Punktwolken aus den UAV-basierten Luftbildern von 2010 mit Bundler-PMVS2 wurden alle Softwareparameter konstant gehalten. Darüber hinaus wurden die gleichen Kameraeinstellungen für die Bildaufnahme verwendet und ähnliche Aufnahmebedingungen herrschten während den ersten 10 Tagen in der Feldkampagne. Dennoch konnte die Qualität der Punktwolken von verschiedenen Tagen sehr unterschiedlich sein, wie zwei Ausschnitte von UAV-basierten Punktwolken vom 01.06.2010 und 02.06.2010 in **Abbildung 5.7** exemplarisch verdeutlichen. Eine Übersicht von den entsprechenden Ausschnitten der 3D-Punktwolke der ersten 10 Tagen sind im Anhang A.3 zusammengestellt.

Tab. 5.5: Genauigkeitsbetrachtung von SfM-MVS generierte 3D-Punktwolken für Geländeoberflächen bis 2013.

Autoren	UAV	Kamera	SfM-MVS-Software	Flug-höhe/ Abstand [m]	Bild-anzahl	Fläche [ha]	Objekt	GCP/ TLS/ LiDAR	ΔX [cm]	ΔY [cm]	ΔZ [cm]	ΔXY [cm]	ΔXYZ [cm]
Dandois und Ellis, 2010	Drache n	5 Mpx Canon A470	Bundler	20 - 110	237/ 627	2,25	Wald (Kronen- schluss)	3 - 5			60 - 430	100 - 150	
Neitzel und Klonowski, 2011	Quatro- kopter	12 Mpx Canon Digital Ixus 100Is	Bundler/ PMVS2	~50	99	~0,5	flacher Parkplatz	6	23,5	23,5	2		
Niethammer et al., 2010	Quatro- kopter	8 Mpx Praktica Luxmedia 8213	Bundler/ PMVS2	20 - 250	25	0,9	Fuß Super-Sauze Hangrutschung	TLS			25		
Niethammer et al., 2011	Quatro- kopter	8 Mpx Praktica Luxmedia 8213	Bundler/ PMVS2	20 - 250	285	13	Super-Sauze Hangrutschung	GCP		600			
Verhoeven et al., 2012	Helikite	10 Mpx Nikon D80	Photoscan		377	10	römischer Steinbruch	61	6,1	5	15,8	7,9	
Turner et al., 2012	Okto- kopter	15 Mpx Canon 550D	Bundler/ PMVS2	50	200/ 69	1,1/ 0,5	Moosbett/Küste	25/ 19	8,7/ 8,7	10,6/ 4,2	-	12,9/ 10,3	
Harwin und Lucieer, 2012	Okto- kopter	15 Mpx Canon 550D	Bundler/ PMVS2	40 - 50	105	~1	Küste	5 - 25	0,6 - 6,5	2,3 - 4,7	4,1 - 6,3	1,5 - 5,6	
Rosnell und Honkavaara, 2012	Quatro- kopter	10 Mpx Ricoh GR Digital III/ Panasonic Lumix GF1	Photo- synth	110 - 130	251	9	ländliches Gebiet	photo- grammet- riches DGM			150		
Fonstad et al., 2013	Hilikite	10 Mpx Canon A480	Photo- synth	10 - 70	304	3,6	Fluss	15/ LiDAR: 15; Δz : 30486	-3/ -4	5/ -3	7/ 51; 27		21/ 44
Westoby et al., 2012	terres- trisch	12 Mpx Panasonic DMC-G10	Bundler/ PMVS2		889	~0,7	Kliffküste	TLS			$\pm 100^{*1}/$ 50 $^{*2}/$ 10 *3		
James und Robson, 2012	terres- trisch	15 Mpx Canon 550D	Bundler/ PMVS2	10 - 300	133	~0,012	Kliffküste	TLS			7		

*¹:94 % der Werte, *²:84 % der Werte, *³ für vegetationsfreie Bereiche

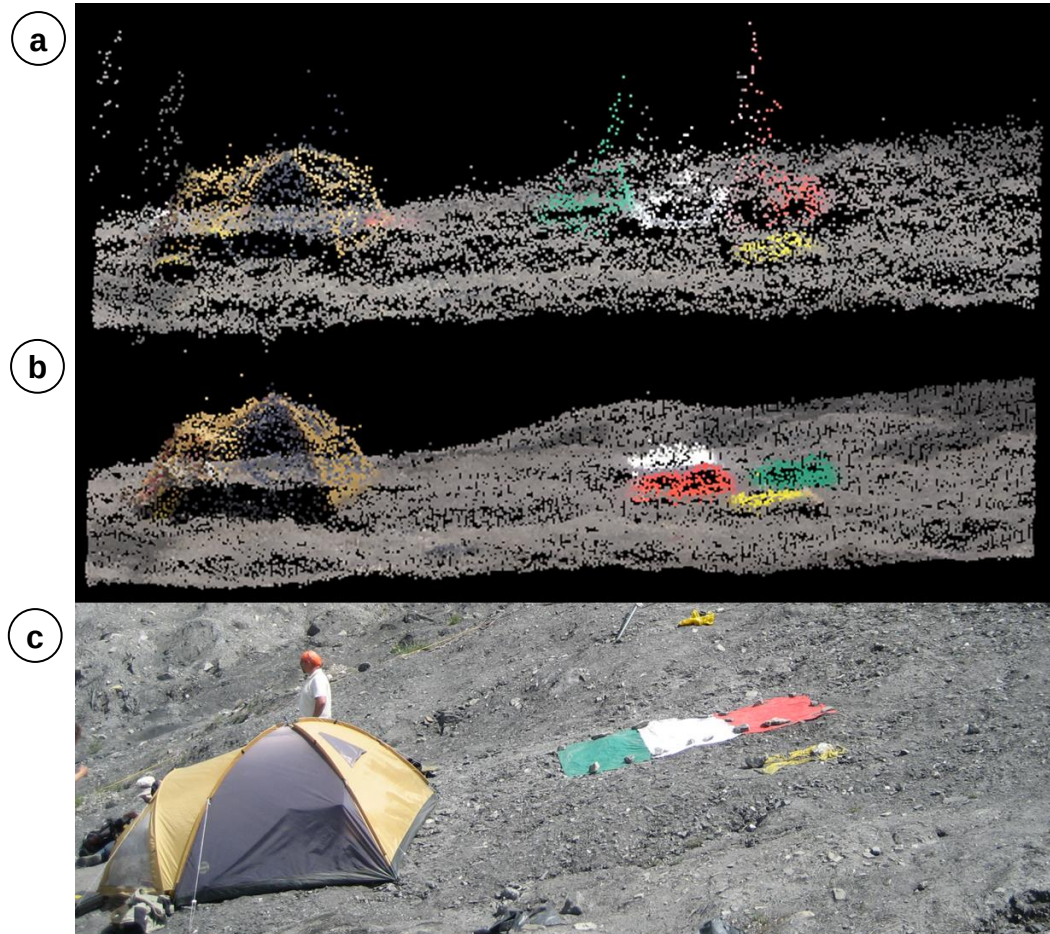


Abb. 5.7: Ausschnitt von zwei UAV-basierten 3D-Punktwolken von verschiedenen Tagen (a: 02.06.2010; b: 01.06.2010) und (c) der entsprechende Bildausschnitt (Länge der Szene sind 8 m) verdeutlicht die unterschiedliche Qualität. Die obere Punktwolke ist sehr verrauscht und spärlich. Zudem treten in sehr homogenen Bereichen wie den Farbfolien gehäuft Ausreiser im Vergleich zur unteren Punktwolke auf.

Strukturlose, homogene Oberflächen bzw. Flächen mit wenig Kontrast, wie in diesem Fall die farbigen Folien, sind problematisch für die automatische Bildzuordnung, welche markante, einzigartig Bildstellen, d.h. sich von der Umgebung abgrenzende Grauwertmuster, für eine robuste, korrekte Zuordnung erfordert. Qualitativ gute Ergebnisse der 3D-Rekonstruktion setzen eine gute Abbildungsqualität im Sinne von der Erkennbarkeit von Details und Bildschärfe voraus. Die Abbildungsqualität durch die Kamera selbst wird von Faktoren wie Beugung, optische Abbildungsfehler, Sensorbeschaffenheit (Bayer-Sensor oder Foveon-Sensor, der eine höhere Bildschärfe aufweist), und die elektronische Signalverarbeitung beschränkt (Cramer und Leinss, 2016). Hinzu kommt die Bewegung des UAV-Systems (variierende Flugbewegung, Vibration der Trägerplattform), was zu Bewegungsunschärfe führt und auch nicht komplett durch spezifische Aufnahmeparametern kompensiert werden kann. Die Kontrastdämpfung durch atmosphärische Einflüsse kann aufgrund der geringen Distanzen (maximal 400 m) zwischen Objekt und Sensor vernachlässigt werden.

Die Bildqualität bedingt eine hohe geometrische Auflösung (GSD) und hängt noch viel mehr von einer zweiten Komponente, dem Kontrastauflösungsvermögen ab (Greiwe und Gehrke, 2013b).

Ein hohes Kontrastvermögen sorgt für die Abgrenzung von hell und dunkel selbst bei feinen Strukturen, und die Qualitätsunterschiede sind auf die Sensorbeschaffenheit, die Belichtungszeit, die ISO-Empfindlichkeit sowie die Blende zurückzuführen (Greiwe und Gehrke, 2013b; Cramer und Leinss, 2016). Höhere Belichtungszeiten können durch Flugbewegung und Vibration des Sensorträgers zu Bewegungsunschärfe und bei geringeren Lichtverhältnissen zu unterbelichteten Bildern führen. Bei Aufnahmen mit kleiner Blende mittels Kleinbildkameras kommt es zu einem radialen Bildschärfeabfall zum Rand hin (Randunschärfe), bei dem das Kontrastaufklärungsvermögen um bis zu 50 % geringer sein kann (Greiwe und Gehrke, 2013a). Bei geringer Belichtung wie an bewölkten Tagen, in Schattenbereichen sowie kurz nach Sonnenaufgang oder vor Sonnenuntergang ist es sinnvoll die ISO hoch zusetzen, allerdings führt dies zu einem höheren Farbrauschen, vor allem in dunkleren Bereichen der Aufnahme und zu einem bis zu 50 % geringeren Kontrastaufklärungsvermögen (Greiwe und Gehrke, 2013b).

Basierend auf dem Beispiel der 3D-Punktwolken in **Abbildung 5.7** sind die verwendeten Kameraeinstellungen für die Bildsequenzen vom 01.06.2010 und 02.06.2010 in **Abbildung 5.8** sowie exemplarisch ein repräsentatives UAV-basiertes Luftbild aus den entsprechenden Bildsequenzen mit sehr ähnlichen Bildmaßstab zur Visualisierung der Bildqualität bzw. des Kontrastaufklärungsvermögens in **Abbildung 5.9** dargestellt. Die Kameraeinstellungen sind mit Ausnahme der Belichtungszeit konstant. Beide exemplarische Luftbilder wurden um die Mittagszeit aufgenommen. Am 01.06.2010 war es sehr sonnig, während es am 02.06.2010 deutlich mehr Wolken gab, wodurch die Aufnahme vom 02.06.2010 378 ms länger belichtet wurde (**Tab. 5.6**). Das Luftbild vom 02.06.2010 (**Abb. 5.9a**) weist eine deutliche Bildunschärfe und folglich ein geringeres Kontrastaufklärungsvermögen gegenüber dem Luftbild vom 01.06.2010 (**Abb. 5.9b**) auf. Dies ist auf die Bewegungsunschärfe aufgrund der längeren Belichtungszeit zurückzuführen. Rosnell und Honkavaara (2012) kommen durch ihre Experimente ebenfalls zu dem Ergebnis, dass die Belichtungszeit nicht mehr als 1/2.000 s betragen sollte. Beide Luftbilder weisen ein erkennbares Bildrauschen, Vignettierung und einen Bildschärfeabfall zu den Rändern auf.

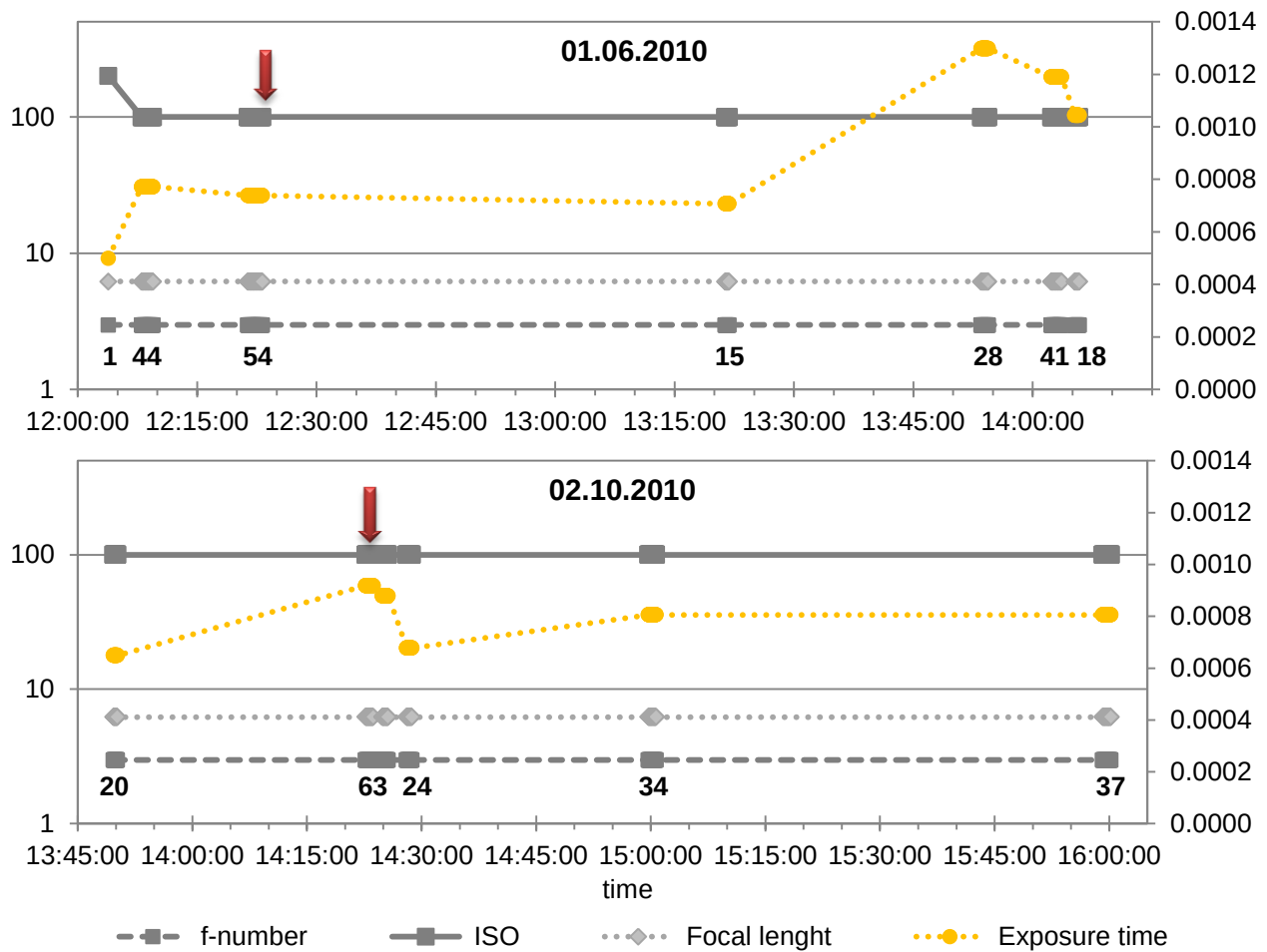


Abb. 5.8: Verwendete Kameraeinstellung für die Bildsequenzen vom 01.06.2010 und 02.06.2010 aus denen die 3D-Punktwolken von dem Beispiel in Abb. 5.7 erstellt wurden in der zeitliche Abfolge der einzelnen Bfliegungen mit Anzahl der Bildern (schwarze Zahlen).

Tab. 5.6: Aufnahmeparameter für die zwei repräsentativen UAV-basierten Luftbilder vom 01.06. und 02.06.2010 in Abb. 5.9.

UAV-basiertes Luftbild	01.06.2010	02.06.2010
Aufnahmeuhrzeit	12:21	14:22
Blendenzahl	F/2,8	F/2,8
Belichtungszeit	1/1.353 s	1/1.089 s
ISO	100	100
Brennweite	6 mm	6 mm
Max. Blende	2,866	2,866

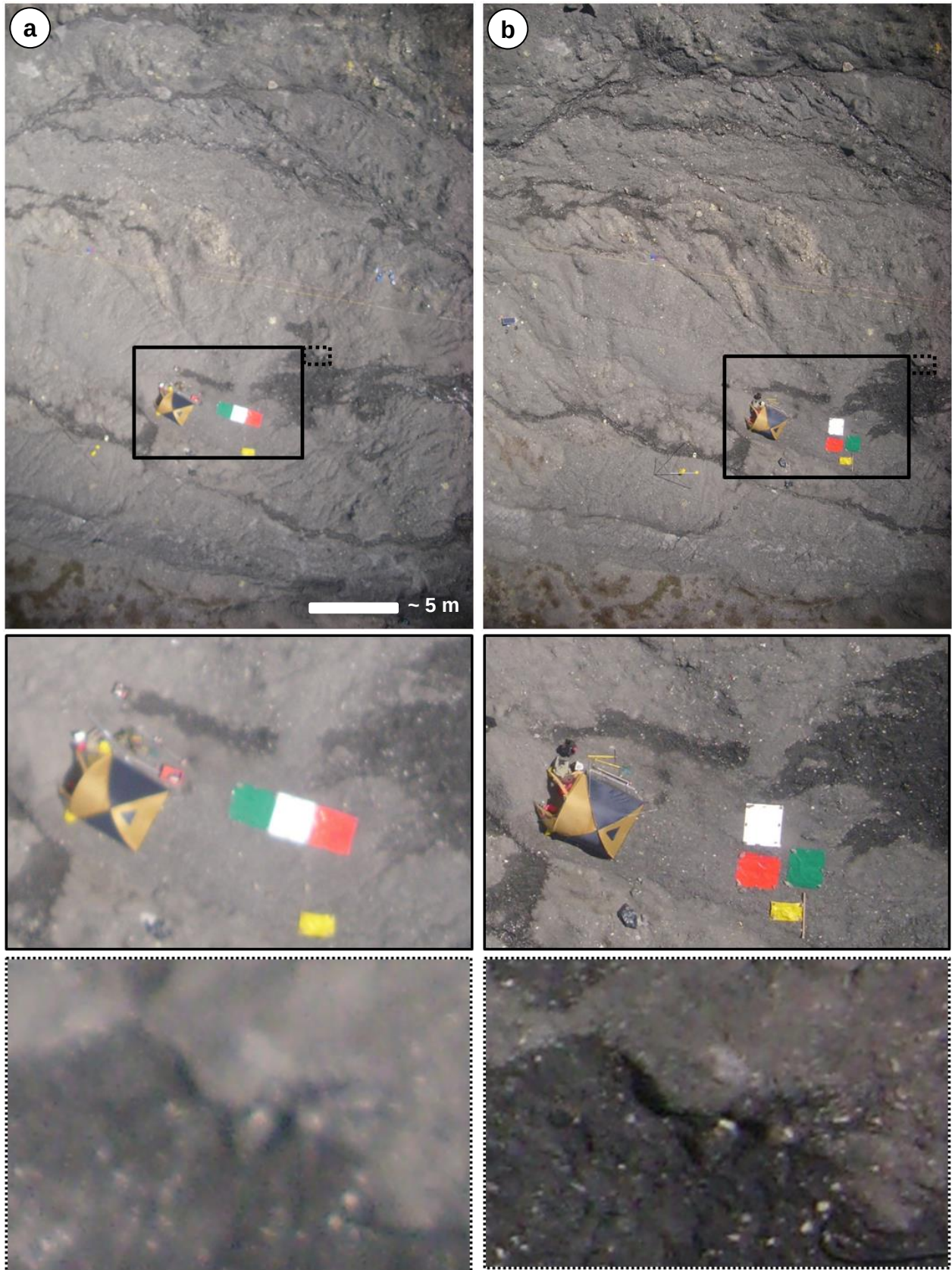


Abb. 5.9: UAV-Luftbild aus dem Datensatz vom 02.06.2010 (a) und 01.06.2010 (b) repräsentativ für die jeweilige Bildsequenz mit dem dargestellten Bereich von Abb. 5.7 zur Verdeutlichung des Kontrastauflösungsvermögens. (b) weist eine deutlich höhere Bildschärfe gegenüber (a) auf. In den unteren Details ist das vorhandene Bildrauschen zu erkennen.

Ein weiteres Qualitätsmerkmal ist die Punktdichte. Diese ist abhängig von der Struktur und Textur in den Aufnahmen, der Bildauflösung aber auch von der Größe und Häufigkeit des Überlappungsbereichs der Bildsets. Dies veranschaulicht das Beispiel der 3D-Punktwolke vom 23.07.2010 aus insgesamt 168 Luftbildern in **Abbildung 5.10**. In **Abbildung 5.11** ist die dazugehörige Punktdichte und die Aufnahmeposition kodiert mit der GSD dargestellt. Die Bereiche an der gekreuzten Rissstruktur, am herausragenden östlichen Festgesteinskamm sowie im südwestlichen Teil des Messgebietes weisen, mit mehr als 500 Punkte pro 0,5 m², eine sehr hohe Punktdichte auf. In Bereichen erhöhter Punktdichte, wie im Umfeld der gekreuzten Rissstruktur und westlich des Festgesteinskamms, gibt es deutlich mehr und aus geringerer Flughöhe aufgenommene Luftbilder. Im Vergleich zu dem traditionellen Bildverband sollte der Überlappungsbereich mindestens 80 - 90 % für gute Ergebnisse mit SfM-MVS aufweisen (Rosnell und Honkavaara, 2012). Ein vergleichbarer Effekt ergibt sich durch die Verringerung der Bildgröße, auch wenn mehr Bilder in das Matching eingehen, wie es **Abbildung 5.12** verdeutlicht.

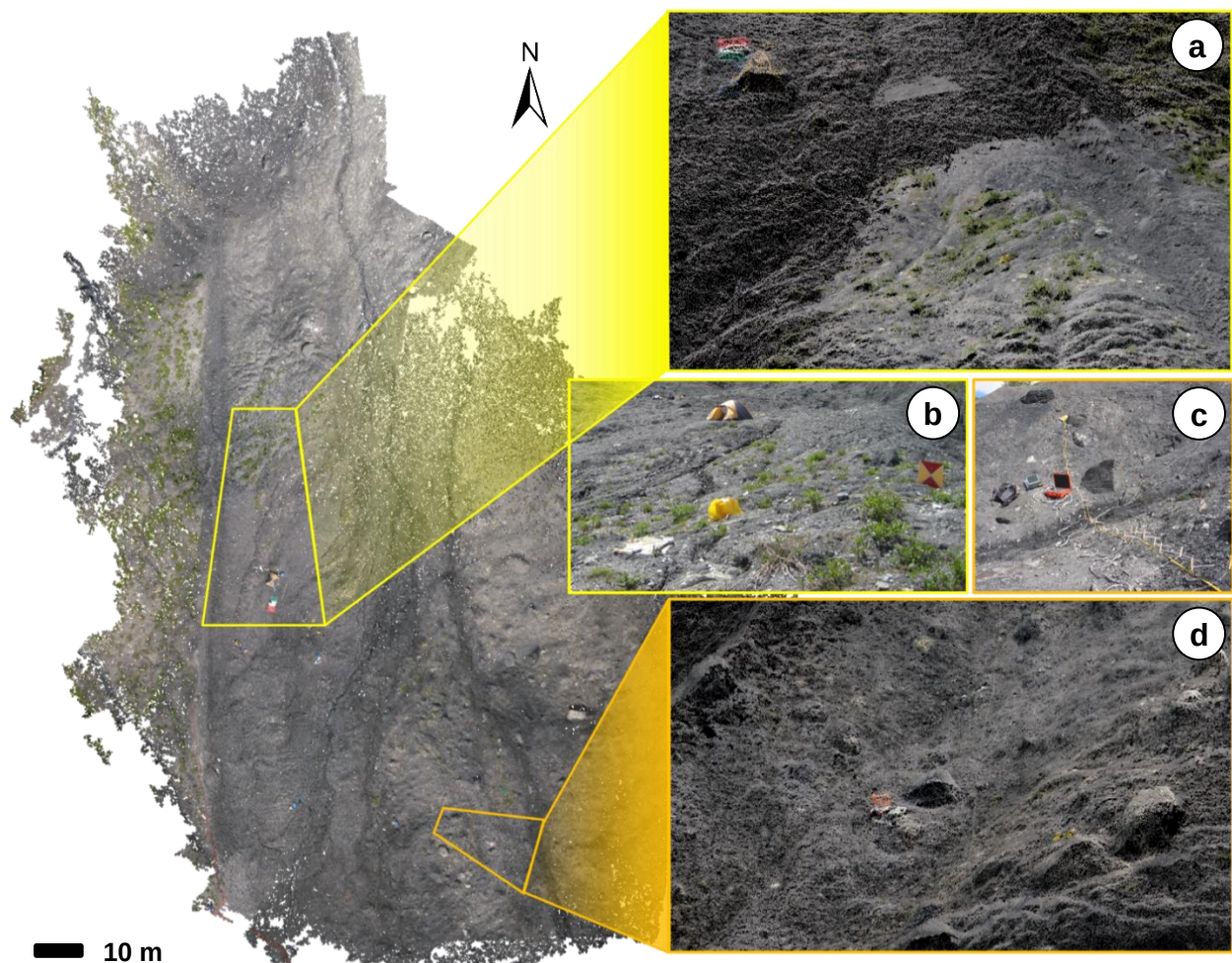


Abb. 5.10: UAV-basierte 3D-Punktwolke vom 23.07.2010 mit Bildausschnitten (a), (d) sowie den entsprechenden terrestrischen Bildaufnahmen zur Veranschaulichung (b), (c).

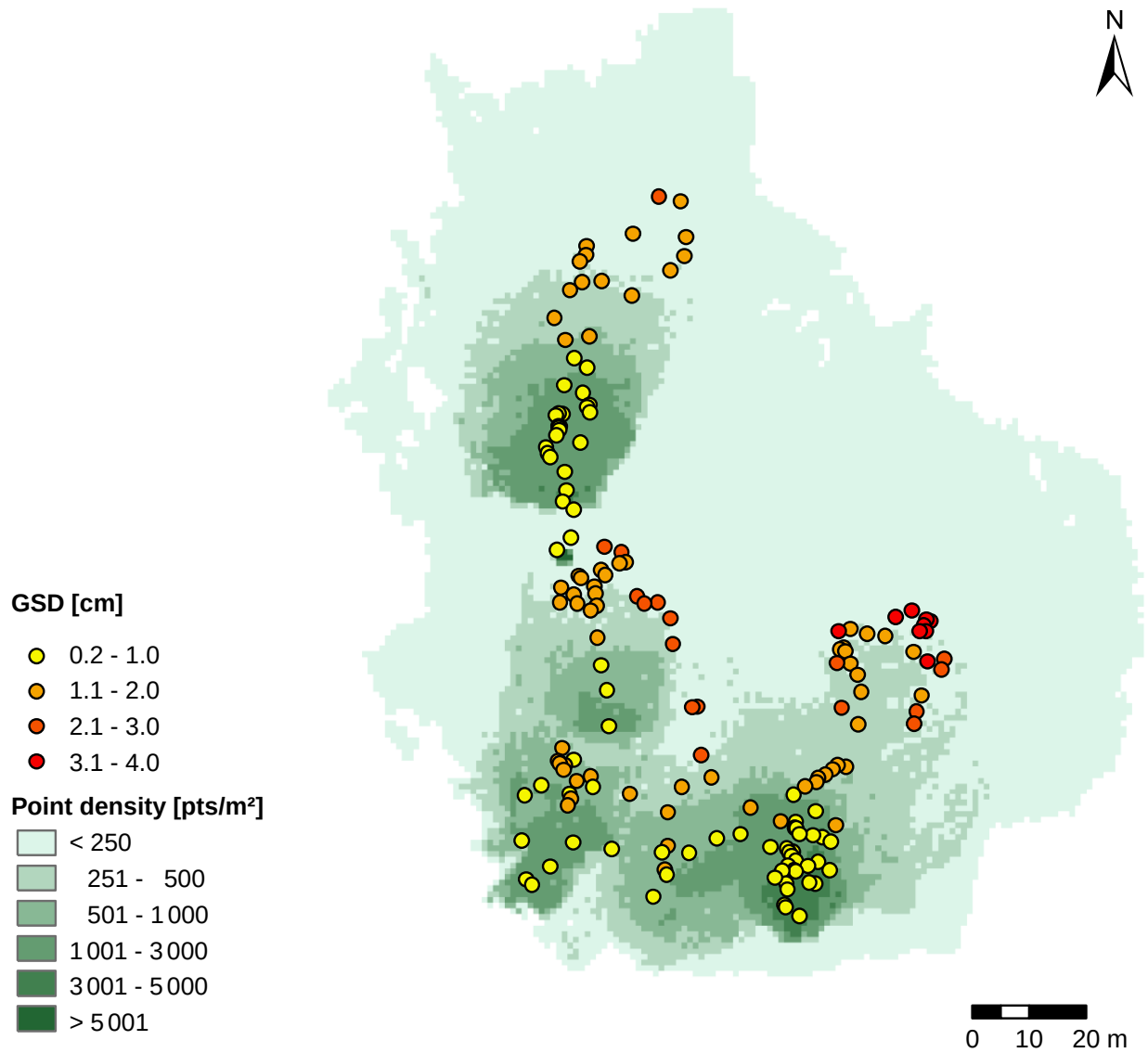


Abb. 5.11: Punktdichte der 3D-Punktwolke vom 23.07.2010 pro m² und die Aufnahmeposition kodiert mit der GSD.

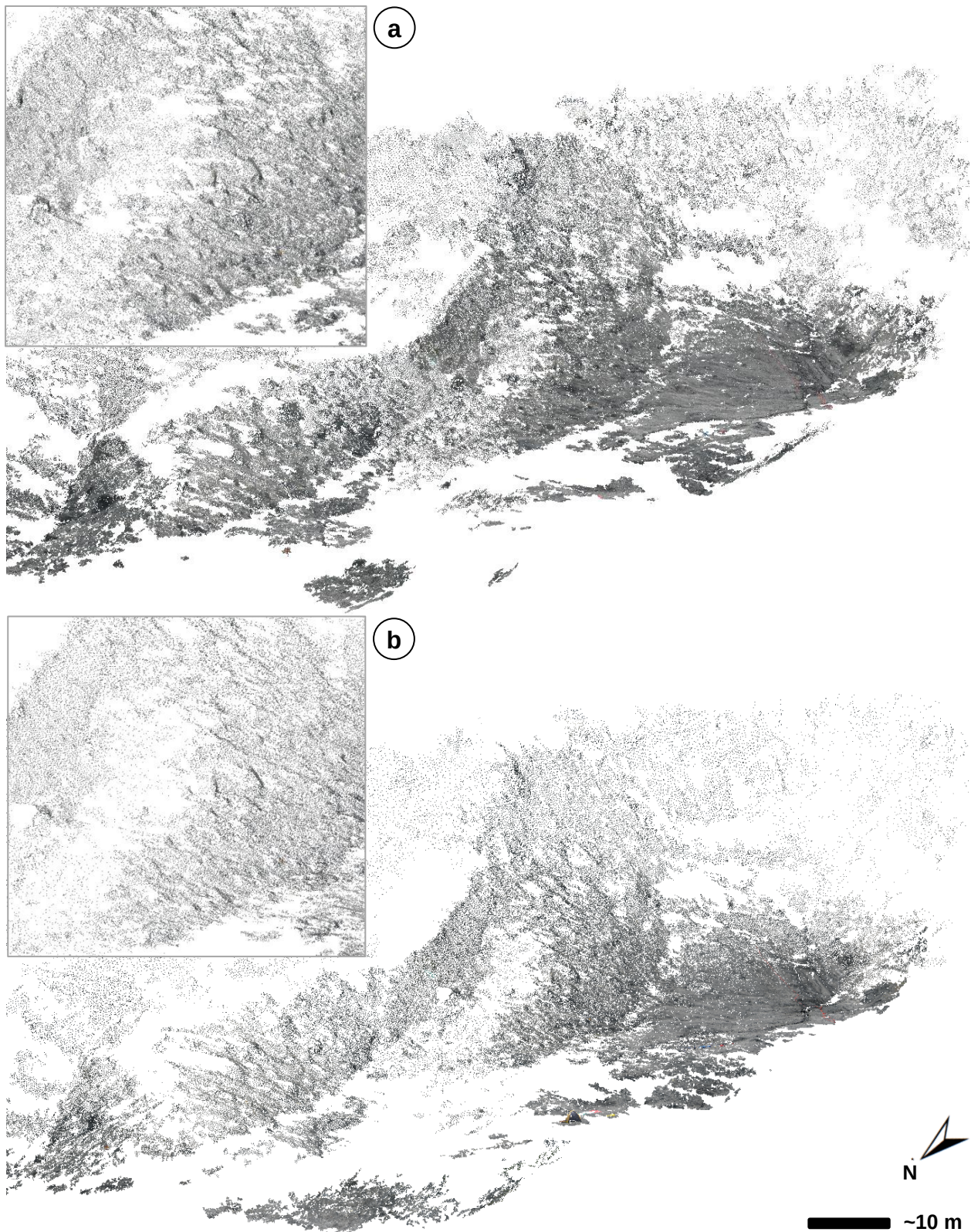


Abb. 5.12: 3D-Punktwolke aus (a) 134 terrestrischen Bildern (in Richtung S und O aufgenommen) von 05.06.2010 und (b) 314 terrestrischen Bildern (in Richtung S und O aufgenommen) von 03.06. - 06.06.2010 welche um 60 % verkleinert wurden.

Das Beispiel vom 01.06.2010 und 02.06.2010 zeigt welche wichtige Rolle die Bildqualität für die Rekonstruktion von 3D-Punktwolken spielt. Die Bildqualität wird von vielen Faktoren und Interaktionen beeinflusst. Je geringer das Kontrastauflösungsvermögen innerhalb des Bildsets und je geringer die Anzahl und Fläche an Überlappungsbereichen, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit einer Fehlzuordnung und geringer Matches, was zu einer spärlichen und/oder verrauschten 3D-Punktwolke führt.

Im Vergleich zu der Prozessierung mit UAV-basierten Luftbildern gibt es bei der Prozessierung mit terrestrischen Bildern einige Punkte zu beachten. Ein wesentlicher Unterschied ist in der Regel die deutlich höhere Varianz der Objektiefe bei Schrägaufnahmen oder geneigten Ebenen. Die unterschiedlichen Aufnahmeentfernungen können dazu führen, dass der vorderste und/oder hinterste Bereich unscharf abgebildet wird (Tiefenschärfe). Des Weiteren ergibt sich dadurch ein sehr stark variierendes Kontrastauflösungsvermögen innerhalb eines Bildes.

Für eine 3D-Rekonstruktion mit hoher Güte ist es erforderlich, dass Objektmerkmale in mindestens drei Bildern aus einer sehr ähnlichen Perspektive für den Match-Prozess sichtbar sind. Jedoch ist dies je nach Geländere relief nicht immer bei der Datenakquise für alle Bereiche zu bewerkstelligen. Diese Punkte können die Bildqualität mindern und folglich zu einer verrauschteren 3D-Punktwolke führen. Die Reihenfolge der Bilder für den SfM-Prozess ist bei terrestrischen Aufnahmen ebenfalls entscheidend. In Abhängigkeit der Bildreihenfolge kann eine unterschiedliche Anzahl an Bildern resultieren, die durch einen positiven Match im SfM-MVS-Prozess zugeordnet werden. Es empfiehlt sich, anfangs eine Sequenz zu wählen, die einen ähnlichen Bildausschnitt zeigt und eine grobe Übersicht über die gesamte Szene wiedergibt. Im Fall, dass wenig oder keine Bilder zugeordnet werden können, ist es ratsam systematisch die Bildreihenfolge zu variieren.

Im Vergleich zu den UAV-basierten 3D-Punktwolken wiesen die 3D-Punktwolken aus terrestrischen Bildern häufiger fehlzugeordnete Cluster von Punkten auf (**Abb. 5.13**). Diese können mittels einer entsprechenden Software, wie z.B. 3DReshaper (Technodigit, 2017) oder MeshLab (Cignoni *et al.*, 2008) bereinigt werden durch interaktive Segmentierung und Eliminierung oder Filterung. Ein weiterer Nachteil sind die durch das Relief erzeugten Schattenbereiche, die zu Datenlücken in der 3D-Punktwolke führen.

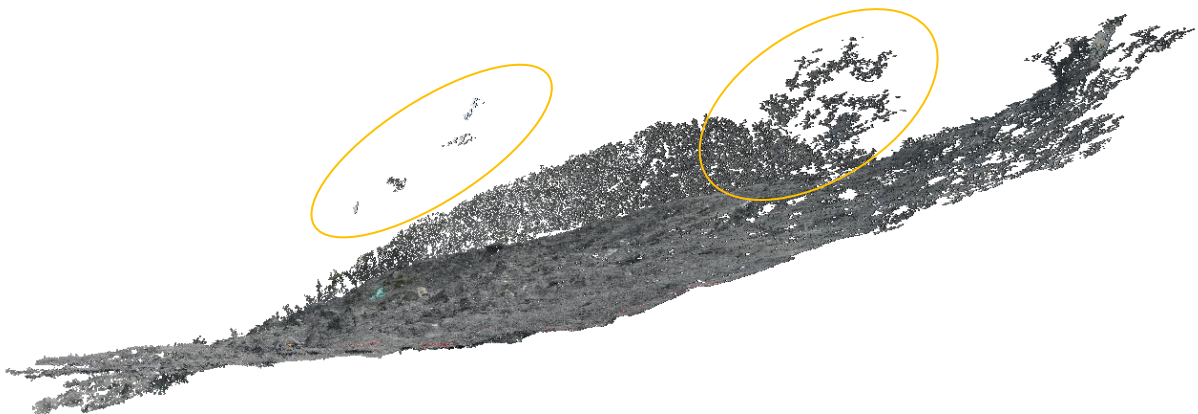


Abb. 5.13: 3D-Punktwolke mit fehlzugeordneten Clustern aus den terrestrischen Bildern vom 06.06.2010.

Für die Überprüfung und die Beurteilung der Lagegenauigkeit der aus den SfM-MVS-Algorithmen generierten 3D-Punktwolken wurde der Abstand in z-Richtung zwischen der photogrammetrischen und TLS-basierten 3D-Punktwolke mit der Software 3DReshaper bestimmt. Zuvor wurden die 3D-Punktwolken jedoch gefiltert. Bei der Differenzermittlung wurden zwischen 150.000 und 350.000 Punkte von der UAV-basierten 3D-Punktwolke und 130.000 und 460.000 Punkte für die terrestrischen Bilder mit der TLS-basierten DGM verglichen (**Abb. 5.14**). Der RMS beträgt zwischen 8 - 17 cm und der Mittelwert ist 11 cm. Der Verschiebung die für diesen Zeitraum (28.05. - 08.06.2010) mittels des permanenten dGNSS ermittelt wurde, ist geringer als 2,5 cm (vergleiche **Abb. 4.7**, S. 88). Folglich werden die Punktabweichungen primär von Prozessierungsfehler hervorgerufen und nicht durch die Hangbewegung selbst. Folglich sind die Lageabweichungen für eine Verschiebungsanalyse für diesen Zeitraum viel zu hoch.

James und Robson (2012) folgern aus ihren Untersuchungen mit Bundler und PMVS2, dass ein Genauigkeitsverhältnis von Koordinatengenauigkeit zur Aufnahmedistanz von 1:1.000 erreicht werden kann. Am Beispiel der Daten vom 23.07.2010 betrug die Flughöhe zwischen 7 m und 125 m und die durchschnittliche Flughöhe 45 m. Daraus resultiert eine Koordinatengenauigkeit zwischen 0,7 - 12,5 cm bzw. eine durchschnittliche Koordinatengenauigkeit von 4,5 cm. Der ermittelte RMS und die Standartabweichung betrug für diesen Datensatz $13,8 \pm 13,7$ cm. Folglich ist die ermittelte Lageabweichung für diese Daten etwa 3-mal höher.

Die resultierenden räumlichen Lageabweichungskarten in z-Richtung weisen räumliche zufällige Differenzen sowie Aufwölbungen und Senkungen der Abweichungen auf, obwohl das gleiche Equipment, die gleichen Softwareparameter und ähnliche Aufnahmebedingungen herrschten. Die Beobachtungen implizieren, dass die Abweichungen durch die Bildqualität (Bildschärfe, Bildbelichtung etc.) der einzelnen Bildern in einer Sequenz und relative Orientierung der Einzelbilder zueinander verursacht werden.

Solche Abweichungsmuster und Aufwölbungen wurden auch von Neitzel und Klonowski (2011) und Rosnell und Honkavaara (2012), die das gleiche Bildmaterial mit verschiedenen Softwarepaketen prozessierten, beschrieben. Sie führen diese Effekte in den Ergebnissen auf die Software zurück. Andere Forscherteams berichten, dass die Abweichungen häufig mit einer schlechten Bestimmung der inneren Kamerakalibrierungsparameter für große Bildsequenzen zusammenhängen, die zu einer Drift der Parameter entlang der Fotografiersequenz führen (Snavely *et al.*, 2006; James und Robson, 2012; Verhoeven *et al.*, 2012). Diese mögliche Drift in den abgeleiteten Kamera- und Punktpositionen kann vermieden werden durch Zugabe von einigen absoluten äußeren Kameraorientierungsparameter oder GCP (Snavely *et al.*, 2006).

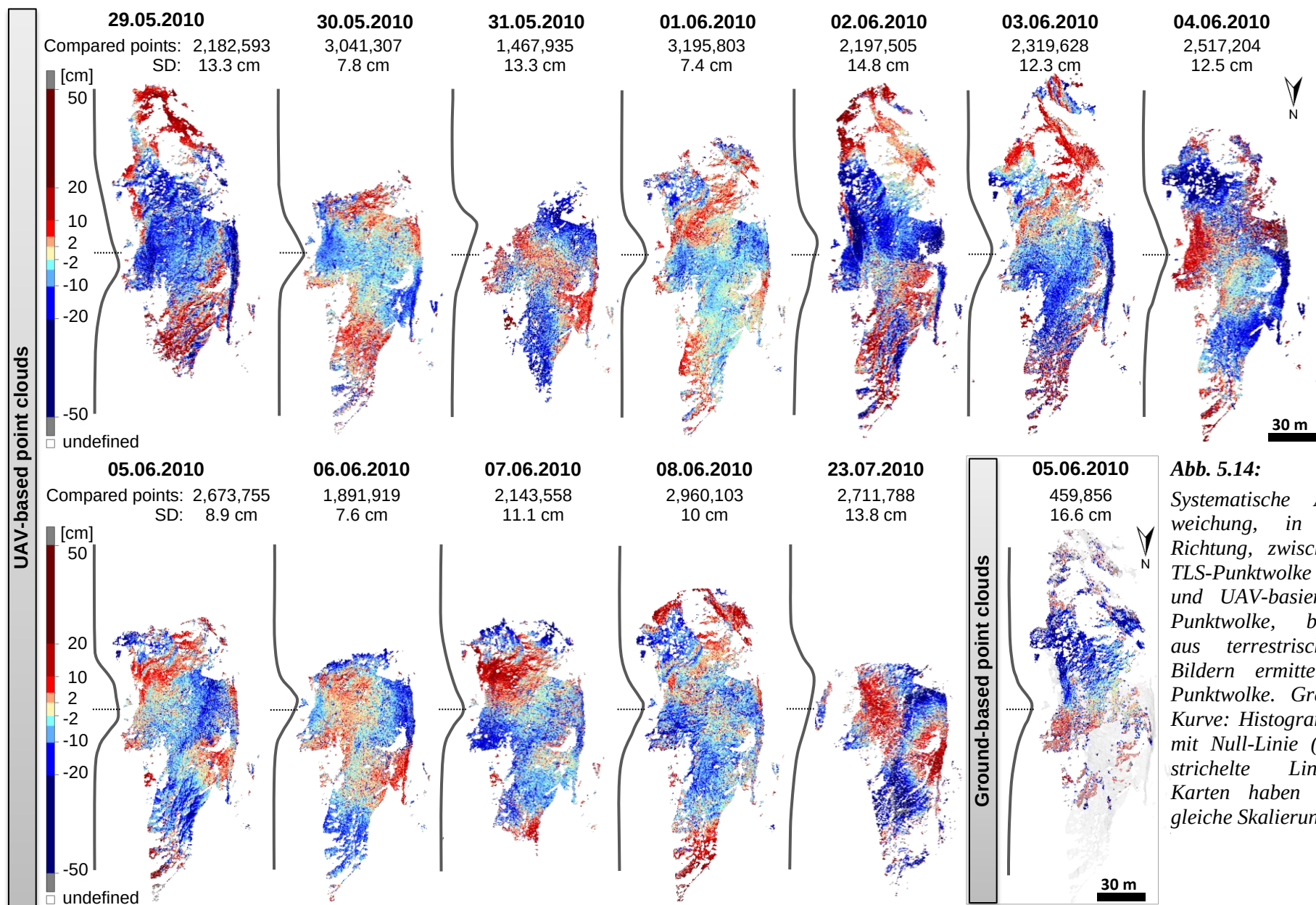


Abb. 5.14:
Systematische Abweichung, in z-Richtung, zwischen TLS-Punktwolke und UAV-basierter Punktwolke, bzw. aus terrestrischen Bildern ermittelter Punktwolke. Graue Kurve: Histogramm mit Null-Linie (gestrichelte Linie). Karten haben die gleiche Skalierung.

5.5 AKTUELLER STAND UND AUSBLICK ZU GENAUIGKEITSSTEIGERUNG DER 3D-PUNKTWOLKEN

Inzwischen verfügen viele UAV-Sensorträger über einen Ein-Frequenz-RTK-GNSS-Empfänger, wodurch die Position bis auf 3 - 5 m bestimmt werden kann (Przybilla *et al.*, 2015). Dies ermöglicht einen Bildflugplan wie bei der klassischen Luftbildaufnahme zur Gewinnung eines Luftbildblocks (Standard: ~60 % Längs- und ~25 % Querüberdeckung) für die Bündelblockausgleichung (Areotriangulation) als auch die Bereitstellung der Positionsparameter als Näherungswerte für die äußere Orientierung für eine direkte Georeferenzierung. Noch vor 5 Jahren lagen die Schwierigkeiten bei dem Gewicht der High-End-Navigationssysteme, das limitiert war durch die Nutzlast der UAVs sowie bei der geringen Genauigkeit der Positionsdaten (maximal 3 - 5 m) (Remondino, 2011; Turner *et al.*, 2012). Durch die zukünftige Etablierung von RTK-fähigen Zwei-Frequenz-GNSS-Systemen bei der UAV-Datenerfassung könnten die Genauigkeit der Parameter für die äußere Orientierung weiter gesteigert werden (Bäumker *et al.*, 2013; Przybilla *et al.*, 2015; Colomina und Molina, 2014).

Die Bündelblockausgleichung steigert allgemein die Genauigkeit der 3D-Punktwolken (Rosnell und Honkavaara, 2012; Haala *et al.*, 2013) und durch einen Kreuzverband kann diese weiter gesteigert werden und gleichzeitig kann der örtliche Aufwand der Passpunktbestimmung verringert werden (Przybilla *et al.*, 2015). Durch spezielle photogrammetrische Software ist es möglich eine Abweichung zu erreichen die der GSD entspricht (Haala *et al.*, 2013).

Ein weiterer wichtiger Punkt für eine Genauigkeitssteigerung ist die Kamera selbst sowie dessen Fixierung an der Trägerplattform. Die Bildqualität ist ein wichtiger Faktor und hängt folglich vom Kameramodell ab (Rosnell und Honkavaara, 2012; Haala *et al.*, 2013). Die Vermeidung von Vibrationen ermöglicht schärfere Aufnahmen. Welche wichtige Rolle die Bildqualität für die Konstruktion von sehr präzise 3D-Punktwolken spielt wurde im vorherigen Abschnitt erläutert. Ebenfalls belegen dies viele Studien z.B. Rosnell und Honkavaara (2012) und Cramer und Leinss, 2016. Cramer und Leinss (2016) wiesen nach, dass das Rauschen der 3D-Punktwolke in homogenen Flächen um einen Faktor 2 verringert werden kann.

Aktuell gibt es die Entwicklung von metrischen Luftbildkameras für UAVs, die sich an den Anforderungen konventioneller Luftbildkamerasysteme orientieren und eine klassische photogrammetrische Auswertung gestatten (Kraft *et al.*, 2016; Brauchle *et al.*, 2014).

5.6 HERSTELLUNG VON ORTHOPHOTOS UND MOSAIKBILDUNG

Die Bildaufnahmen enthalten projektive und perspektive Verzerrungen sowie optische Verzeichnungen, die im Aufnahmeverfahren und -system selbst liegen können oder durch das Relief sowie durch Flugbewegungen (Rotation der Kamera) verursacht werden. Die optische Verzeichnung, ein systematischer Bildfehler, ist ein Abbildungsfehler durch Objektive, der zu Abweichungen gegenüber dem mathematischen Modell der Zentralperspektive führt (Rüger *et al.*, 1987). Die projektive Verzerrung wird durch die Neigung der Kamera von der Lotrechten, wie es bei

Schrägaufnahmen der Fall ist, verursacht, während hingegen die perspektivische Verzerrung durch Geländehöhenunterschiede verursacht werden. Diese Verzerrungen insgesamt haben zur Folge, dass der Maßstab in verschiedenen Richtungen innerhalb der Bildebene unterschiedlich ist. Diese sind zum einen abhängig von der Objektivverzeichnung und zum anderen von der Geländehöhe, der Geländeneigung und der Kameraorientierung. Um diese Verzerrungen zu kompensieren und ein geometrisch korrektes Bild, ein Orthophoto, zu erhalten ist eine Entzerrung erforderlich (Löffler *et al.*, 2005). Die Objektivverzeichnung wird in diesen Arbeiten bereits mittels Bundler (Snavely *et al.*, 2006) korrigiert. Bundler rechnet die radialsymmetrische Verzeichnung aus den Aufnahmen heraus, die den Hauptanteil der optischen Verzeichnung ausmacht. Durch die Entzerrung wird ein Luftbild so umgeformt, dass es geometrisch die Eigenschaften einer Karte, also senkrechte Parallelprojektion und folglich einen identischen Bildmaßstab aufweist. Die projektiven Effekte kann man durch die Kenntnis der Orientierungsparameter (innere und äußere Orientierung) oder durch die Projektivtransformation beseitigen. Perspektivische Effekte können nur mittels eines digitalen Geländemodells (DGM) durch differentielle Entzerrung korrigiert werden (Rüger *et al.*, 1987). Die differentielle Entzerrung, die auf den Kollinearitätsgleichungen (Luhmann, 2010) beruht, erfolgt mit einem Skript von Niethammer (2013), dass auf die ermittelten Parameter der inneren und äußeren Orientierung aus Bundler zurückgreift. Aufgrund der stark variierenden Abdeckung des Messgebietes und der Qualität der 3D-Punktwolken und der Lageabweichen zwischen 8 - 17 cm wurde ein Referenz-DGM aus der 3D-Punktwolke vom 30.05.2010, charakterisiert durch eine große Abdeckung und gute Qualität, und der TLS1-Punktwolke erstellt. Dieses wurde gefiltert und auf eine geometrische Auflösung von 2 cm interpoliert. Die geometrische Auflösung (GSD) des DGMs gibt die Auflösung der Orthophotos vor. Eine noch höhere Auflösung gestaltete sich für die Handhabung (Speicherplatz und Rechenzeit) als zu aufwendig. Das Referenz-DGM hat eine Datengröße von 3,91 GB. Im Vergleich weist das DGM mit 0,8 cm eine Datengröße von ~24 GB und eines mit 0,5 cm von ~63 GB auf. Das DGM mit 2 cm GSD wurde für alle differentiellen Entzerrungen für die einzelnen Tage herangezogen.

Bei der Mosaikbildung werden mehrere Einzelbilder zu einem Gesamtbild vereinigt. Um ein homogenes Mosaik zu erhalten, müssen die Einzelbilder korrekt entzerrt vorliegen und radiometrisch korrigiert werden. Durch die radiometrische Korrektur werden die Helligkeits-, Kontrast- und Farbunterschiede zwischen den Einzelbildern weitgehend beseitigt. Allerdings führen unterschiedliche Kontraste und Bildunschärfen bei der Mosaikbildung in einigen Übergangsbereichen zu fleckenhaften Bildartefakten. Die Mosaikbildung wurde mit einer Software build-mosaic (Niethammer, 2013) durchgeführt. In **Abbildung 5.15** sind alle 40 erstellten Orthophotomosaik mit 2 cm GSD zusammengestellt. Die Qualität und die Abdeckung variieren stark, was auf die Wetterverhältnisse, wie starke Niederschläge oder Winde vor allem in der mittleren Periode des Messzeitraums sowie der Erfahrung der Piloten zurückzuführen ist.



Abb. 5.15: Übersicht aller 40 erstellten Orthophotomosaik mit 2 cm GSD.

5.7 ANALYSE DER ORTHOPHOTOMOSAIKE UND TERRESTRISCHEN BILDER 2010

Die hochauflösenden Luftbilder sowie Orthophotomosaik (UAV) mit 2 cm GSD als auch terrestrischen Bilder (TB) können für die oberflächliche Dokumentation und Analyse für die Entwicklung von Rissstrukturen, Durchfeuchtungsänderungen des oberflächlichen Hangmaterials, Erosion, Umlagerung und Sedimentation herangezogen werden. Orthophotomosaik ermöglichen eine gute Übersicht und einen einfachen multitemporalen Vergleich von Teilgebieten, jedoch sind öfter aufgrund des Resampling und des Mosaiking Bereiche unscharf oder nicht so hochaufgelöst wie die Originalluftbilder. In diesem Fall wurden die nicht entzerrten Luftbilder, die zum Teil eine geometrische Auflösung von bis zu 2 mm aufwiesen herangezogen. Einige Beispiele und Abbildungen sind in anderen Kapiteln direkt mit der Verlinkung zur rutschungsinduzierten Seismizität untergebracht und werden in folgenden Abschnitten nur referenziert.

5.7.1 Abtragungs- und Sedimentationsprozesse

Während des Messzeitraums ereigneten sich drei markante Ereignisse von Abtragungs- und Sedimentationsprozessen in der Periode 2 am 15./16.06., 26./27.06. und 01./02.07.2010. Letzteres war das intensivste. Bei diesen Ereignissen handelte es sich nicht um Denudation, da sich die Anordnung von kleinen Steinen nicht veränderte (**Abb. 5.16**). Diese drei Ereignisse führten lokal zur Erosion und Umlagerung von feinkörnigem Sediment bis zu cm - dm großen Steinen in den Ent-

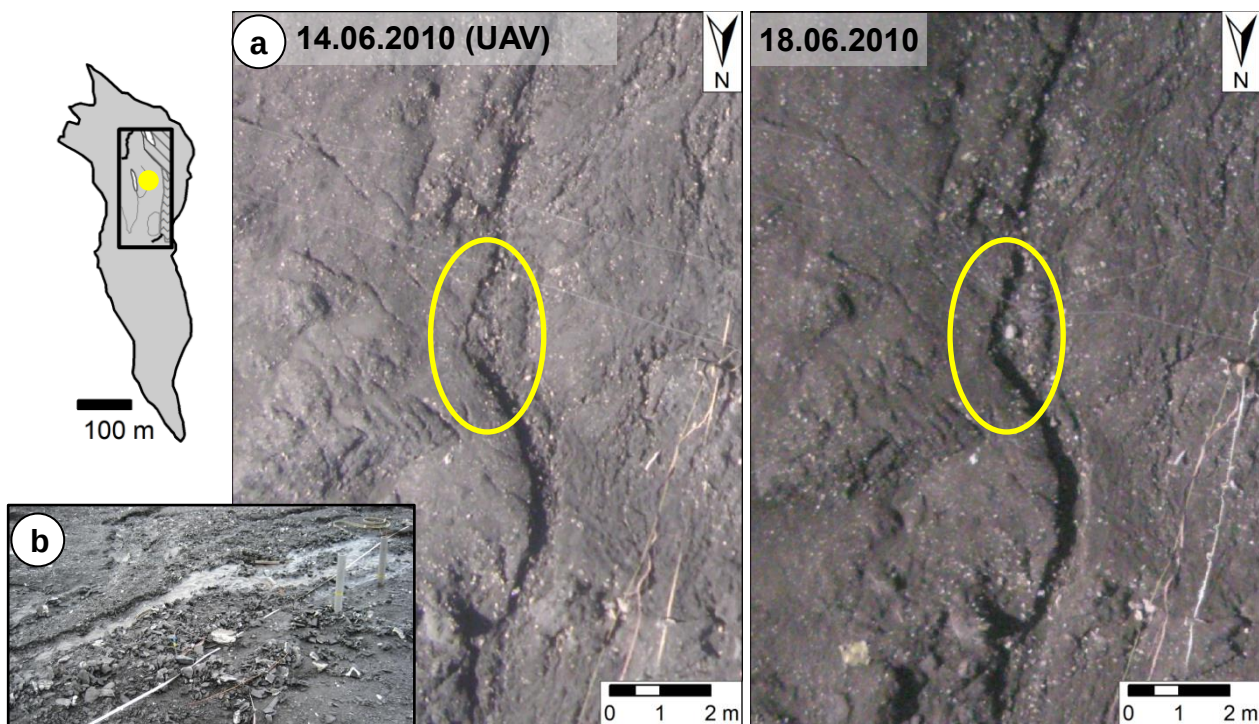


Abb. 5.16: (a) Erosive Vertiefung einer ~50 cm breiten Entwässerungsrinne und Umlagerung von Sediment. Zum Teil wurden ebenfalls die Kabel transportiert und zusedimentiert. Bei dem ~20 cm Stein ist unklar ob er freigelegt oder transportiert wurde. (b) Terrestrisches Bild von der Rinne im südlichen Messbereich zur Veranschaulichung.

wässerungsrinnen, die sich vertieften und verbreiterten (**Abb. 5.16, Abb. 5.19**). Ferner kam es auch zur Umlagerung metergroßer Gesteinsblöcke in den lateralen Abflussrinnen, welche die Rutschung begrenzen (**Abb. 7.8 IX**, S. 225). Die Erfassung der Umlagerung von Sediment ist infolge der verursachten Seismizität eine wichtige Informationsquelle zur Verifizierung von seismischen Signaltypen. Im Messbereich wurden auch die Kabel und die Elektroden der ERT teilweise umgelagert und zusedimentiert. Zugleich entwickelten sich neue Erosionsrillen und -rinnen, die sich oft auch entlang der Schwächezonen von Rissen orientierten, wie in **Abbildung 5.17** im Bereich der westlichen Scherzone zu sehen ist. Bei diesen Abtragungs- und Umlagerungserignissen wurden zudem flächendeckend viele der offenen Risse verfüllt, worauf im nächsten Abschnitt kurz eingegangen wird

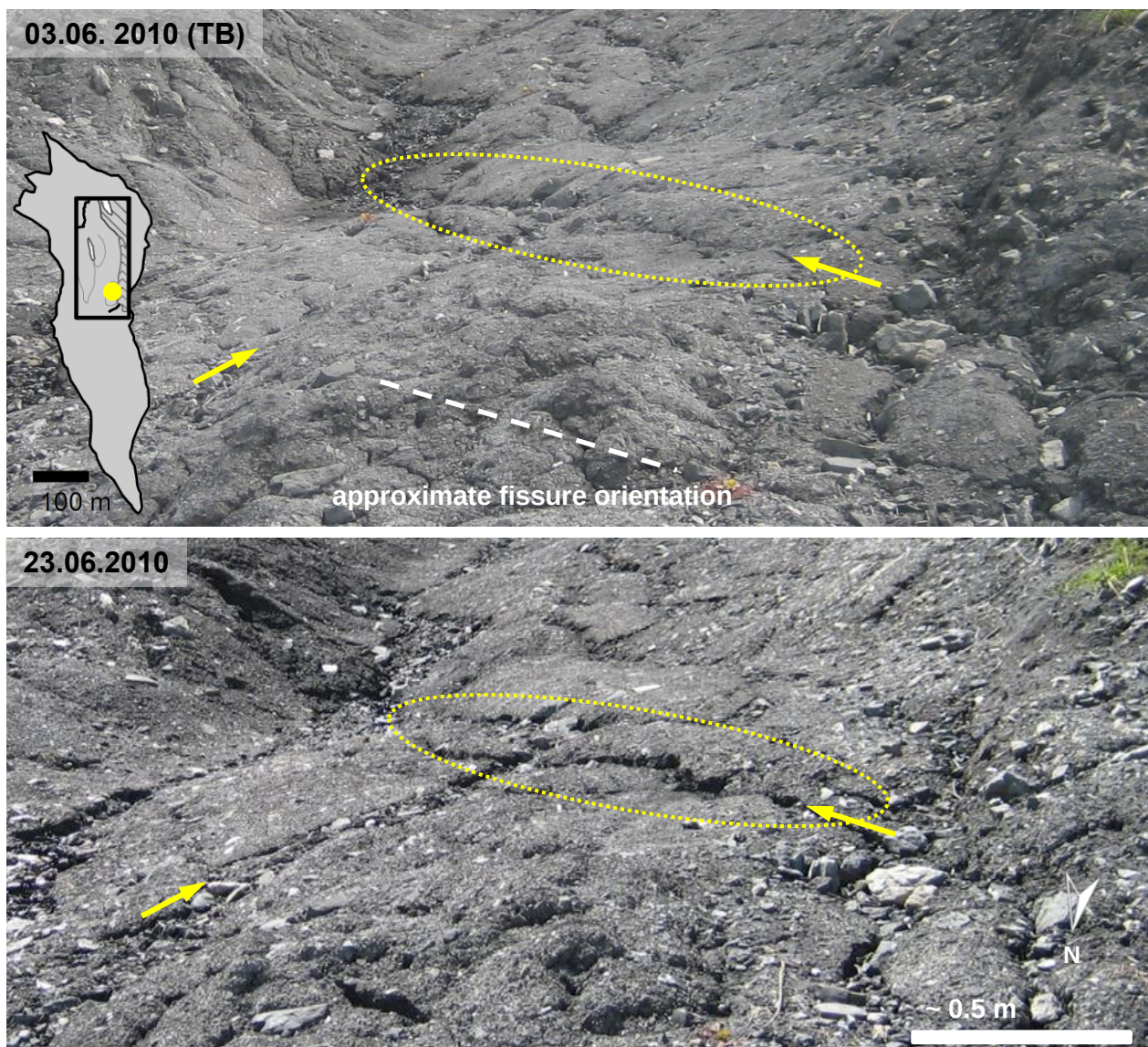


Abb. 5.17: Exemplarisches Beispiel innerhalb der westlichen Scherzone für erosive Rillen und Rinnen (gelbe Pfeile), die sich auch entlang von Rissen orientieren (Bildszene ~3 m).

Der nordöstliche, an den östlichen freiliegenden Festgesteinskamm angrenzende Bereich ist charakterisiert durch eine hohe Kinematik von 0,8 - 1,8 cm/Tag (siehe Abschnitt 4.2.3). Am nördlichen Ende dieses Bereichs bildete sich eine Sedimentzunge aus, die während des Messzeitraums mit durchschnittlich 1,3 cm/Tag propagierte (**Abb. 5.18**). Eine deutliche Veränderung ist zwischen dem 12.06.2010 und 20.06.2010 erkennbar, in der größere Teile von der Sedimentzunge abbrachen. Zudem ist eine oberflächliche Sedimentation erkennbar, welche ebenfalls zur Verfüllung der mm - cm breiten Risse führte.

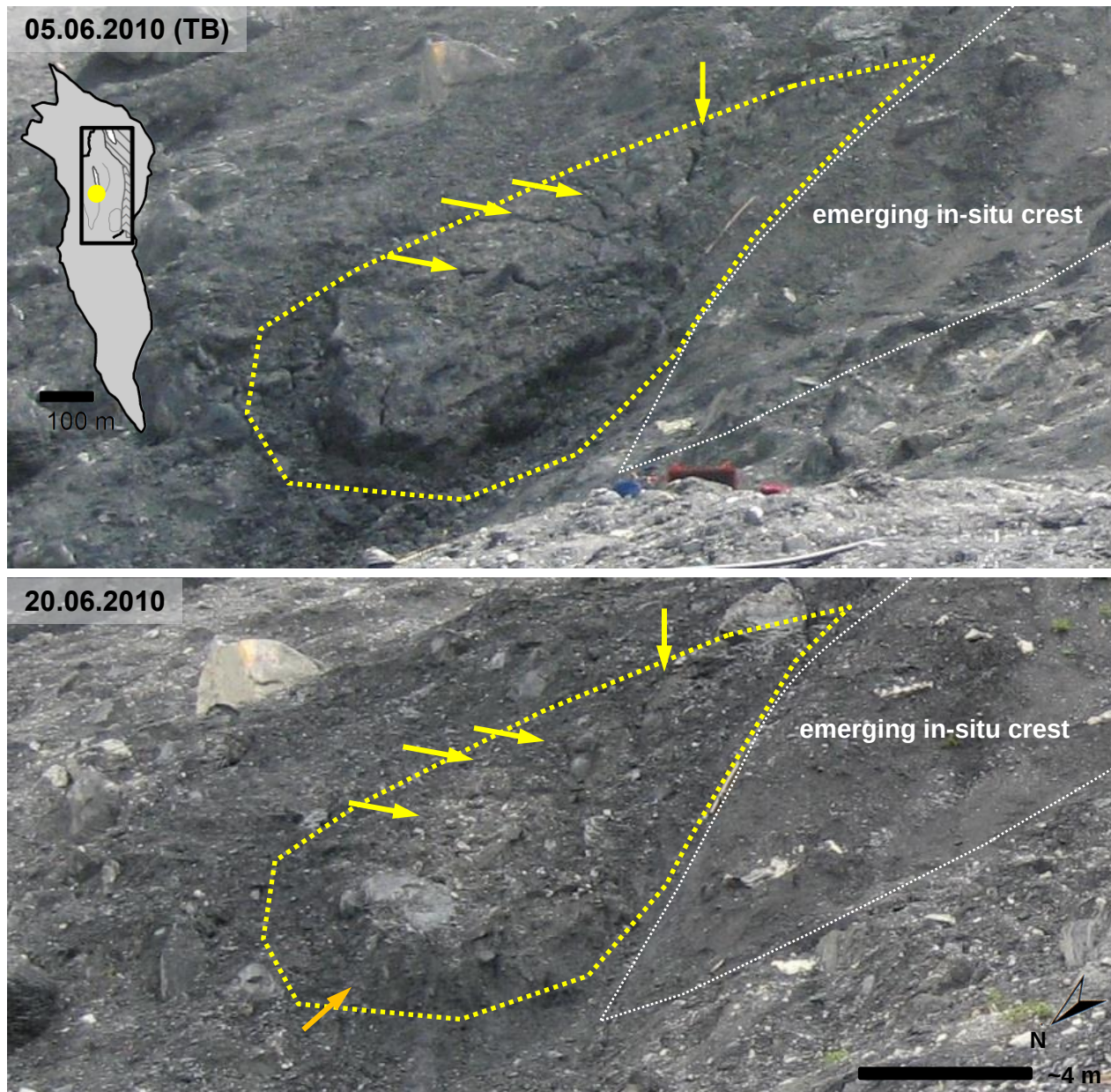


Abb. 5.18: Sedimentzunge (etwa 6 m breit) am nördlichen Ende des freiliegenden Festgesteinskamms (weiße gepunktete Linie) die während des Messzeitraums mit durchschnittlich 1,3 cm/Tag propagierte und an der Teile an der Front abbrachen (oranger Pfeil) besonders zwischen dem 12.06.2010 und 20.06.2010 sowie oberflächliche Umlagerung und Sedimentation und Verfüllung von Rissen (gelbe Pfeile) in den terrestrischen Bildern.

Außerhalb des südöstlichen Messbereichs konnte ein kleinerer Felssturz, der sich zwischen dem 03.06.2010 und 04.06.2010 ereignete, mit den Orthophotos und terrestrischen Bildern dokumentiert werden (**Abb. 3.12**, S. 70). Durch die Bilder konnte das Ereignis auf 26,5 Stunden eingegrenzt werden. In diesem Zeitfenster trat ein einmaliges seismisches Event in der Messkampagne 2010 auf, welches in diesem Bereich lokalisiert wurde (siehe Abschnitt 3.3.1, S. 68), weshalb davon ausgegangen werden kann, dass es sich hierbei um den Impakt des Materials auf die Hangoberfläche und anschließende feinkörnige Materialumlagerungen handelt.

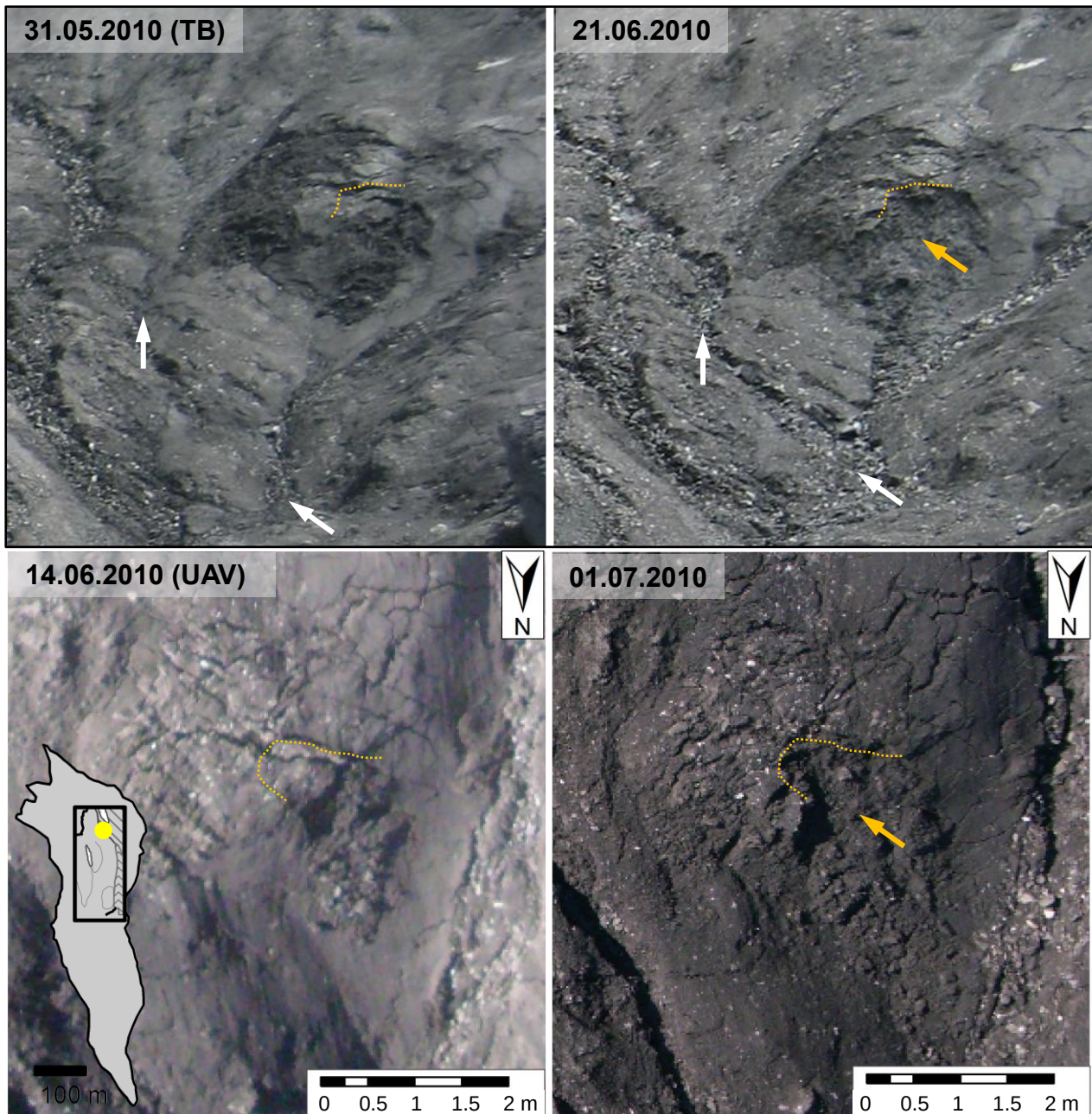


Abb. 5.19: Ausbildung einer ~3 m breiten sekundären Rutschung an der Flanke des westlichen freiliegenden Festgesteinskamms im Südwesten des Messgebietes, an der Material zwischen dem 14.06.2010 und 21.06.2010 (orange Pfeile) abrutschten. Weiße Pfeile markieren markante Erosion und Sedimentation.

Im südwestlichen Messgebiet konnte eine kleine sekundäre Rutschung mit einer Breite von ~ 3 m an der Flanke des freiliegenden westlichen Festgesteinskamms mittels terrestrischer Bilder und Orthophotomosaiken ausgemacht werden (**Abb. 5.19**). Zwischen dem 14.06.2010 und 21.06.2010 konnte ein Materialabbruch detektiert werden. Weitere sekundäre Rutschungen konnten auch um das Messgebiet kartiert werden (**Abb. 7.8**, S. 225).

Die gravitative Bewegung des Hangmaterials entlang der Festgesteinskämme hinterlässt eine Striung. Diese kann in Bereichen mit Materialverlust auf den freigelegten Flächen meist nur bei einem bestimmten Sonnenstand und Schattenwurf gut in den Bildern beobachtet werden.

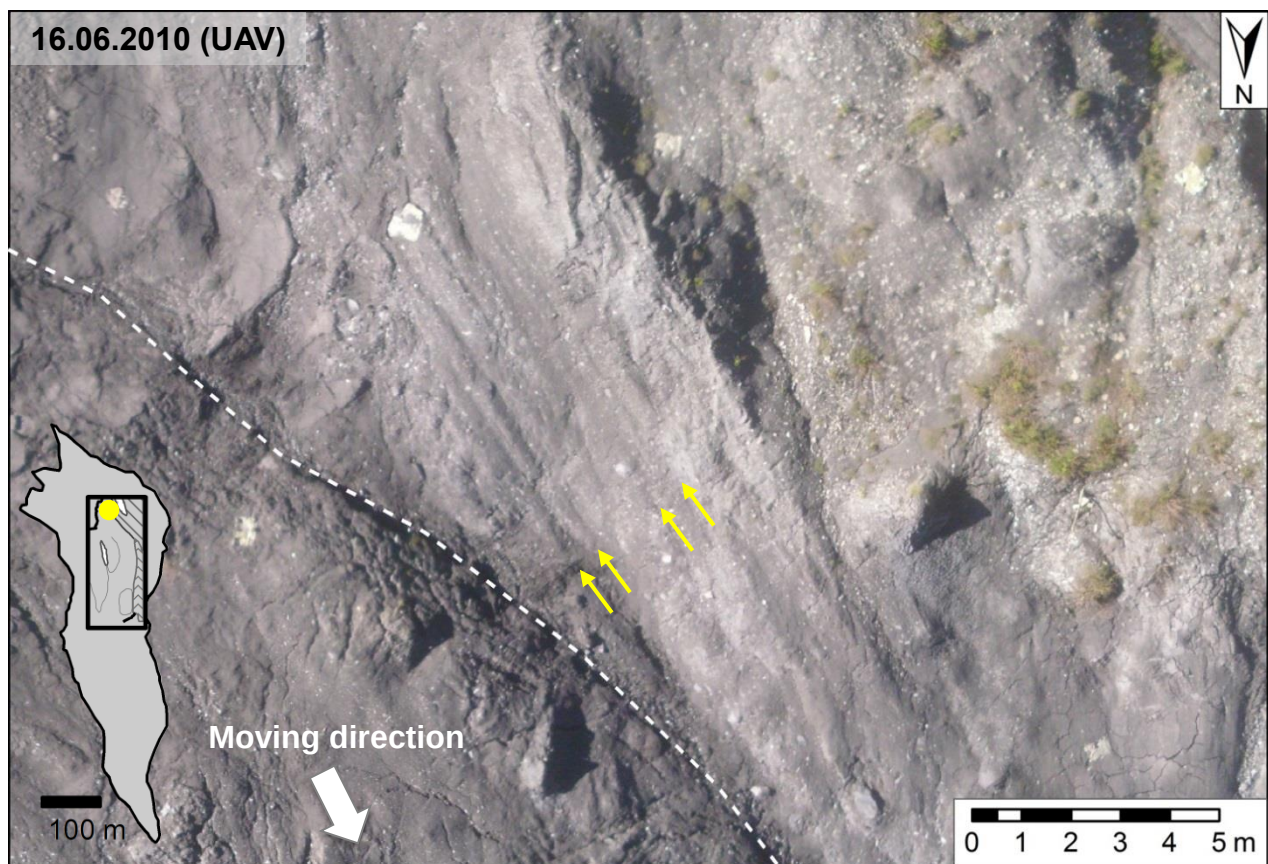


Abb. 5.20: Striung an dem freiliegenden westlichen Festgesteinskamm in einem Orthophoto vom 14.06.2010. Diese lässt sich in den Bilder nur bei einem bestimmten Schattenwurf gut beobachten.

5.7.2 Rissentwicklung

Im Jahr 2010 war die Rissentwicklung deutlich weniger ausgeprägt als in den vier vorangegangenen Jahren (**Abb. 2.17**, S 49). Dies ist auf die erhebliche oberflächliche Erosion, Umlagerung und Sedimentation während drei stärkerer Abtragungs- und Umlagerungsereignisse (15./16.06.2010, 26./27.06.2010 und 01./02.07.2010) sowie auf die geringen Geschwindigkeiten im Bereich des Messgebietes zurückzuführen. Allerdings konnte die Rissentstehung sowie -weiterung bis Ende Juni 2010 im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms sowie in dem daran östlich angrenzenden Bereich mit den Bildern dokumentiert werden (**Abb. 5.21**). Vor allem in der niederschlagsreichen Periode 2, die auch charakterisiert ist mit zwei signifikanten Beschleunigungsphasen, werden neben Rissweiterung auch neue Risse in den Bildern beobachtet (**Abb. 5.21**). Im restlichen Messgebiet gestaltete sich diese Beobachtung als schwierig (z.B. **Abb. 5.23**). Allerdings konnte am westlichen Rutschungsrand die Öffnung und Entwicklung von Kronenrissen einer sekundären Rutschung dokumentiert werden (**Abb. 7.8 IV**; S. 225). Zum Messbeginn existierten bereits einige Risse von mm bis maximal 5 cm Breite. Diese sind jedoch erst ab einer gewissen Rissbreite in Abhängigkeit der GSD in den Bildern zu erkennen. Auch die Belichtung durch den Schattenwurf spielt eine große Rolle. Nur durch den Schattenwurf heben sich die Risse von der Umgebung deutlich ab. Sehr dünne Risse können oft nicht in den Luftbildern aufgelöst werden. Ein weiterer Unsicherheitsfaktor in der Kartierung sind oberflächliche erosive Entwässerungsrillen und -rinnen im mm bis cm-Bereich, die sich ebenfalls entlang der Schwächezonen durch die Risse ausbilden können (**Abb. 5.17**). Dadurch ist in Luftbildern als auch z.T. in den terrestrischen Bildern nicht mehr eine einfache, eindeutige Identifizierung von Rissen möglich wie es zum Beispiel in **Abbildung 5.17** dargestellt ist. Die Beobachtung, ob sich ein Riss einige mm weiter geöffnet hat ist bei Luftbildern bzw. Orthophotos aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmeperspektiven und Lichteinstrahlung oder durch Artefakte infolge des Resamplings bei der Entzerrung nicht eindeutig bestimmbar oder gar nicht messbar. Erschwerend kam im Messzeitraum die oberflächliche Erosion, Umlagerung und Sedimentation zwischen dem 15.06.2010 und 01.07.2010 hinzu. Die langsamen Bewegungsraten führten zusätzlich zu einer deutlich langsameren Rissentstehung und -weiterung. Infolge dieser Gegebenheit gestaltet es sich selbst bei terrestrischen Nahaufnahmen schwierig die Rissentstehung zu dokumentieren, wie beispielsweise der kleinere Aufschnitt im Bereich der gekreuzten Rissstruktur in **Abbildung 5.22** verdeutlicht. Dennoch kann vermutet werden, dass sich auch im westlichen Bereich Risse gebildet haben, die als feine Haarrisse jedoch nicht in den Luftbildern nachgewiesen werden können.

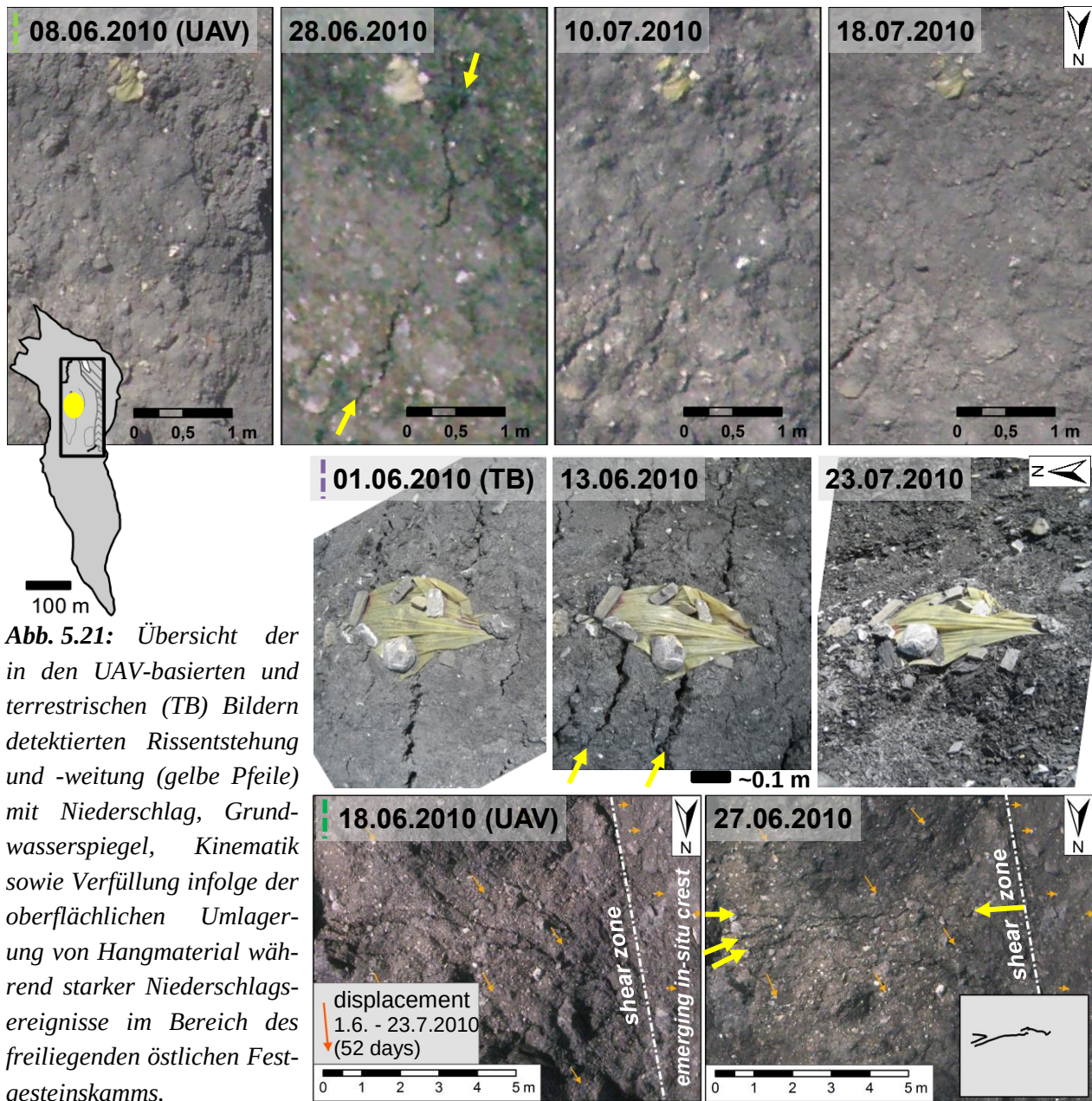
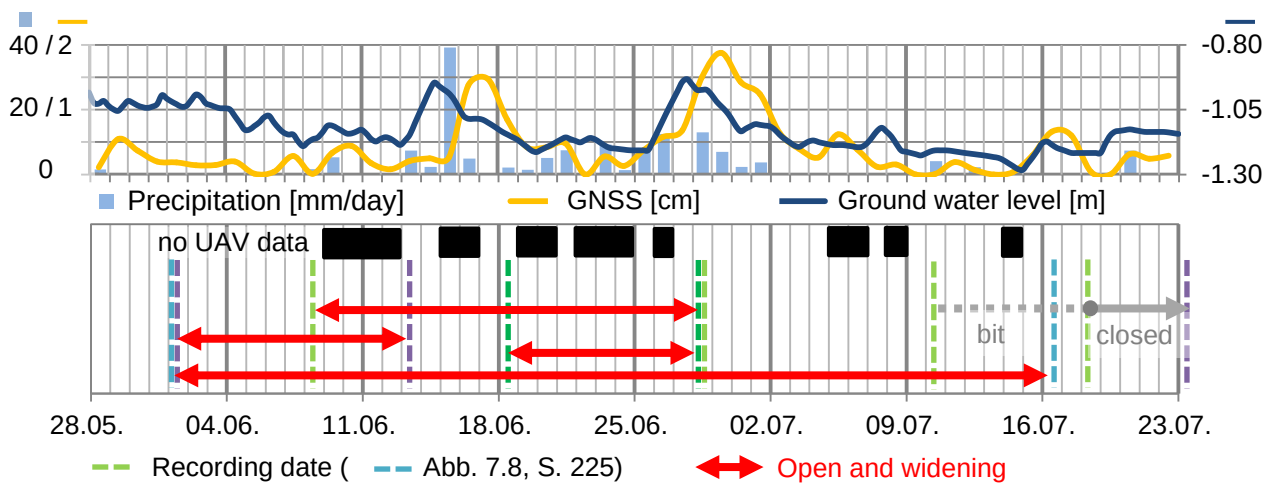


Abb. 5.21: Übersicht der in den UAV-basierten und terrestrischen (TB) Bildern detektierten Rissentstehung und -weitung (gelbe Pfeile) mit Niederschlag, Grundwasserspiegel, Kinematik sowie Verfüllung infolge der oberflächlichen Umlagerung von Hangmaterial während starker Niederschlagsereignisse im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms.

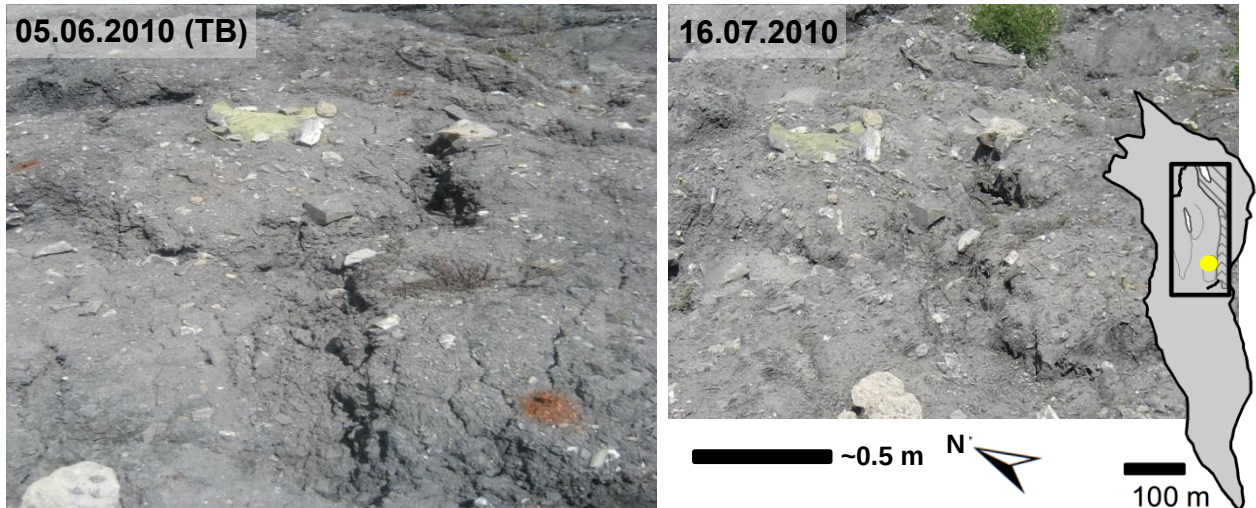


Abb. 5.22: Terrestrische Bildaufnahme eines kleinen Bereichs innerhalb der gekreuzten Rissstruktur. Die Rissweite ist trotz der hohen Auflösung kaum mittels der Bilder zu dokumentieren (Bildszenen ~ 2 m).

5.7.3 Beobachtung oberflächlicher Bodenfeuchte

Die Orthophotomosaiken ermöglichen eine multitemporale Kartierung der oberflächlichen Bodenfeuchte. Exemplarisch ist in **Abbildung 5.23** ein Ausschnitt von $\sim 7,5 \text{ m}^2$ im Bereich der gekreuzten Rissstruktur von 10 Tagen dargestellt. Diese Bildserie veranschaulicht die Austrocknungs- und Durchfeuchtungszyklen des oberflächlichen Hangmaterials. Nach einem schwachen Niederschlagsereignis am 28.05.2010 folgte eine 10-tägige Austrocknungsphase, welche einhergeht mit Evaporitbildung (**Abb. 5.23a-d**). Ein schneller Wechsel zwischen den Zyklen ist in sechs aufeinanderfolgenden Tagen vom 29.06.2010 bis 04.07.2010 in **Abbildung 5.23a-d** gezeigt. Senken verursacht durch Risse oder Entwässerungsrinnen bleiben feucht während hingegen die höher liegenden Gebiete bereits ausgetrocknet sind. Allerdings zeigt das Diagramm vom Wassergehalt, ermittelt aus den Bodenproben, für diesen Zeitraum der sechstägigen Bildsequenz einen Austrocknungstrend. Eine direkte Übertragung der Wassergehaltswerte auf die Grauwerte der Bilder ist nicht ohne weiteres möglich. Die Grauwerte werden von Parametern wie Belichtung und Vignettierung stark beeinflusst (**Abb. 5.24**). Dennoch kann anhand der multitemporalen Orthophotomosaiken der Trend der Austrocknungs- und Durchfeuchtungszyklen abgeleitet werden, was in **Abbildung 5.25** dargestellt ist. Wasseraustritte, die sich innerhalb der Hangrutschung bilden, können ebenfalls kartiert werden (z.B. **Abb. 5.24**).

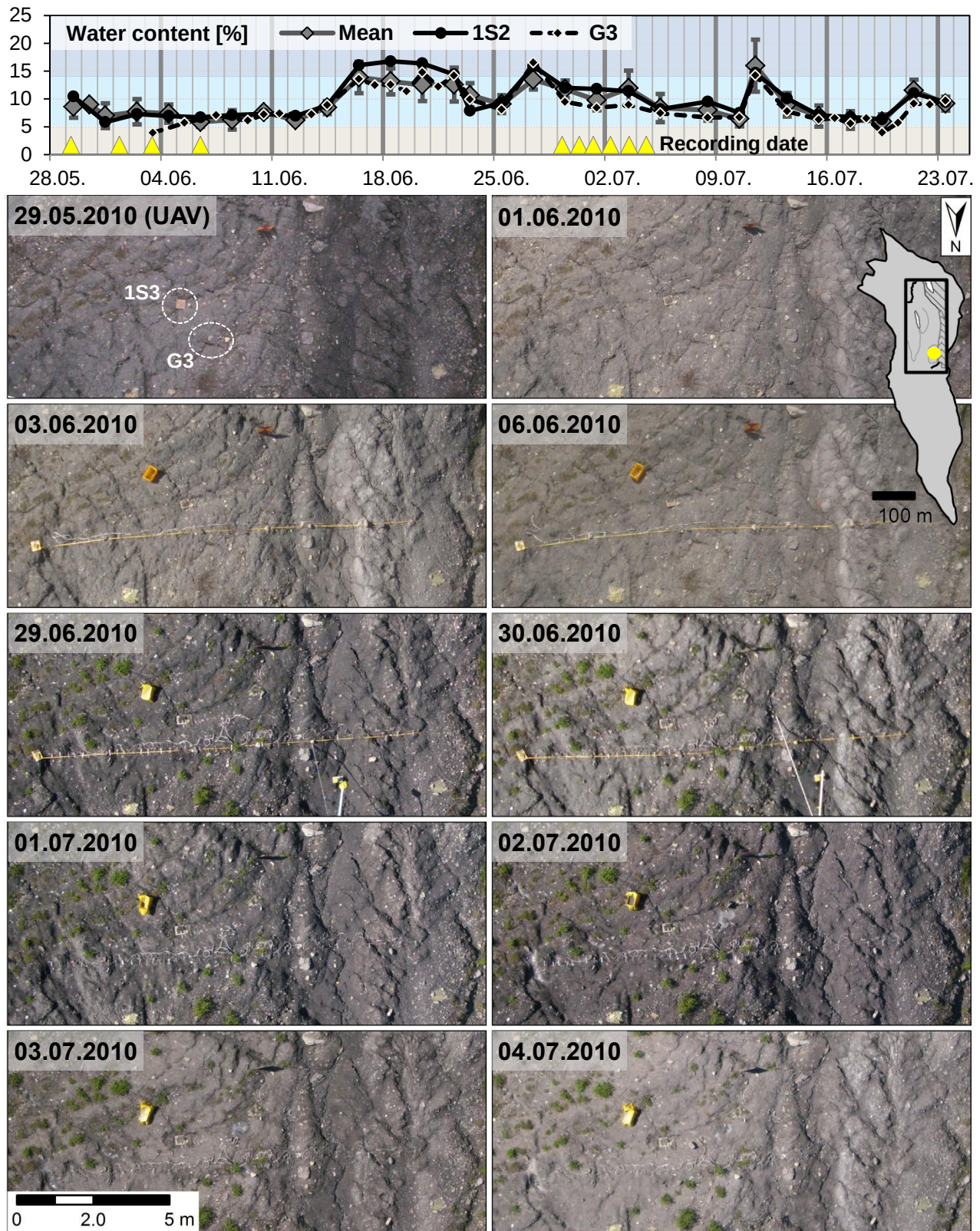


Abb. 5.23: Austrocknungs- und Durchfeuchtungszyklen im Randgebiet der gekreuzten Rissstruktur und der westlichen Scherzone von 10 Tagen sowie die Übersicht des Niederschlags und des Wassergehalts von dort entnommenen Bodenproben G3 und 1S2.

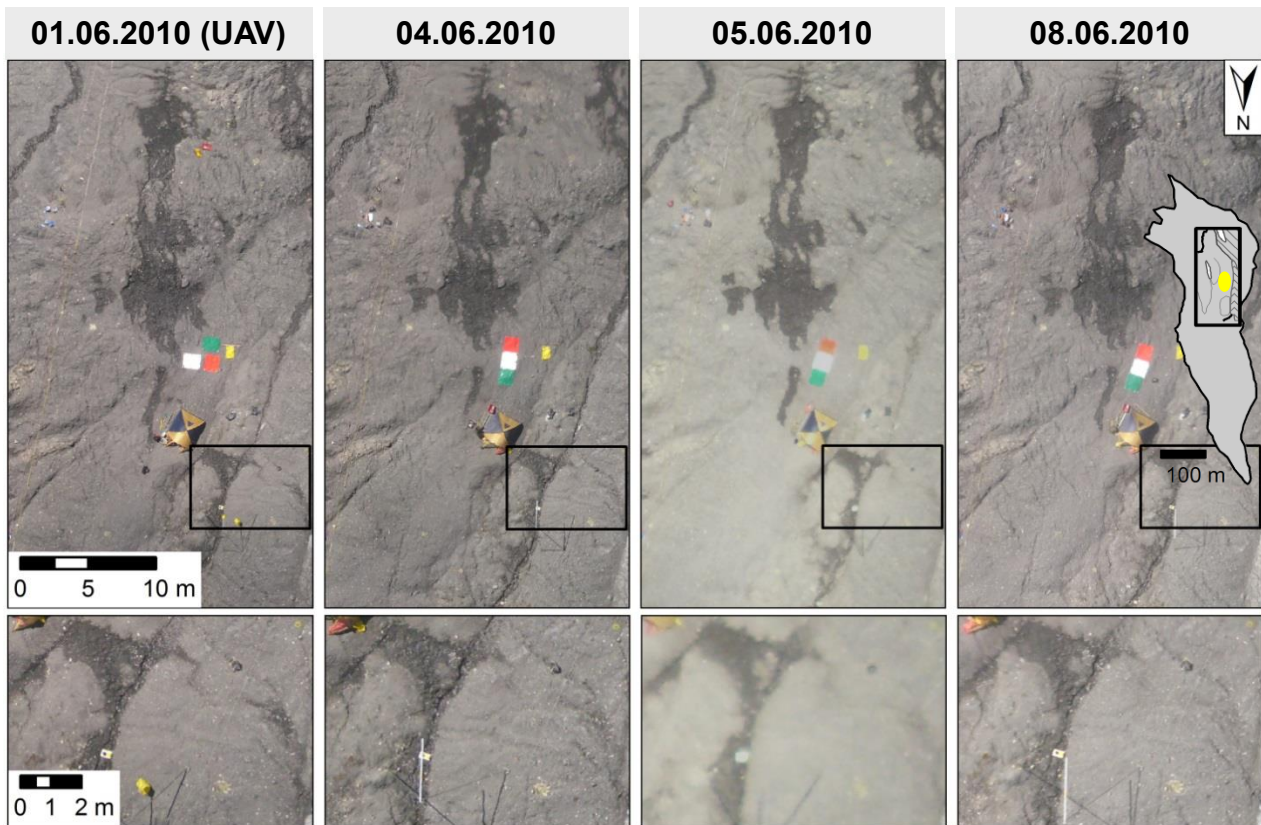


Abb. 5.24: Unterschiedliche durchfeuchtete Bereiche im Zeitraum zwischen dem 01.06.2010 und 08.06.2010. Die Oberfläche trocknet zunehmend aus. Gleichzeitig sieht man die Varianz der Grauwerte aufgrund der Belichtung.

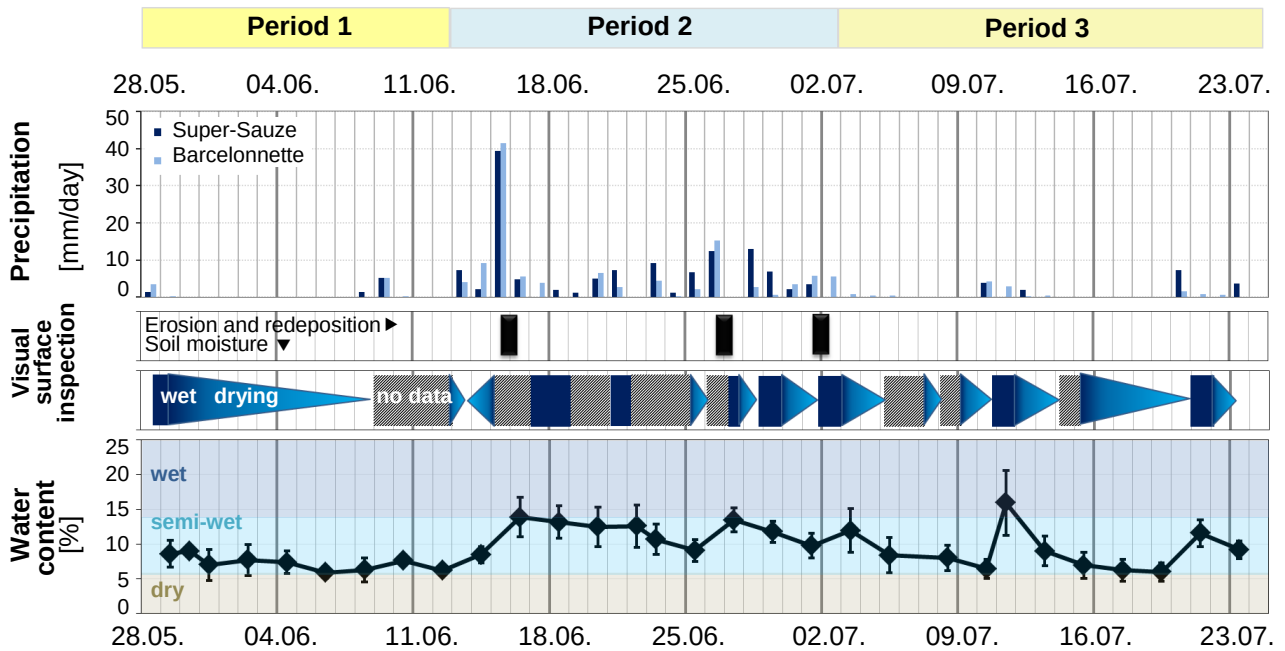


Abb. 5.25: Abgeleiteter Trend der Austrocknungs- und Durchfeuchtungszyklen sowie Abtragungs- und Sedimentationsprozesse aus den Bildern. Für den Vergleich sind der Niederschlag und der durchschnittliche Wassergehalt dargestellt.

5.8 ZUSAMMENFASSUNG

Die Vorteile der UAV-basierten und terrestrischen Bilderfassung für kleinräumiges Monitoring liegen in dem kostengünstigen Equipment, der geringen Datenakquisedauer im Gelände und in den zusätzlichen Informationen der Bilder im sichtbaren Bereich gegenüber den Schummerungskarten von DGMs. Begrenzende Faktoren sind die Wetterverhältnisse und zum Teil die Datenqualität. UAV-basierte 3D-Punktwolken weisen gegenüber terrestrischen 3D-Punktwolken deutlich weniger Lücken verursacht durch Schattenbereiche auf. Die Punktdichte ist abhängig von diversen Faktoren wie Struktur und Textur in den Bildaufnahmen, der Bildauflösung sowie von der Größe und Häufigkeit des Überlappungsbereichs der Bildsets. Die Qualität im Sinne von der Abweichung der Einzelpunkte ist abhängig von der Bildunschärfe und dem Kontrastauflösungsvermögen. Die Lagegenauigkeit der 3D-Punktwolken berechnet mit Bundler und PMVS2 beträgt zwischen 8 und 17 cm. Dadurch eignen sich diese Daten nicht für eine Kinematikanalyse für den Messzeitraum 2010, in der sich der südöstliche Teil der Super-Sauze Hangrutschung maximal 30 cm in den acht Wochen bewegte. Eine Möglichkeit, die es zu prüfen gilt wäre, ob es mit einer anderen, aktuellen Software, die auf den Methoden der traditionellen Photogrammetrie beruht, eine Steigerung der Lagegenauigkeit möglich ist.

Die 40 Orthophotomosaike des Feldexperiments 2010 eignen sich für die räumliche und zeitliche Analyse der Oberflächenmerkmale, wie die Änderung der oberflächlichen Bodenfeuchtigkeit, und der Erosion, der Sedimentation und der Umlagerungen sowie der Rissentwicklung. Die Rissentwicklung konnte in den Bildern lediglich im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms und den daran östlich angrenzenden Bereich sowie der Kronenrissentwicklung einer sekundären Rutschung am westlichen Rutschungsrand beobachtet werden. Die initiale Rissöffnung und die Haarrisie können mittels Luftbildern nicht kartiert werden. Dies ist jedoch ein wichtiger Parameter hinsichtlich der Verifizierung rutschungsinduzierter Seismizität. Erst wenn die Risse sich im Zentimeterbereich geweitet haben, sind diese in Abhängigkeit der GSD detektierbar. Durch die multitemporalen Bilder konnte ein kleinerer Felssturz und Sedimentabbruch von der Sedimentzunge sowie von einer sekundären Rutschung dokumentiert werden. Ersteres Ereignis konnte auf 26,5 Stunden, zweites auf 8 Tage und letzteres auf 7 Tage eingrenzt werden. Einzelereignisse können mit den Bildern aufgrund der zeitlichen und räumlichen Vollständigkeit, der geometrischen Auflösung und den geringen Bewegungsraten meist nur ungefähr auf eine Woche zeitlich aufgelöst werden. Die zeitliche Erfassung von Einzelereignissen – wie Rissöffnung und Sedimentumlagerung – mittels Bildern kann wichtige Indikatoren für die Verifizierung von seismischen Signaltypen bereitstellen. Terrestrische Aufnahmen haben ihren Vorteil in der Erfassung steilstehender Objekte und Geländeoberflächen und in einer noch schnelleren und einfacheren Datenerfassung.

6 STRAINANALYSE

Die Strainanalyse, auch als Deformationsanalyse bezeichnet, aus wiederholten geodätischen Beobachtungen zur Untersuchung und geometrischen Beschreibung der Deformation (Strain) und folglich der tektonischen Krustenkinematik findet seit Jahrzehnten Anwendung. Bei der Strainanalyse aus geodätischen Beobachtungen wird die Erdkruste als Kontinuum betrachtet, wodurch die auftretenden Verformungen stetige Funktionen des Ortes sind und bei tektonischen Verwerfungen unterbrochen werden (Welsch, 1989). Für eine Vereinfachung und Linearisierung der Modellvorstellungen wird der Strain als homogen und infinitesimal (sehr klein) angenommen (Welsch, 1989). Durch die Deformationskomponenten, welche sich aus den raumzeitlich variierenden Verschiebungsgradienten bestimmen lassen, können verschiedene aktive Deformationsbereiche erfasst und kartiert werden. Dies kann wiederum nützliche Informationen über das Spannungsfeld sowie für die Gefahrenbewertung für zukünftige Erdbeben liefern (z.B. Teza *et al.*, 2008b). Die ermittelten geodätischen Strainraten, welche die gesamte seismische und aseismische Deformation erfassen, liefern eine Obergrenze für den Spannungsabfall (*stress drop*) (Caporali *et al.*, 2011). Die Qualität der Strainanalyse ist unter anderem abhängig von der Messgenauigkeit der Instrumente und dem möglichen Aufwand.

In diesem Kapitel soll eine kurze Einführung und Übersicht über alle relevanten Aspekte für die Deformationsanalyse selbst, an Hangrutschungen sowie dessen Kombination zur regionalen und globalen Seismizität gegeben werden. Ein ebenfalls wichtiger Punkt ist die Verifizierung der Qualität der ermittelten Strainratenfelder der Messkampagne 2010, insbesondere aufgrund des geringen Signal-Rausch-Verhältnisses der geodätischen Beobachtungen infolge der geringen Durchschnittsgeschwindigkeiten und den relativ kurzen Messzeiträumen. Die synoptische Zusammenschau der Ergebnisse der Strainanalyse mit der rutschungsinduzierten Seismizität folgt im anschließenden Kapitel 7.

6.1 GRUNDLAGEN

Unter Strain wird die Verformung, bei der sich die relative Position der Partikel innerhalb eines Körpers ändert, d.h. die Veränderung der Form oder des Volumens eines Körpers, aufgrund von Spannungen infolge von inneren oder äußeren Kräften auf den Körper verstanden (Reuther, 2012; Martin und Eiblmaier, 2003; Means, 1976). Die Theorie des Strains ist Teil der Kontinuumsmechanik und findet praktische Anwendung in diversen Disziplinen wie Maschinenbau, Bauingenieurwesen, Werkstoffkunde, Medizin, Seismologie, Geodäsie, Geologie. In den Geowissenschaften wird die Deformation durch gravitative und tektonische Kräfte verursacht. In Abhängigkeit der Materialeigenschaften reagiert der Körper mit homogener oder inhomogener Deformation. Die Deformation wird durch ein Verschiebungsfeld von Partikeln relativ zueinander (relative Versetzung) in einem Körper beschrieben. Generell können vier Deformationsarten von homogener Deformation, zwei Festkörperdeformationen und zwei Verformungen des Körpers, untergliedert werden (**Abb. 6.1**) (z.B. Reuther, 2012; Turcotte und Schubert, 2010):

- a. **Translation:** einheitliche Verschiebung des Körpers
- b. **Rotation:** gesamter Körper rotiert
- c. **Verformung oder interne Deformation:** Gestaltänderung des Körpers, d.h. Verzerrung des Körpers, was zu Längen- (Elongation) ε und Winkeländerung (Scherverformung) γ führt (**Abb. 6.1c**). Die Verformung ist eine dimensionslose Größe und ist für eine Linie (1D) wie folgt definiert:

$$\text{Elongation: } \varepsilon = (l - l_0) / l_0 \quad (6-1) \quad \begin{array}{l} l = \text{Länge im verformten Zustand} \\ l_0 = \text{undeformierte Länge} \end{array}$$

Ist die Elongation ε positiv, dann findet eine Extension (Verlängerung, Ausdehnung) statt, ist ε negativ, dann findet eine Kompression (Verkürzung, Kontraktion) statt.

$$\text{Scherverformung: } \gamma = \tan \psi = \pi/2 - \alpha \quad (6-2) \quad \begin{array}{l} \psi = \text{Scherwinkel, beschreibt die} \\ \text{Winkeländerung zwischen der Rich-} \\ \text{tung einer deformierten Linie, die} \\ \text{ursprünglich senkrecht zu dieser stand} \end{array}$$

Die Ablenkung der Senkrechten von der Bezugsrichtung ist für sinistral bzw. $\alpha > \pi/2$ negativ und für dextral bzw. $\alpha < \pi/2$ positiv.

- d. **Dilatation,** die Volumenänderung des Körpers:

$$\varepsilon_V = (V - V_0) / V_0 \quad (6-3) \quad \begin{array}{l} V = \text{Volumen im verformten Zustand} \\ V_0 = \text{Ausgangsvolumen} \end{array}$$

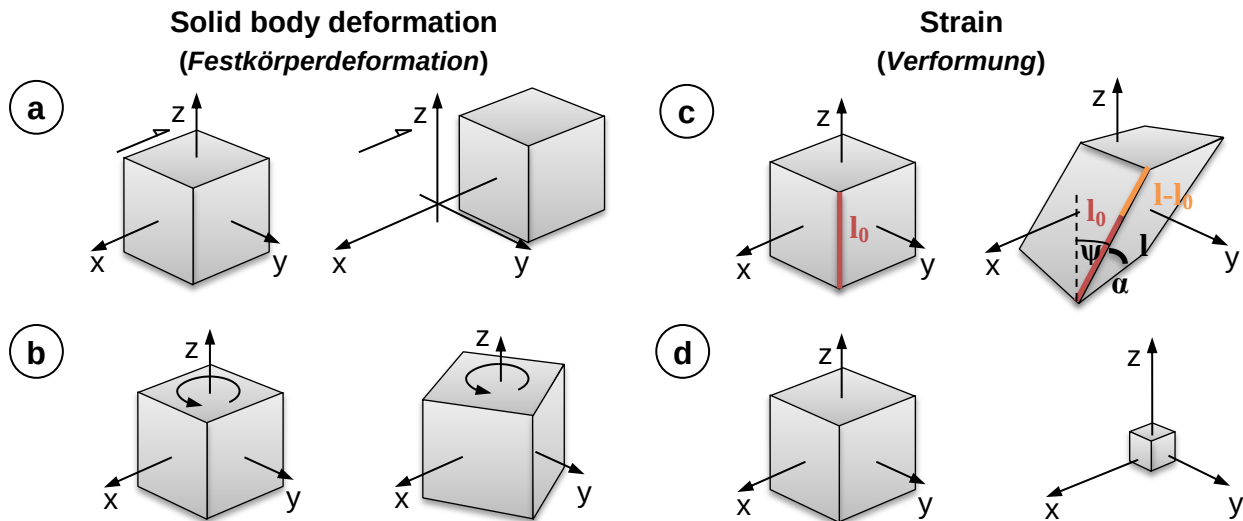


Abb. 6.1: Deformationsarten: (a) Translation, (b) Rotation, (c) Verzerrung und (d) Dilatation (Reuther, 2012b).

Die Strainanalyse bzw. Deformationsanalyse ist die quantitative geometrische Beschreibung und Bestimmung des Verformung eines Körpers. Diese kann aus wiederholter Vermessung der Verschiebung bestimmt werden. Aus in-situ-Bestimmungen gegenwärtiger Deformationen können Rückschlüsse auf aktive Spannungsrichtungen und Spannungsfelder gezogen werden (Reuther, 2012). Die Beziehung zwischen Deformation und Verschiebung in der linearen Elastizität wird mit dem Deformationstensor beschrieben (Becker und Gross, 2002; Means, 1976; Turcotte und Schubert, 2010). Da in dieser Arbeit eine 2D-Strainanalyse durchgeführt wird, wird folgend der 2D infinitesimale homogene Strain beschrieben. Dieser entspricht geometrisch einer affinen Abbildung, bei der die Geradlinigkeit und Parallelität der Linien erhalten bleiben und parallele Linien gleichartig verzerrt werden (Welsch, 1989). Für eine ausführliche Darstellung sei z.B. auf Means (1976), Dermanis und Livieratos (1983), Becker und Gross (2002), Kienzler und Schröder (2009) oder Turcotte und Schubert (2010) verwiesen. Für die Definition des Bezugssystems wird in der Regel Lagrangescher Strain (meist angewandt in der Festkörpermechanik) oder Euler Strain (meist angewandt in der Strömungsmechanik) verwendet. Ersteres betrachtet den undeformierten Zustand als Referenzsystem, während letzteres den deformierten Zustand betrachtet. In dieser Arbeit wird der Lagrangesche Strain verwendet. Wird der Verschiebungsgradient formal als infinitesimal angesehen, dann fallen die Lagrangesche und die Eulersche Beschreibung zusammen und die Verschiebungen können als Funktion der Koordinaten x und y angesehen werden, welche die Referenzkonfiguration $u_i(x_j)$ beschreiben (Becker und Gross, 2002).

Im Folgenden soll kurz zur Definition und Veranschaulichung zunächst auf die einzelnen Komponenten des Strains eingegangen werden (entnommen aus Teza *et al.*, 2008a; Kienzler und Schröder, 2009; Turcotte und Schubert, 2010). In der Literatur gibt es verschiedene Angaben bezüglich der Nomenklatur, weshalb hier diese vereinheitlicht wurde. Für die Verformung in eine Richtung sind die

Dehnungen:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\Delta u_x}{\Delta x} \quad (6-4)$$

$$\varepsilon_{yy} = \frac{\Delta u_y}{\Delta y} \quad (6-6)$$

bzw. Dehnungen an einem Punkt:

$$\varepsilon_{xx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta u_x}{\Delta x} \right) = \frac{\partial u_x}{\partial x} \quad (6-5)$$

$$\varepsilon_{yy} = \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta u_y}{\Delta y} \right) = \frac{\partial u_y}{\partial y} \quad (6-7)$$

Diese werden auch als Normaldehnungen (*normal strain*) bezeichnet und beschreiben die Änderung eines Flächenelements (bzw. Längenänderung im 1D-Fall) infolge von Kompression und Extension.

Winkelzerrung (Gleitung oder Schubverformung):

$$\gamma_{xy} = \gamma_{yx} = \frac{\Delta u_x}{\Delta y} + \frac{\Delta u_y}{\Delta x} \quad (6-8)$$

bzw. Winkelzerrung an einem Punkt:

$$\gamma_{xy} = \gamma_{yx} = \lim_{\substack{\Delta x \rightarrow 0 \\ \Delta y \rightarrow 0}} \left(\frac{\Delta u_x}{\Delta y} + \frac{\Delta u_y}{\Delta x} \right) \quad (6-9)$$

$$= \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \quad (6-10)$$

Die Winkelzerrung beschreibt die Verzerrung in Relation zueinander (*shear strain*) und/oder die Festkörperrotation (*rotation angle*).

Der 2×2 Verzerrungstensor mit der Beschreibung der Verschiebungsgradienten bzw. Deformationsgradienten ist:

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x} u_x & \frac{\partial}{\partial y} u_x \\ \frac{\partial}{\partial x} u_y & \frac{\partial}{\partial y} u_y \end{bmatrix} \quad (6-11)$$

Diese wird auch als infinitesimaler oder linearisierter 2D-Verzerrungstensor $\mathbf{E}$ bezeichnet. Der Verzerrungstensor besteht aus vier Komponenten wobei nur drei unabhängig sind aufgrund der Symmetrie der Scherverformung. Die **Abbildung 6.2** veranschaulicht die kombinierten geometrischen Verhältnisse für eine Verformung mit Translation und Scherung.

Um die Diagonalisierbarkeit des Verzerrungstensors $\mathbf{E}$ zu erreichen, wird dieser in einen symmetrischen Anteil $\boldsymbol{\varepsilon}$ und einen antisymmetrischen Anteil $\boldsymbol{\Omega}$ zerlegt werden:

$$\mathbf{E} = \boldsymbol{\varepsilon} + \boldsymbol{\Omega} \quad (6-12)$$

Der symmetrische Anteil $\boldsymbol{\varepsilon}$ wird als symmetrischen Deformationstensor $\boldsymbol{\varepsilon}$, oder als infinitesimaler Verzerrungstensor bzw. Straintensor (Streckung) bezeichnet:

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x} u_x & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial}{\partial y} u_x + \frac{\partial}{\partial x} u_y \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial}{\partial y} u_x + \frac{\partial}{\partial x} u_y \right) & \frac{\partial}{\partial y} u_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} \end{bmatrix} \quad (6-13)$$

Der antisymmetrischen Anteil Ω wird als Rotationstensor oder Drehtensor bezeichnet Ω :

$$\Omega = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial}{\partial y}u_x - \frac{\partial}{\partial x}u_y\right) \\ -\frac{1}{2}\left(\frac{\partial}{\partial y}u_x - \frac{\partial}{\partial x}u_y\right) & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \omega \\ -\omega & 0 \end{bmatrix} \quad (6-14)$$

Danach ist der infinitesimale Verzerrungstensor ϵ der symmetrische Anteil des Verschiebungsgradienten $\mathbf{E}$ und folglich ist $\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{1}{2} \gamma$. Der antisymmetrische Anteil wird als infinitesimaler Drehtensor Ω bezeichnet und beschreibt eine lokale Festkörperdrehung. Die Festkörperdrehung bewirkt keine Verzerrungen und folglich keine Spannungen, weshalb dieser von untergeordneten Interesse ist. Die Diagonalelemente des infinitesimalen Verzerrungstensors ϵ_{xx} und ϵ_{yy} nennt man Dehnungen und die Nichtdiagonalelemente werden als Gleitungen oder Schubverformungen bezeichnet. Bei Dehnungen handelt es sich um relative Verschiebungen und bei Gleitungen um Winkeländerungen eines rechtwinkligen Elementarvolumens. Es gilt zu beachten die Unterscheidung zwischen Ingenieur-Scherung (*engineering shear strain*) und „reine Scherung“ (*elasticity shear strain*), wobei sich ersteres um den Faktor 2 unterscheidet (Becker und Gross, 2002).

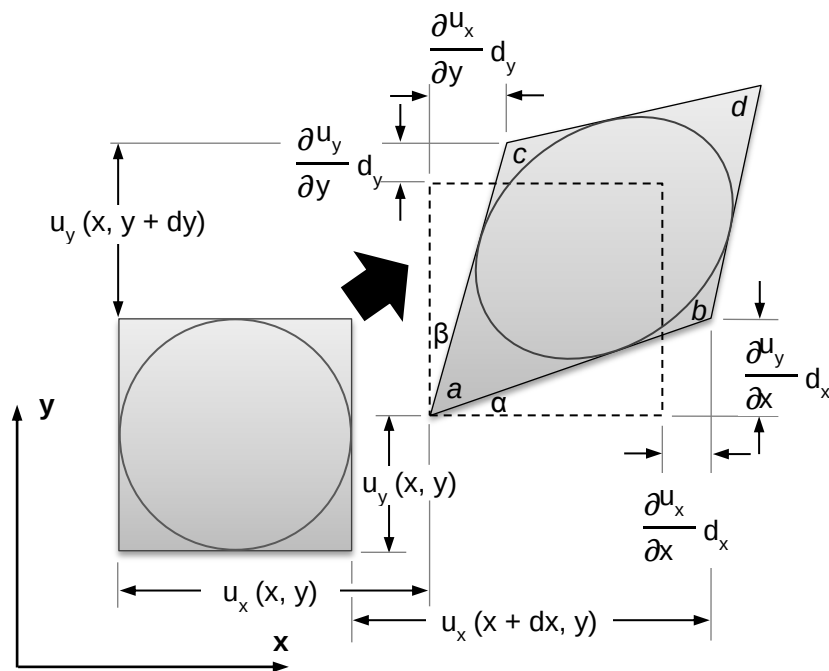


Abb. 6.2: Zweidimensionale geometrische Verformung eines infinitesimalen Elements (verändert nach Petrova (2014)).

Durch die Hauptachsentransformation des Verzerrungstensors können die Eigenwerte (*principal strains*, Hauptverzerrungen oder Hauptdehnungen) ϵ_1 sowie ϵ_2 ($\epsilon_1 > \epsilon_2$) sowie die dazugehörigen normierten Eigenvektoren (*principal strain axes*, Hauptverzerrungshauptrichtungen) $\mathbf{v}_{1,2}$ bestimmt werden. Die Eigenvektoren liefern die Rotationsmatrix $\mathbf{R}_\theta$, die den Verzerrungstensor in seine Diagonalform überführt:

$$\det(\boldsymbol{\varepsilon} - \varepsilon_{1,2} \cdot \mathbf{1}) = 0 \quad (6-15)$$

$$\mathbf{R}_\theta = [\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2] \quad (6-16)$$

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{R}_\theta^T \boldsymbol{\varepsilon}_H \mathbf{R}_\theta \quad (6-17)$$

$\boldsymbol{\varepsilon}$ = Straintensor

$\varepsilon_{1,2}$ = Eigenwerte

$\mathbf{R}_\theta$ = Rotationsmatrix

Diese Transformation ist veranschaulicht in **Abbildung 6.3** und beschreibt die Rotation des Verzerrungstensors $\boldsymbol{\varepsilon}$ in dessen Diagonalform

$$\boldsymbol{\varepsilon}_H = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 \end{bmatrix} \quad (6-18)$$

mittels der Rotationsmatrix $\mathbf{R}_\theta$ (Rotationswinkel θ).

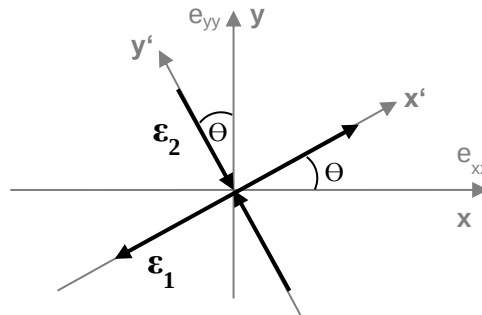


Abb. 6.3: Hauptachsentransformation $\boldsymbol{\varepsilon} \rightarrow \boldsymbol{\varepsilon}_H$ (Strainellipse) (nach Welsch, 1989 und Turcotte und Schubert, 2010).

Bei der Hauptachsentransformation wird durch die Drehung des Bezugssystems der Verzerrungstensor auf Diagonalform gebracht, so dass alle Scherungen gleich Null werden und der Verzerungszustand nur durch die Dehnung beschrieben wird.

Sollen die Dehnungen und Gleitungen für ein Koordinatensystem ($x'y'$), das um einen beliebigen Rotationswinkel θ zum Referenzkoordinatensystem (xy) rotiert ist, bestimmt werden, dann lauten die allgemeinen Transformationsbeziehungen (**Abb. 6.3**) (entnommen aus Turcotte und Schubert, 2010):

$$\varepsilon_{x'x'} = \varepsilon_{xx} \cos^2 \theta + \varepsilon_{yy} \sin^2 \theta + 2 \gamma_{xy} \sin \theta \cos \theta \quad (6-19)$$

$$\varepsilon_{y'y'} = \varepsilon_{xx} \sin^2 \theta + \varepsilon_{yy} \cos^2 \theta - \gamma_{xy} \sin 2\theta \quad (6-20)$$

$$\gamma_{x'y'} = \frac{1}{2} (\varepsilon_{yy} - \varepsilon_{xx}) \sin 2\theta + \gamma_{xy} \cos 2\theta \quad (6-21)$$

Die Richtung der Hauptdehnung kann dann mit $\gamma_{x'y'} = 0$ wie folgt bestimmt werden:

$$\tan 2\theta = \frac{2\gamma_{xy}}{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}} \quad (6-22)$$

Die Hauptdehnungen ε_1 , ε_2 können durch Lösen der Eigenwertgleichung 6-16 oder durch Einsetzen von 6-23 in 6-20 ($\varepsilon_1 = \varepsilon_{x'x'}$) und 6-21 ($\varepsilon_2 = \varepsilon_{y'y'}$) bestimmt werden:

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}}{2}\right)^2 + \left(\frac{\gamma_{xy}}{2}\right)^2} \quad (6-23)$$

Dabei ist definiert $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$.

Die mittlere Strainrate, die Änderung des Strains in einem Zeitintervall, ist:

$$\dot{\varepsilon}_{1,2} = \frac{\varepsilon_{1,2}}{t_2 - t_1} \quad (6-24)$$

Graphisch kann die 2D- und 3D-Verformung mit Verformungsellipse und -ellipsoid visualisiert werden, bei der als Ausgangszustand von einem Einheitskreis bzw. Kugel ausgegangen wird (**Abb. 6.4**). Die Deformationellipsoid wird durch die Hauptverformungsachsen $\mathbf{v}_1$ und $\mathbf{v}_2$ definiert. Die lange Hauptverformungsachse hat die Länge $1 + \varepsilon_1$ und die kurze $1 + \varepsilon_2$. Das Verhältnis

$$R = \frac{(1 + \varepsilon_1)}{(1 + \varepsilon_2)} \quad (6-25)$$

der Hauptachsen gibt den Verformungsgrad, d.h. die Elliptizität wieder. Alle möglichen Verformungsellipsoide können in einem Plot, in dem die Hauptachsen gegeneinander aufgetragen werden, dargestellt werden (**Abb. 6.5**). Die Orientierung der Verformungsellipse ist nicht zwangsläufig in die Bewegungsrichtung orientiert. Zudem gilt zu beachten, dass der Mittelpunkt ebenfalls deformiert und vom Zentrum versetzt werden kann (Debella-Gilo und Kääb, 2012).

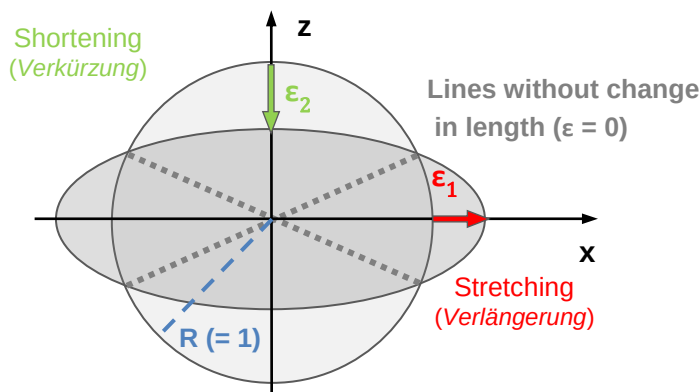


Abb. 6.4: Verformungsellipsoid bei homogener Deformation (nach Reuther, 2012).

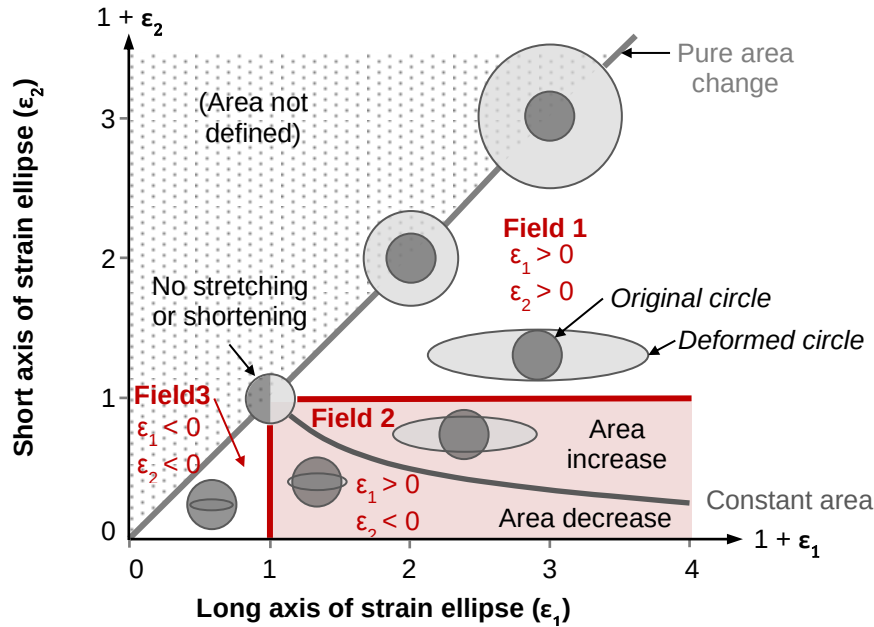


Abb. 6.5: Graphische Darstellung der Verformungsellipsen und verschiedene Deformationsbereiche (nach Fossen, 2016 und Burg, 2011).

Für die Darstellung der Verformung, wie diese dann in der folgenden Analyse angewandt wird, werden die skalaren Größen aus den Hauptdehnungen, d.h. Eigenwerte des Verzerrungstensors verwendet. Eine skalare Größe ist die Dilatation Δ (Welsch, 1989), hier eine 2D-Dilatation, die den isotropen Teil der Deformation darstellt, und sich aus der Spur des Hauptdehnungstensors ergibt (Dermanis und Livieratos, 1983):

$$\Delta = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \quad (6-26)$$

Die Dilatation, wobei im Folgenden immer der 2D-Fall gemeint ist, gibt für ein Flächenelement an, ob dieses sich vergrößert (Dilatanz) bei positiven Werten oder verkleinert (Kontraktanz) bei negativen Werten. Oder anders formuliert, ob Material hinzu kommt und eine Kompression resultiert (negative Werte) oder verloren geht und eine Extension resultiert (positive Werte). Die Flächenänderung hier entspricht der Divergenz. Die Einheit ist entweder dimensionslos oder wird als μstrain ($\triangleq 1 \text{ ppm} \triangleq 1 \text{ mm auf } 1 \text{ km}$) angegeben (Welsch, 1989; Reuther, 2012).

Die Scherverformung γ , welche den anisotropen Teil der Deformation darstellt, kennzeichnet die Änderung eines ursprünglich rechten Winkels, dessen Schenkel in einem Winkel von 45° zu den Hauptachsen lagen und beschreibt die größte Winkeländerung die an einem Objekt auftreten kann (Welsch, 1989). Für die Darstellung der Scherverformung γ , die immer positiv ist, existieren mehrere Definitionen. Einer der gängigsten ist die wie folgt definierte maximale Scherverformung:

$$\gamma = \varepsilon_1 - \varepsilon_2 \quad (6-27)$$

oder

$$\gamma = \frac{1}{2}(\varepsilon_1 - \varepsilon_2) \quad (6-28) \quad (\text{Pietrantonio und Riguzzi, 2004})$$

Eine weitere Variante zur Darstellung der Scherverformung ist die zweite Straininvariante:

$$\gamma = (\varepsilon_1^2 - \varepsilon_2^2)^{1/2} \quad (6-29) \quad (\text{Caporali et al., 2003b})$$

Eine andere Darstellung ist die gesamte Verformungsrate als Skalar aus den Beträgen der zweiten Invariante des Verformungstensors um unabhängig von dem Deformationsstil zu sein (z.B. Riguzzi et al., 2012; Shen et al., 2015):

$$SR = \sqrt{\dot{\varepsilon}_{11}^2 + \dot{\varepsilon}_{22}^2 + 2 \dot{\varepsilon}_{12}^2} \quad (6-30)$$

Oder es wird die maximale Scherverformung aus der Summe von Normalscherung (*normal shear strain*) und Scherung (*shear strain*) nach Sumaryono et al., 2015 aus Zavatsky, 2007 angeben, die assoziiert ist mit den Achsen im Winkel von 45° zu der den Hauptverformungsachsen:

$$\varepsilon_{g \max} = \sqrt{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2 + (\varepsilon_{shear})^2} \quad \text{mit} \quad \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varepsilon_{shear} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (6-31)$$

Eine Variante ist, die Scherverformung in eine definierte Richtung, z.B. im Fall von Massenbewegungen in Bewegungsrichtung, anzugeben. Debella-Gilo und Kääb (2012) geben die Gesamtgleichung der Scherung in Bewegungsrichtung wie folgt an:

$$\gamma_{nt} = -2 (\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}) \sin \theta \cos \theta + \gamma_{xy} (\cos^{-1} \theta - \sin^{-1} \theta) \quad (6-32) \quad \theta = \text{Rotationswinkel}$$

beziehungsweise mit R. Häfner (Institut für Geophysik, Universität Stuttgart) hergeleiteten Form:

$$\gamma_{mov} = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{2} \sin(-2(\theta - \varphi)) \quad (6-33) \quad \theta = \text{Rotationswinkel} \\ \varphi = \text{Winkel zwischen Nord und } \varepsilon_1$$

Die maximale Scherverformung gibt die Grenzen mit signifikanter Geschwindigkeitsänderung (Schnelligkeit und/oder Richtung) an. Für dextrale Bewegungsrichtung, d.h. dextrale Seitenverschiebung, ist der Wert positiv und für sinistrale Bewegungsrichtung, d.h. sinistrale Seitenverschiebung, ist der Wert negativ.

6.1.1 Strainanalyse in der Geodäsie und in der Kombination mit der Seismologie

Die Relevanz der Bestimmung der Deformation bzw. Verformung aus wiederholten geodätischen Beobachtungen zur Überwachung rezenter regionaler als auch globaler Krustenbewegung wurde bereits früh erkannt, noch vor der Einführung geodätischer Weltraumverfahren sowie ausreichend genauer Positionsbestimmungen und wurde erstmals in Englisch 1929 publiziert für die Tango Halbinsel (Japan) von Terada und Miyabe und 1930 für Kalifornien von Miyabe. Mit dem Fortschritt der Satelliten-Laserentfernungsmessung (SLR, *Satellite Laser Ranging*) und der Langbasisinterferometrie (VLBI, *Very Long Baseline Interferometry*) seit den 1980er Jahren sowie den GNSS-Systemen seit den 1990er Jahren nahm stetig die Positionsgenauigkeiten sowie die Anzahl und Abdeckung von geodätischen Messnetzen zu und folglich auch die Anzahl der Veröffentlichungen zur Strainanalyse aus geodätischen Beobachtungen seit Ende 1960 (z.B. Feigl et al., 1993; Straub et al., 1997; Shen-Tu et al., 1998). Für eine detailliertere Zusammenstellung der Veröf-

fentlichungen zur Strainanalyse aus geodätischen Beobachtungen sei z.B. auf Dermanis und Livieratos (1983), Pietrantonio und Riguzzi (2004) verwiesen.

Eine Grundannahme ist, dass die Verschiebungen in dem Gebiet und in dem Zeitabschnitt als linear angesehen werden und die Strainakkumulation gleichmäßig ist (Acar, 2010). Generell gibt es zwei Ansätze zur Bestimmung des geodätischen Strains aus (stückweisen stetigen) Verschiebungsfeldern: die Dreiecksvermaschung (z.B. Delaunay Triangulation), welche im letzten Jahrhundert die Regel war und bei der für jedes Dreieck der Strain berechnet wird oder die Rasterinterpolation, die in den letzten Jahren zunehmend Anwendung findet. Bei der Rasterinterpolation ist der Strain nun nicht nur durch die Beobachtungen bestimmt, sondern hängt von der gewählten Interpolationsmethode ab (Dermanis und Livieratos, 1983). Folglich ist diese Methode nicht geeignet für die Verwendung zur Berechnung der absoluten Strainratenwerte, weil diese von der Gitterweite und dem minimalen bestimmbarsten Abstand der Geschwindigkeitsänderung abhängt. Diese eignet sich für eine kontinuierliche flächenhafte Bestimmung relativer Strains und Änderungen der Strainrate (Hackl *et al.*, 2009), vor allem für eine Modellierung bei geringer Beobachtungspunktzahl (Riguzzi *et al.*, 2012). Des Weiteren gibt es die Unterscheidung zwischen der Bestimmung des horizontalen Strains (2D), welche der meist angewendete Fall ist, und des dreidimensionalen Strains, welcher sich in der Praxis als komplexer darstellt. Die Qualität der Strainraten hängt von der Qualität der einzelnen Punktbeobachtungen ab, die sehr variierende Genauigkeiten aufweisen können und der räumlichen und zeitlichen Verteilung ab.

Geodätische Verformungsdaten bzw. -tensoren ermöglichen die Detektion, Lokalisation und Kartierung aktiver Deformationszonen sowie eine analytische Beschreibung aktiver geodynamischer Prozesse, wie beispielsweise die elastische Verformungsakkumulation an Verwerfungen. Dabei liefern die Strainraten verschiedene Aspekte der Deformation wie Scherungs- und Dilatationsraten (Divergenz) inklusive der Orientierung, welche eine Charakterisierung des Mechanismus der derzeitigen Deformation und des Verwerfungsmechanismus aktiver Hauptstörungen ermöglicht (Hackl *et al.*, 2009). Gleichzeitig kann diese Informationen über die Spannungsfelder liefern (Acar, 2010). Infolgedessen stellen diese ein wichtiger Parameter bzw. Indikator für die Quantifizierung potentieller seismischer Aktivität und folglich seismischer Gefährdung, insbesondere für interseismische Perioden als auch für anthropogene Deformation dar (Ward, 1998b; Hackl *et al.*, 2009; Riguzzi *et al.*, 2012; Bird und Carafa, 2016; Carafa und Bird, 2016). Dieser Zugewinn wurde schon Ende der 1920er von japanischen Wissenschaftlern erkannt (Terada und Miyabe, 1929; Tsuboi, 1930), weshalb neben der Deformationsanalyse basierend auf geodätischen Beobachtungen die seismischen Verformungsdaten nach Kostrov (1974) aus Erdbebenkatalogen ermittelt und in einer gemeinsamen Interpretation für diverse Gebiete, z.B. USA (Shen-Tu *et al.*, 1998; Ward, 1998a), Kalifornien (Prescott *et al.*, 1979; Amelung und King, 1997; Shen *et al.*, 2007; Hackl *et al.*, 2009), West Neuguinea, Zentralasien, Ägäis (Jackson *et al.*, 1994), Iran, (Ekström und England, 1989), Europa (Ward, 1998b), Mittelmeer und Naher Osten (Jackson und McKenzie, 1988; Jenny *et al.*, 2004), Indonesien (Kreemer *et al.*, 2000), Italien (Caporali *et al.*, 2003b; D'Agostino *et al.*, 2009; Caporali *et al.*, 2011; Riguzzi *et al.*, 2012) gegenübergestellt wurden. Bezugnehmend auf Kostrov (1974) wird die Umrechnung von geodätischen Strainraten in seismische Momentenraten in zahlreichen Arbeiten erörtert (Savage und

Simpson, 1997; Ward, 1994; Pancha *et al.*, 2006; Jin und Park, 2006; D'Agostino *et al.*, 2009). Dabei wurden verschiedene Gleichungen aufgestellt, wobei die am häufigsten angewandten in **Tabelle 6.1** aufgeführt sind. Eine Grundannahme ist, dass mit Ausnahme von „kriechenden“ Verwerfungen (*creeping*) das akkumulierte tektonische Moment gleich groß sein sollte wie das durch Erdbeben freigesetzte seismische Moment (Jin und Park, 2006). Folglich sollte die Erdbebenrate in Beziehung mit der Strainrate stehen.

Tab. 6.1: Übersicht der am häufigsten angewandten Gleichungen zur Bestimmung der Momentenrate aus geodätischen Beobachtungen (Pancha *et al.*, 2006).

Methoden	Gleichung	Momentenrate (dyne cm/yr)
Anderson (1979)*	$\dot{M}_0 = 2\mu \sum W (\dot{\epsilon}_2/k)$	$6,93 \cdot 10^{25}$
Ward (1994, 1998a, 1998b) [†]	$\dot{M}_0 = 2\mu W \sum_{\max} (\dot{\epsilon}_1 , \dot{\epsilon}_2)$	$5,20 \cdot 10^{25}$
Working Group on California Earthquake Probabilities (1995) [‡]	$\dot{M}_0 = 2\mu W \sum (\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2)$	$3,91 \cdot 10^{25}$
Savage and Simpson (1997) [§]	$\dot{M}_0 = 2\mu W \sum_{\max} (\dot{\epsilon}_1 , \dot{\epsilon}_2 , \dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2)$	$5,25 \cdot 10^{25}$

“* Anderson (1979) suggests a best estimate modeling a volume extending or contracting in one direction (say x_2), where μ is the shear modulus, $\sum$ is the surface area of the region (generalized from the product $L_1 L_2$ in his article, where L_1 is the length of the region, L_2 is the width of the region in the direction that it is straining), W is the seismogenic thickness. $\dot{\epsilon}_2 = V_2/L_2$ is the strain rate, where V_2 is the relative extension or convergence velocity of the opposite sides of the region. Parameter k is a dimensionless constant that adjusts for the inefficiency of randomly oriented faults to accommodate strain.

[†] Ward (1994, 1998a, 1998b) proposes a minimum rate that incorporates the maximum eigenvalue, that is, the principle horizontal extension and contraction rates, $\dot{\epsilon}_1$ and $\dot{\epsilon}_2$, where $\sum$ is the surface area of the region.

Other symbols are as in footnote *.

[‡] The Working Group on California Earthquake Probabilities (1995) also uses a minimal approach to represent the moment rate tensor, utilizing the difference between the principal strain rates. Symbols are as in footnote *.

[§] Savage and Simpson (1997) also suggest a minimum rate, accommodating strain in multiple directions.

Symbols are as in footnote *.

If strain is only in the x_2 direction the strain-rate terms are identical for all four methods. Anderson's (1979) equation then converges to these equations when $k = 1$ and is about 33 % larger for $k = 0.75$.”

Neben den flächendeckenden Studien wurde an einzelnen Verwerfungen das Kurzzeit- und Langzeitverhalten für inter-, ko- und präseismische Perioden mittels GNSS- und InSAR-Daten analysiert, um ein Verständnis der Spannungsbelastung und der Relativbewegungen der Verwerfungsfläche zu erlangen (Fialko, 2006; Cavalié *et al.*, 2008; Kim und Dreger, 2008).

Generell gilt für die Interpretation der Deformation zum einen die Zeitskala zu berücksichtigen, da sich die Erdkruste für kurze geologische Zeitspannen elastisch und für längere viskos verhält (Riguzzi *et al.*, 2012). Da die Erdkruste zahlreiche Störungssysteme und keine kontinuierlichen

isotropen Materialeigenschaften aufweist, letztere zudem mit Material, Zeit, Druck und Temperatur variieren, ergeben sich Streuungen in den Beobachtungen (Turcotte und Schubert, 2010). Zum anderen gilt zu beachten, vor allem im regionalen und kleineren Maßstab, welche seismische Phase, d.h. prä-, inter-, ko- oder postseismische, vorliegt, da sich die Deformation in den Phasen signifikant unterscheidet. Die meisten in der Literatur (z.B. Savage und Simpson, 1997; Ward, 1994; Jenny *et al.*, 2004) vorkommenden Annahmen gelten zunächst für die interseismischen Phasen. Daher wird auch zwischen Langzeit- und Kurzzeitbeobachtungen unterschieden, wobei für die Langzeitbeobachtungen versucht wird die ko- und postseismische Deformation auszuschließen (Jenny *et al.*, 2004; Bird und Carafa, 2016). Die Extrapolation und Rekonstruktion von der Kurzzeitdeformation auf die Langzeitdeformation ist oft kritisch wegen der vorübergehenden Bewegungen in den seismischen Phasen (Masson *et al.*, 2005). Aktive Verwerfungen sind Schwächezonen, welche dazu tendieren höhere Verformungen zu akkumulieren als die umgebene Kruste (Shen *et al.*, 2007). Nach Kostrov (1974) ist das freigesetzte seismische Moment auf einer Verwerfungsfläche proportional zur Verschiebung, daher sollte die Zunahme des tektonischen Moments gleich des freigesetzten seismischen Moments sein, insofern keine aseismische Deformation vorliegt (Shen *et al.*, 2007). Daher werden im allgemeinen geodätische Verformungsraten in Kombination mit fehlenden signifikanten Erdbeben interpretiert als interseismischer Spannungsaufbau in der Verwerfung (bzw. Verwerfungszone), welcher möglicherweise in der Zukunft durch eine spontane Freisetzung von Deformationsenergie in der oberen Erdkruste oder oberflächennah abgebaut werden könnte (D'Agostino *et al.*, 2009; Pancha *et al.*, 2006). Folglich wird prinzipiell in der interseismischen Phase erwartet, dass die geodätischen Verformungsraten größer oder gleich groß sind wie die seismischen Strainraten und folglich eine Obergrenze für den durchschnittlichen Spannungsabfall (*stress drop*) liefern (Caporali *et al.*, 2011). Allerdings zeigten Studien, dass die geodätische Verformung nicht direkt mit dem Betrag des elastischen Energieverlusts durch ein seismisches Event korreliert (Hackl *et al.*, 2009). Im Gegensatz zu den seismischen Strainraten können die geodätischen Strainraten sowohl elastische wie auch anelastische Deformation beinhalten, welche in vielen Fällen ohne a priori Information nur sehr schwer zu unterscheiden sind (Shen *et al.*, 2007).

Viele regionale und globale Studien zeigten erfolgreich, dass die seismischen und geodätischen horizontalen Strainratenmuster, Stil und Orientierung der Hauptverformungsachsen für verschiedene tektonische Regime und Größenordnungen generell gut übereinstimmen (**Abb. 6.6**; Kreemer *et al.*, 2000; Masson *et al.*, 2005; Caporali, 2003; Caporali *et al.*, 2011). Jedoch sind die Beträge der seismischen Strainraten häufig kleiner als die der geodätischen Strainraten (Ekström und England, 1989). Caporali (2003) kam durch die Studie von fünf Regionen in Italien zum Schluss, dass im Durchschnitt 70 - 100 % der geodätischen Strainrate seismisch abgebaut wird. Kreemer *et al.* (2002) und Masson *et al.* (2005) beobachteten für kontinentale Hauptseitenverschiebungen ein Defizit an Anzahl der Erdbeben im Vergleich mit den geodätischen Strainraten. In einigen Gebieten wie z.B. der Ägäis (Jackson *et al.*, 1994) oder Italien (Hunstad *et al.*, 2003; D'Agostino *et al.*, 2009) wurden seismische Strainratendefizite beobachtet. Geringere seismische Strainraten gegenüber geodätischen können zum einem begründet sein durch aseismische plastische Deformation, wie z.B. an kriechenden oder gleitenden Verwerfungen und durch zu kurze

Zeitspanne oder Vollständigkeit der Erdbebenkataloge, was zur Unterbestimmung der Langzeitdeformationsraten führen kann (Abb. 6.7; Ward, 1998b; Masson *et al.*, 2005). Die Schwierigkeit bei der Gegenüberstellung seismischer und geodätischer Beobachtungen ist der lange Zeitabschnitt zwischen Erdbeben und verhältnismäßig kurzer Zeitspanne zwischen den geodätischen Messungen. Des Weiteren ist die zyklische Deformation sehr idealisiert und meist sind nur wenige Beobachtungspunkte bekannt (Masson *et al.*, 2005).

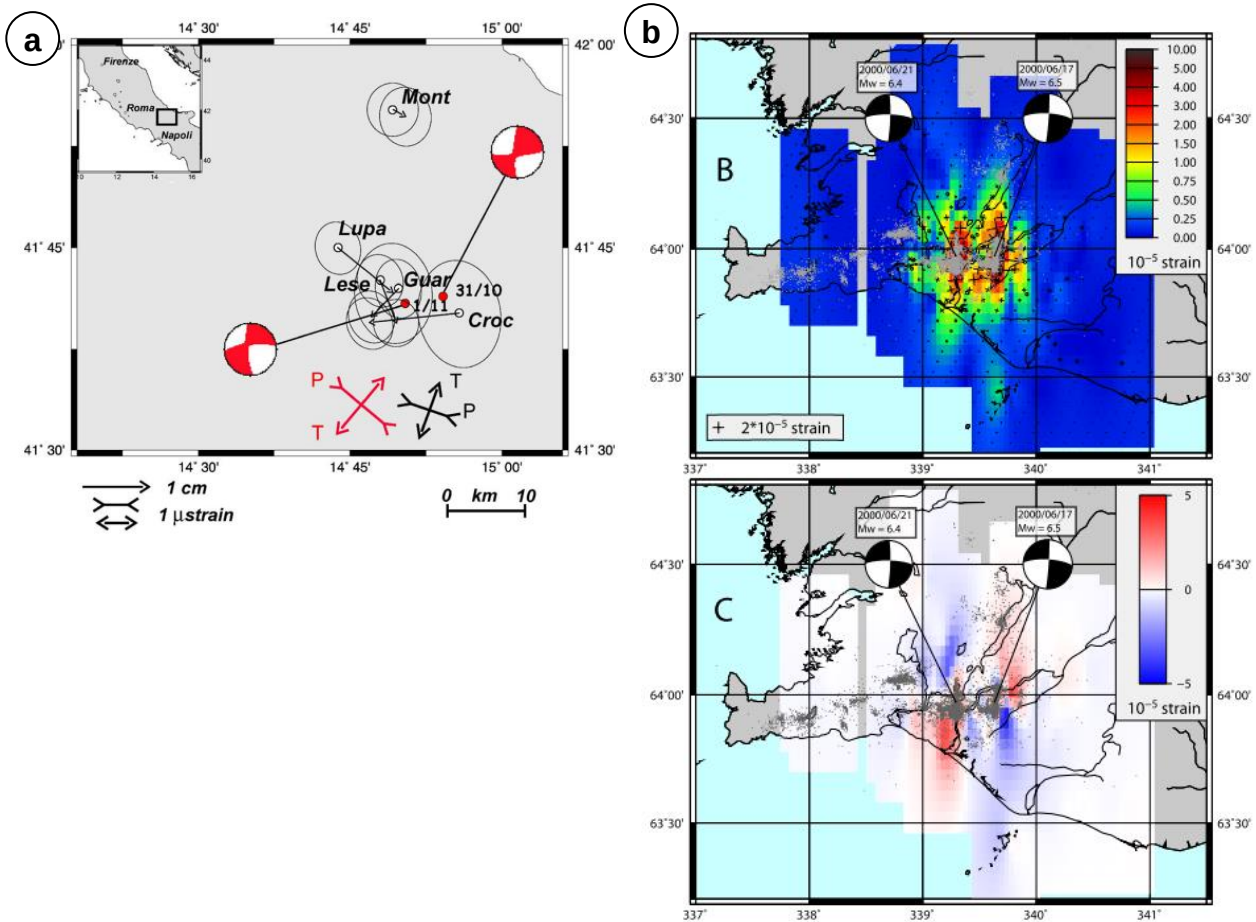


Abb. 6.6: Beispiele zwischen der Korrelation von geodätischen und seismischen Hauptverformungsachsen, welche in der Regel ähnliche Orientierung und Stil aufweisen. (a) Pietrantonio und Riguzzi (2004): horizontale Verschiebungsvektoren mit Fehlerellipse, geodätische (schwarz) und seismische Hauptverformungsachsen und CMT (Global Centroid-Moment-Tensor) Herdmechanismus von zwei Beben. (b) Hackl *et al.* (2009): Scherung (B) und Dilatation (C) verursacht durch zwei Seitenverschiebungsbeben mit dem Herdmechanismus. Die Scherung reflektiert die Lage und die Richtung des Bruchs, während die Dilatation mit dem Herdmechanismus übereinstimmt.

Werden in der interseismischen Phase in tektonisch aktiven Gebieten geringere geodätische Strainraten in Bezug auf die Umgebung beobachtet, besteht eine höhere Wahrscheinlichkeit auf ein stärkeres Erdbeben in dieser Region, da mehr elastische Energie an blockierten Verwerfungen in einer späten Phase des seismischen Zyklus akkumuliert werden kann. Diese Korrelation zwischen starken Beben ($M > 4$) und geringer Strainrate wird beispielsweise von Riguzzi *et al.*

(2012) beschrieben. Auf der anderen Seite traten Beben mit kleinerer Magnitude in allen Strainratengrößenordnungen auf.

Hohe geodätische Strainraten hingegen sind interpretierbar durch kriechende Verwerfungen mit eventuell zahlreichen schwachen Beben, ko-seismischen Verschiebungen oder Verschiebungen von Nachbeben (**Abb. 6.7**). Ebenfalls können erhöhte Strainraten in der postseismischen Phase durch viskoelastische Relaxation nach stärkeren Erdbeben auftreten (Hammond *et al.*, 2010; Hackl *et al.*, 2009; Carafa und Bird, 2016). Deshalb ist für die Interpretation der geodätischen Strainraten die Kenntnis über den Status in dem seismischen Zyklus (Phase) entscheidend (Riguzzi *et al.*, 2012).

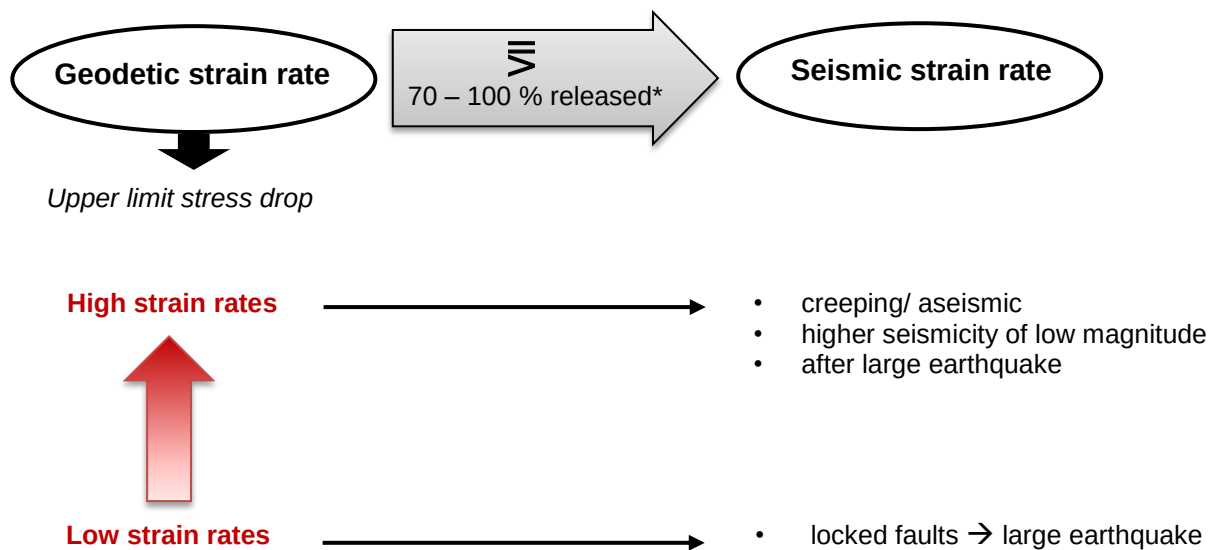


Abb. 6.7: Schematische Zusammenstellung von der Bedeutung der Höhe der Strainraten in Bezug auf die Seismizität aus der Literatur (*Caporali *et al.*, 2003a).

Cannavó *et al.* (2015) schlugen eine Methode vor, welche aus dem Verhältnis der geodätischen zur seismischen Strainrate einen Parameter der Energiebilanz für flache dynamische Gebiete ableitet, der zur Erdbebenvorhersage verwendet werden kann. Sie testeten die Methode erfolgreich für einen sechsjährigen Datensatz eines dichten Überwachungsnetzwerks an der Ostflanke des Vulkans Ätna.

6.1.2 Strainanalyse an Hangrutschungen

Die Strainanalyse basierend auf geodätischen oder fernerkundlichen Beobachtungen im Bereich der Massenbewegungen wurde zunächst auf Gletscherverschiebungen (Welsch, 1989; Hambrey, 1977) angewandt. Arbeiten über die Strainanalyse aus geodätischen oder fernerkundlichen Beobachtungen an einzelnen Hangrutschungen sind überschaubar und eine Übersicht von recherchierten Arbeiten ist in **Tabelle 6.2** zusammengestellt. Seit etwa zwei Jahren wird die Strainanalyse zunehmend in Publikationen thematisiert. Die eigene Arbeit der Strainanalyse hat mit der Divergenz bereits 2010 begonnen und wurde in der Arbeitsgruppe präsentiert, die Ergebnisse dieser Arbeit jedoch erst ab 2014 auf Fachtagungen vorgestellt. Häufig findet die Strainanalyse als kleine Ergänzung zur kinematischen Analyse und einer einfachen Beschreibung und Klassifizierung von extensionalen und kompressiven Hangbereichen einer Lockergesteinsrutschung Anwendung. Diese ist in der Regel charakterisiert durch eine Extensionszone im oberen Teil, eine Kompressionszone im unteren Teil sowie eine zentrale Region mit einer Varietät von interner Deformation. Das Auftreten von Extension und Kompression, welche oft durch morphologische Merkmale abgeleitet wurden, ist an vielen tonreichen Hangrutschungen beobachtet worden. Die Deformation kann von verschiedenen Faktoren abhängen, hauptsächlich von der Ungleichmäßigkeit der Hangrutschungsgeometrie infolge von Variationen des basalen Hangwinkels der Scherzone, den lateralen Begrenzungen sowie der Mächtigkeit des Rutschungskörpers, aber auch von dem Spannungszustand infolge der Veränderung des Porenwasserdrucks oder der Scherfestigkeit (Comegna *et al.*, 2007; Picarelli und Russo, 2004).

Eine Unterteilung der Publikationen in Festgesteins- und Lockergesteinsrutschungen gestaltete sich schwierig aufgrund der fehlenden Information bei einigen Arbeiten. Bei den Arbeiten wird sowohl die Triangulations- als auch Interpolationsmethode angewandt, wobei die meisten Arbeiten sich auf den horizontalen Fall (2D) konzentrieren, bis auf Tzenkov und Gospodinov (2003) und Teza *et al.* (2008a; 2008b), die kurz exemplarisch den 3D-Fall vorstellen. Die Definitionen sowie die Art der Darstellung der Deformation sind zum Teil sehr unterschiedlich und oft nicht ausreichend dokumentiert. Die meisten Arbeiten geben die Deformation mit den Werten der Hauptdehnungen an, lediglich Debella-Gilo und Käab (2012) geben diese in Raten an. Debella-Gilo und Käab (2012) sind der Meinung, dass die Berechnung des Strains bei Massenbewegungen in und orthogonal zur Bewegungsrichtung aussagekräftiger sind. Sie bestimmen die longitudinale Strainraten (in Bewegungsrichtung), transversale Strainraten (orthogonal zur Bewegungsrichtung) und Scherraten von zwei Satellitenbildern mit einem automatischen Bildvergleich basierend auf der Methode der kleinsten Fehlerquadrate zur direkten automatischen Berechnung der Geschwindigkeit, Rotation und Strainraten mit höherer Auflösung als konventionelle Methoden mit einer normalisierten Kreuzkorrelation. Haberler-Weber (2005) implementiert die Strainanalyse in einem Algorithmus zur automatischen Abgrenzung einzelner Verschiebungsblöcke.

Eine detailliertere Genauigkeitsbetrachtung der Strainkalkulation wird von Teza *et al.* (2008a; 2008b) gegeben. Darin wird zum einen die Abweichung nach der Fehlerquadratmethode bestimmen, in der ebenfalls die Messunsicherheit der Verschiebungen bzw. Geschwindigkeiten sowie der Abstand zwischen dem Gitter- und Messpunkt eingehen. Zum anderen wird auch eine

Signifikanz der berechneten Strainwerte angegeben, welche umso höher ist desto besser die geometrische Verteilung der Messpunkte um einen Gitterpunkt ist und desto kleiner die Abweichungen der Messpunkte sind. Poyraz (2016) betrachtet die Standardabweichung und Signifikanz der Koeffizienten des Dehnungstensors sowie das Konfidenzintervall. Debella-Gilo und Kääb (2012) und Travelletti *et al.* (2014) verifizieren die Genauigkeit des Strainfeldes anhand stabiler Bereiche außerhalb der Rutschung, die keine Deformation aufweisen sollten. Debella-Gilo und Kääb (2012) erhielten eine mittlere absolute Abweichung der Strainwerte von 10^{-3} und Travelletti *et al.* (2014) $\pm 2 \cdot 10^{-3}$ für 90 % der Strainwerte.

Die Anwendung der Strainanalyse für mehrere Zeitabschnitte wurde von Walter (2011b), Dogan *et al.* (2013), Travelletti *et al.* (2014), Talich (2014), Benoit *et al.* (2015) und Poyraz (2016) durchgeführt. Meist wird jedoch nur kurz darauf eingegangen. Talich (2014) bezieht dabei alle Zeitabschnitte auf die erste Messung.

Bei der Super-Sauze Hangrutschung überwachten Benoit *et al.* (2015) in 2012 unter anderem den gleichen Hangbereich mit einem Netzwerk aus Low-Cost-GPS für 40 Tage. Die Autoren wendeten unter anderem eine Strainanalyse basierend auf der Triangulationsmethode auf neun Beobachtungspunkte mit einer Genauigkeit von 2 - 5 mm horizontal und 4 - 10 mm vertikal für drei Zeitabschnitte mit je neun Tagen an (**Abb. 6.8**). Die Autoren gehen kurz auf die Bedeutung der Krümmung des westlichen Festgesteinkamms ein, welche infolge des Umknickens in diesem Bereich zu Kompression führt. Des Weiteren wird erwähnt, dass eine Verlangsamung im oberen Bereich zu einer Extension im mittleren Bereich einhergehend mit Rissbildung führt.

Durch die Deformationsanalyse können kompressive und extensive Bereiche visualisiert, abgegrenzt und kartiert werden. Gerade bei einer komplexen Kinematik eignet sich die Strainanalyse für die Abgrenzung einzelner Bereiche. Infolge von Kompression kann es zur Verdickung und von Extension zur Verdünnung kommen (Rutter *et al.*, 2003), die einher gehen können mit Rissentwicklung und Störungen. Diskontinuitäten (i.e. Störungen) können ebenso detektiert werden, die sich durch abrupte Strainänderungen, besonders durch einen abrupten Vorzeichenwechsel äußern (Teza *et al.*, 2008b). Longitudinale und transversale Strainraten führen zu Rissen und transversalen Wällen. Scherungen hingegen führen zu Transformstörungen und Scherrissen, die eventuell zum Abrutschen eines Hangkörpers führen können (Debella-Gilo und Kääb, 2012). Die Rotationsrate geht einher mit der Änderung der Bewegungsrichtung (Debella-Gilo und Kääb, 2012). Die Strainmuster stimmen häufig mit den geomorphologischen Merkmalen wie Risse überein (Travelletti *et al.*, 2014; Benoit *et al.*, 2015). Die Visualisierung als auch Detektion der Ausbildung und Entwicklung von verschiedenen einzelnen Scherzonen und Störungen (Kombination aus Scherung und dilatationaler Gleitfläche) sowie der Hauptabscherungsfläche aus einzelnen Störungen als auch en-echelon Strukturen der Hauptabscherungsfläche gelang eindrucksvoll für vier Zeitabschnitte von dem Bergsturz am Mt. Helens durch Walter (2011b).

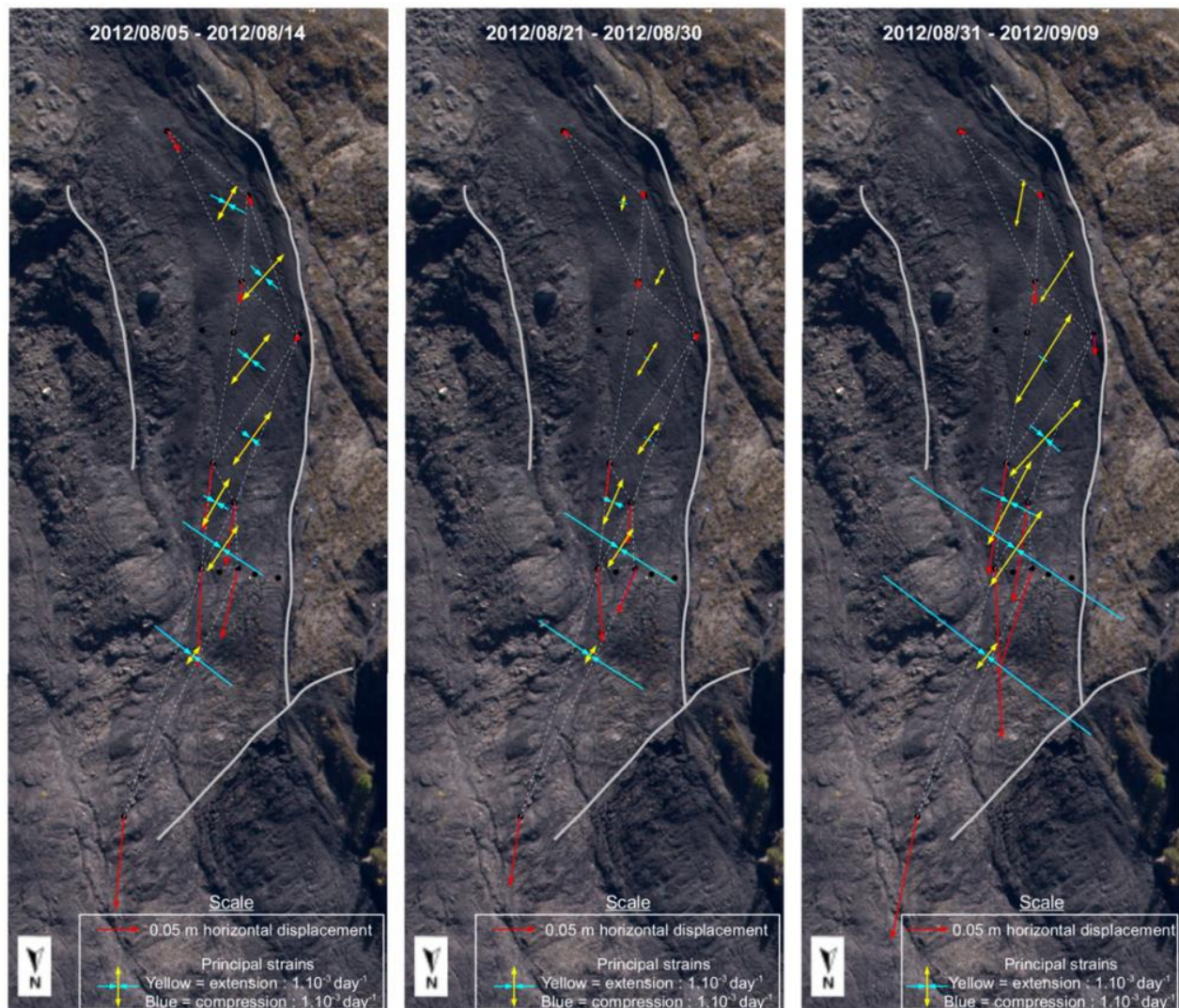


Abb. 6.8: Geschätzter Strain mittels Triangulation an der Super-Sauze Hangrutschung in 2012 (05.08. - 09.09.2012) von Benoit et al. (2015). Rote Pfeile zeigen die horizontale Verschiebung, die gelben und blauen Pfeile die Hauptverformungsrichtung, wobei gelb für Extension und blau für Kompression steht.

Rutter et al. (2003) leiten eine Schätzung des Neigungswinkels der basalen Gleitfläche für jedes Dreieck aus dem Verhältnis zwischen von der Deformation korrigierter Höhendifferenz und der horizontalen Verschiebung ab. Dabei stellten sie die Annahmen auf, dass bei einer konstanten Volumendeformation der Strain mit verkehrten Vorzeichen einer Ausdünnung und Verdickung entspricht. Gilt die konstante Volumendeformation durchgehend für den Rutschungskörper, dann kann die vertikale Komponente der Bewegung der hangabwärts gerichteten Bewegung der basalen Rutschungsfläche angenommen werden, welche modifiziert wird durch die laterale Extension und Kompression. Dabei gilt zu beachten, dass vertikale Höhendifferenzänderungen durch lokale Überschiebungen, Auf- und Abschiebungen nicht miteinbezogen werden, was sich in der Praxis oft als schwierig gestaltet. Der Vergleich der ermittelten Neigungswinkeln aus dem Verhältnis der Bewegungskomponenten war konsistent mit denen aus den Bohrkernproben ermittelten.

Neben den aus fernerkundlichen und geodätischen Beobachtungen abgeleiteten Strainraten können inzwischen faseroptische Systeme, die auch als Strainrosetten in drei Richtungen angeordnet sein können, sehr präzise Verschiebungen im Millimeterbereich und Strainraten an Hangrutschungen erfassen (Woschitz und Brunner, 2008; Brunner *et al.*, 2007). Jedoch sind diese faseroptischen Systeme nur für sehr kleine Strains geeignet und es gibt in der Regel meist aufgrund finanzieller Aspekte wenig Messpunkte.

Es findet sich auch die Überlegung (Teza *et al.*, 2008b; Debella-Gilo und Kääb, 2012), aus den Strains eventuell Spannungen ableiten zu können, welche für das Verständnis der Hangdynamik und Frühwarnsysteme von großer Bedeutung wären. Allerdings gilt die lineare Beziehung nur für ein elastisches Regime. Liegen nicht lineare und nichtelastische Bedingungen vor, dann ist es dennoch möglich verschiedene Deformationsbereiche zu erkennen und zu untersuchen, aber die Spannungsbestimmung kann nicht stimmen (Teza *et al.*, 2008b). Daraus resultiert, dass nur für die Verschiebung auf einer Gleitfläche und im initialen Hangrutschungsstadium zuverlässige und genaue Spannungen ermittelt werden können (Tzenkov und Gospodinov, 2003). In einem späteren Stadium der Rutschungsentwicklung sollte ein geeignetes elastoplastisches oder viskoplastisches Modell in Betracht gezogen werden (Tzenkov und Gospodinov, 2003). Ein nichtelastisches Regime würde für die Spannungsanalyse zusätzliche Hypothesen erfordern.

Die Deformationsanalyse kann zudem wichtige Anhaltspunkte für die Boden- und Hydromechanik und ihrer komplexen Interaktion liefern. Generell ist die Parametrisierung der hydrologischen und geomechanischen Faktoren für langsame Lockergesteinsrutschungen aus Feld- und Laborbeobachtungen für die Beschreibung der Dynamik schwierig und ihre Interaktionen bis heute noch nicht komplett verstanden (van Asch *et al.*, 2009; Shi *et al.*, 2016). Kompression als auch Extension können zu einer Änderung der Bodenporosität führen und bei (initial) langsamen, tonreichen undrainierten Lockergesteinsrutschungen zu einem Porenwasserüberdruck bei Kompression bzw. Porenwasserunterdruck (negativer Porenwasserüberdruck) bei Extension (Picarelli, 2007). Allerdings hängt die Änderung und Größenordnung des Porenwasserüberdruckes durch die Porositätsänderung nicht nur von der initialen Porosität, sondern ebenfalls von dem relativen Zeitraum, der Rate, der Deformation und der Porendruckdiffusion ab (Iverson *et al.*, 2000). Porenwasserdruckänderungen führen zu Änderungen der effektiven Spannungen im Rutschungskörper. Ein Porenwasserüberdruck führt zur Reduktion der Reibungskraft (*frictional strenght*) (Iverson *et al.*, 2000). Porenwasserüberdrücke können auch durch statische Belastung infolge von Sedimentablagerungen von Muren (debris flows), dynamische Belastung durch Passieren einer Mure oder eines Schlammstroms, internen Stressänderungen infolge Reaktivierung oder Beschleunigung oder durch eine seismische Belastung hervorgerufen werden (Picarelli *et al.*, 2005; Comegna *et al.*, 2007). Ein schneller Anstieg des Porenwasserüberdrucks durch eine Belastung kann zu einer Fluidisierung und Bodenverflüssigung führen (van Asch und Malet, 2009). Dieser Mechanismus kann dafür sorgen, dass sich nahezu wassergesättigte und wassergesättigte Rutschungsbereiche in schnelle Muren oder Schlammströme transformieren können (van Asch *et al.*, 2006).

Tab. 6.2: Übersicht an Publikationen über Strainanalyse basierend auf geodätischen und fernerkundlichen Beobachtungen an einzelnen Hangrutschungen mit relevanten Parametern, insofern die Angaben angegeben oder abgeleitet werden konnten.

Autoren	Hangrutschung	Fläche [ha]/ Mächtigkeit [m]/ Ø Hang- winkel/ Vol- umen [m ³]	Ø v pro Jahr [m/a]	Messver- fahren	Mess- zeitraum	a ^b	Verschieb- ung im Messzeit- raum [m]/ Fehler [m]	Mess- punkte/ Gitter- weite [m]	Strain- analyse (Methode)	Strain Art/ Darstellung	Strain Werte [·10 ⁻⁴]	Strain Rate [· 10 ⁻⁴ a ⁻¹], *[· 10 ⁻⁴ /d]
Tzenkov und Gospodinov, 2003	Orsoya, Bulgarien	k.A.	k.A.	geodätisch	04/1983 - 06/1986	3,2	nur Abb.	23/ -	Triangulation 2D/3D	Hauptdehnung/ Dilatation	nur Abb.	-
Rutter et al., 2003	Mam Tor England, slump- earthflow	34/ 30 - 40/ 12°/ -	0,10 - 0,50	Tachymeter	1996 - 2002	6	0,02 - 4,07	30/ -	Triangul- ation, 2D	Hauptdehnung / Dilatation	-60 - 100/ -89,3 - 91,7	
Teza et al., 2008b; Teza et al., 2008a	Perarolo di Cadore ital. Alpen, slump-type (rotational)	~0,25/ ~30/ ~40/ 2,5x10 ⁵	0,15 - 0,25	TLS Ø 3,3 cm GSD	12/2002 - 06/2006	6,6	~Ø 0,7	-/ 5	Interpolation, 3D, d0 = 20, 40, 80m	Hauptdehnung/ Dilatation/ Scherung	1 - 160 aus Abb. 1 - 1.000 im Text	
Teza et al., 2008b; Teza et al., 2008a	Lamosa ital. Alpen, slump-type	~0,8 ^{ac} / -/ 15 -20 40 - 45 ^d / 45x10 ⁵	0,02- 0,06	TLS	09/2004 - 07/2005	0,9	0,02 - 0,05/ 0,012	-/ 10	Interpolation, 2D, d0 = 25, 50, 100 m	Hauptdehnung / Dilatation / Scherung	-6 bis 4/ nur Abb.	
Acar, 2010	Gurpinar, Türkei	k.A.	k.A.	GPS	07/1996 - 07/1997	1	nur Abb.	18/ -	Triangulation 2D	e _{xx} , e _{yy} , e _{xy} nur Tab.		
Wong, 2010; Ho, 2013	Pos Selim, Malaysia. Schiefer	~6 ^b / -/ 35/ ~3 Mio		Tachymeter Luftbilder	10/2003 - 09/2005	1,9	0,06 - 0,94	160/ -	Triangulation 2D	e _x , e _y , e _{xy} / max. Scherung (Ing.)/ Hauptdehnung / Rotation, Area	-2.900 - 6.500/ 0 – 6.500/ nur Abb./ -31 - 14/ -3.900 - 5.300	
Walter, 2011b	Mout St. Helens, USA, rockslide	~300 ^{ab} / -/ -/ -	Kollaps	5 terr. Bilder, DIC	4 Perioden: 3 - 4 s		0 - 680	-/ ~170 ^a	Interpolation, 2D	max. Dehnung/ Scherung	nur Abb.	

Autoren	Hang- rutschung	Fläche [ha]/ Mächtigkeit [m]/ Ø Hang- winkel/ Vol- umen [m ³]	Ø v pro Jahr [m/a]	Messver- fahren	Mess- zeitraum	a ^b	Verschieb- ung im Messzeit- raum [m]/ Fehler [m]	Mess- punkte/ Gitter- weite [m]	Strain- analyse (Methode)	Strain Art/ Darstellung	Strain Werte [·10 ⁻⁴]	Strain Rate [· 10 ⁻⁴ a ⁻¹], *[· 10 ⁻⁴ /d]
Debella-Gilo und Kääb, 2012	La Clapière, frz. Alpen rockslide,	~80/ -/ -/ ~60 M	0 - 2,75, Ø 0,4	Satelliten- bilder, 60 cm GSD, autom. DIC (LSM)	09/2003 - 09/2010	7,1	0 - 19,4/ 1,2	-/ 30,6	Interpolation, 2D	longitudinal/ transversal/ Scherung in Bewegungs- richtung/ Rotation in Raten	-1.977,6 - 1.200 ^b / -706,3 - 1.200 ^b / 0 - 2.118,9 ^b / 0 - 0,7°a ⁻¹	-280 - 170/ -100 - 170/ 0 - 300/ 0 - 0,7°
Dogan et al., 2013	Avclar region, Türkei, bebaute Fläche	~10.000 ^{ac} / -/ -/-	0,0012 - 0,0096	GPS	3Perioden: 11/2007, 04/2008, 08/2008, 05/2009	1,5	0 - 0,18 (Azimut variiert stark ü. Perioden)	10/ -	Interpolation 2D	Hauptdehnung für 3 und 4 Perioden	-0,007 - 0,004 ^b	
Travelletti et al., 2014	Super- Sauze, Fuß frz. Alpen	17; 0,5 ^c / -/ 25/ 75x10 ⁵	3,65 - 146	TLS, ~4 cm GSD, DIC,	2 Perioden: 06/2008 - 09/2008/ 06/2009 - 10/2009/	0,2 4 0,2	0,5 - 1,5 0,1 - 0,6	-/ 1	Interpolation 2D	Dilatation/ positive Scherung	nur Abb. -10 - 10 ^a , 0 - 30 ^a	
Talich, 2014	Jezerka, Tschechien Tagebau	~31 ^{ac} / -/ -/ -	k.A.	k.A.	3Perioden: 02, 05, 10/ 1992, 01/1993	0,9	nur Abb. 0 - 0,04 ^a	18/ -	Interpolation 2D	Hauptdehnung für 3 Perioden mit Bezug auf 1. Messung	Abb.	
Sumaryono et al., 2015	Ciloto, West Java	~40 ^a / -/ -/ -	6,3E ⁻³ - 0,13	GPS	06/2012 - 12/2012	1,6	0 - 0,14/	15/ -	Interpolation, 2D	max. Scherung	max. 15	

Autoren	Hang- rutschung	Fläche [ha]/ Mächtigkeit [m]/ Ø Hang- winkel/ Vol- umen [m ³]	Ø v pro Jahr [m/a]	Messver- fahren	Mess- zeitraum	a ^b	Verschieb- ung im Messzeit- raum [m]/ Fehler [m]	Mess- punkte/ Gitter- weite [m]	Strain- analyse (Methode)	Strain Art/ Darstellung	Strain Werte [·10 ⁻⁴]	Strain Rate [· 10 ⁻⁴ a ⁻¹], *[· 10 ⁻⁴ /d]
Benoit et al., 2015	Super- Sauze, mittlere westlicher Hang- bereich frz. Alpen	17, 1 ^{ac} / -/ 25/ 75x10 ⁵	3,65 - 146	GPS	3 Perioden á 9d: 08/2012 - 09/2012	0,0 9	Δt1: ~0,01 - 0,11 Δt2: ~0,01 - 0,09 Δt3: ~0,01 - 0,21	9/ -	Triangulat- ion, Delaunay, 2D	Hauptdehnung	nur Abb.	Δt1: ~-229 - 156* ^a Δt2: ~-306 - 121* ^a Δt3: ~-620 - 245* ^a
Shi et al., 2016	Xishan, China	~714 ^b / -/ 25 - 45°/ 1,7x10 ⁸	6,3· 10 ⁻³ - 0,45	Satelliten- bilder, 2,1 m GSD, DIC	12/2012 - 08/2013	0,7	0,015 - 0,334	-/ ~125 ^a	Interpolation, 2D, Teza et al.	normalisierter Scherung, Dilatation	-0,018 - 0,057	
Poyraz, 2016	Koyulhisar, Türkei	k.A.	0 - 0,09	GNSS	3 Perioden: 04/2007 - 10/2008	á 1	0 - 0,09	10/ -	ein Punkt	Hauptdehnung	-35 - 0,56	
Kumsar et al., 2016	Guündoğdu , Babadağ- Türkei, creep-like	~36 ^a / -/ -	0,04 - 0,14	Luftbilder	1960 - 2001; 41		~1,64 - 6,56	29/ -	Triangulation	Hauptdehnung	nur Abb.	
Hindayar et al., 2016	13th mile, Himalya, Indien	~68 ^b / -/ 30 -50/ -	0,1	Theodolit	k.A.	1	~0 - 0,001 ^a	16/ -	Interpolation 2D, (Teza <i>et al.</i> , 2008a)	Hauptdehnung / Dilatation	nur Abb.	

^a aus Abbildung abgeleitet, ^b umgerechnet, ^c beobachteter Hangbereich, ^d unterer Hangbereich

6.2 BERECHNUNG DER 2D-STRAINRATENFELDER UND DEREN VERIFIZIERUNG

6.2.1 Berechnung des 2D-Strainratenfeldes

Für die Berechnung der Eigenwerte des 2D-Verzerrungstensors wurde das Softwarepaket `grid_strain` von Teza *et al.* (2008a), welches auf MATLAB basiert, verwendet. Die Grundlage der Definition und Berechnung wurde bereits in Kapitel 6.1 Grundlagen vorgestellt. In diesem Abschnitt soll lediglich noch auf Besonderheiten und die eigenen verwendeten Parameter eingegangen werden. Für eine ausführliche Dokumentation sei auf Teza *et al.* (2008a, 2008b) und Pesci und Teza (2008) verwiesen.

In das Skript `grid_strain` gehen die Startkoordinaten, die Verschiebungs- bzw. die Geschwindigkeitskomponenten in x- und y-Richtung sowie deren Fehler ein. Anschließend erfolgt die Definition der Größe und der Gitterweite des rechtwinkligen Gitters. Die Berechnung der Strainwerte an jedem Gitterpunkt basiert auf einer modifizierten Kleinsten-Quadrate-Ausgleichung (MLS, *least square approach*) nach Shen *et al.* (1996) und beinhaltet eine Anpassung der Kleinsten-Quadrate der Kovarianzmatrix durch eine Gewichtungsanpassung $e^{(-d/d_0)}$. Dabei ist d die Distanz zwischen Berechnungs- und Messpunkt und d_0 ein Skalierungsfaktor, innerhalb welchem Radius die Messpunkte eingehen (**Abb. 6.10**). Die Gewichtung ist abhängig von d und d_0 wie in der **Abbildung 6.9** veranschaulicht. Wie lokal die Strainbestimmung an einem Gitterpunkt ist wird durch d_0 gesteuert. Dies ermöglicht die Berücksichtigung verschiedener Skalen der Analyse sowie die Detektion eines eventuellen skalierungsabhängigen Verhaltens des beobachteten Systems. Am Beispiel der Perarolo di Cadore Hangrutschung zeigten Teza *et al.* (2008a, 2008b), dass das 3D-Strainratenfeld mit einer 5 m-Gitterweite mit drei unterschiedlichen Skalierungsfaktor $d_0 = 20$ m, 40 m und 80 m sich im Ergebnis kaum unterscheidet.

Es gilt zu beachten, dass der Strainwert nur gültig ist, wenn die Verschiebung signifikant geringer ist als der Abstand zwischen Gitter- und Messpunkt, weil sich der Strainwert durch die Linearisierung der Verschiebungen um einen Gitterpunkt ergibt. Aus diesem Grund sollte der Strainwert nach Teza *et al.* (2008b) nicht größer sein als $\sim 1.000 \cdot 10^{-4}$. Einen weiteren signifikanten Einfluss auf den Strainwert haben Lageabweichungen auf die Messwerte, die sogar den Großteil des Betrags des Strainwertes ausmachen können.

Die Interpolation sowie die Methode der Kleinsten-Quadrate-Ausgleichung fungiert als Tiefpassfilter und führt zur Glättung von lateralen Geschwindigkeitsänderungen und einer Verbreiterung der Strukturen (Caporali *et al.*, 2011; Travelletti *et al.*, 2014). Folglich wird die Zuordnung von steilen Straingradienten zu einzelne Strukturen erschwert (Riguzzi *et al.*, 2012).

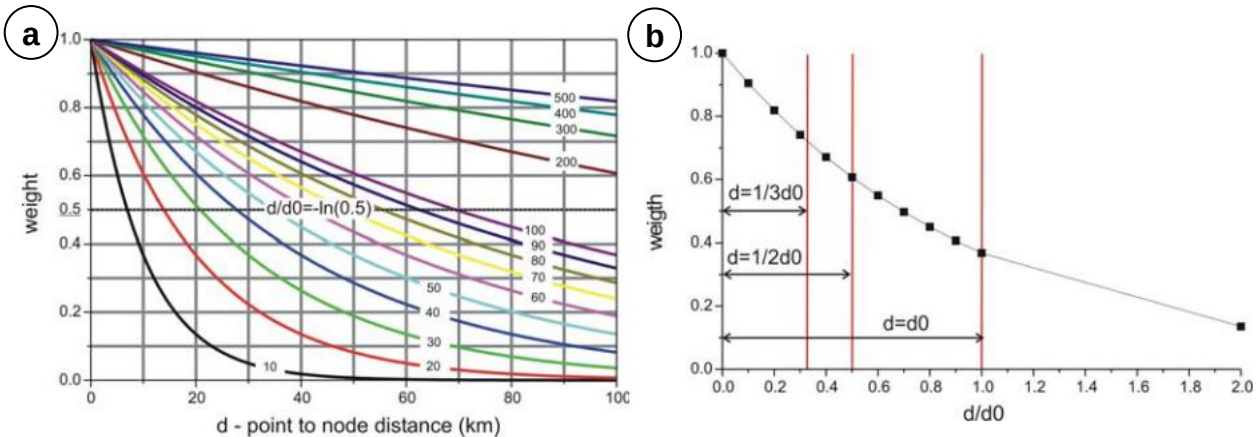


Abb. 6.9: (a) Beispiel zur Veranschaulichung der Gewichtungsfunktion für verschiedene Skalierungsfaktoren (d_0), welche mit zunehmendem Abstand zwischen Mess- und Beobachtungspunkt gegen null gehen. Bei einem Abstand von $d = 0,7 d_0$ ist der Fehler doppelt so hoch. (b) Die Gewichtungsfunktion nimmt mit d/d_0 ab und im Fall von einer Gitterweite und d_0 mit dem halben Abstand zwischen den Messpunkten liegt die Gewichtung im Bereich zwischen 1 und 0,4 für $d = d_0$ (Pesci und Teza, 2008).

Neben der Anzahl der Messpunkte sowie deren Lageabweichungen kann die geometrische räumliche Verteilung einen wichtigen Einfluss auf eine zuverlässige Strainwertbestimmung haben. Diese berücksichtigen Teza *et al.* (2008a, 2008b) mit der Bestimmung der Signifikanz. Hierfür wird der Bereich mit dem Radius d_0 um einen Gitterpunkt in drei Sektoren mit 120° unterteilt (**Abb. 6.10**). Befindet sich mindestens ein Messpunkt in allen drei Sektoren ist die Signifikanz hoch, in zwei von drei ist diese mittel und ist keiner innerhalb des Radius ist diese gering und nicht verwendbar.

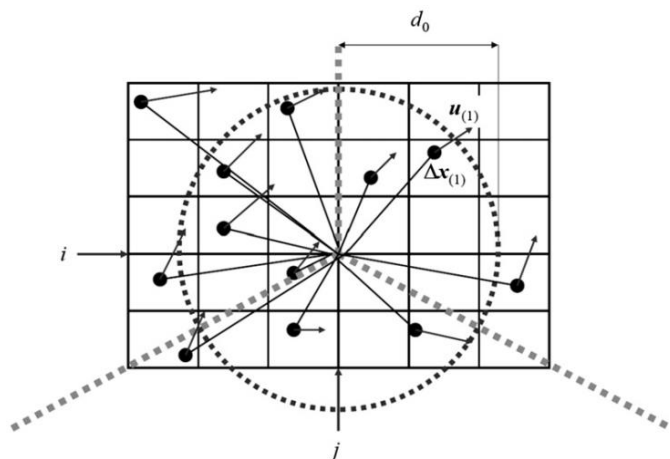


Abb. 6.10: Verteilung von Messpunkten um den Gitterpunkt ij und Unterteilung in drei Sektoren zur Ermittlung der Signifikanz, die ein Maß für die räumliche Verteilung der Messpunkte angibt. Hier ein Beispiel für hohe Signifikanz (Teza *et al.*, 2008b).

Eingangswerte für den 2D-Verzerrungstensor sind die horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten aus den dGNSS- und TLS-Messungen (siehe Kapitel 4.1.4 sowie 4.2.3) für den gesamten Messzeitraum von durchschnittlich 50 Tagen sowie für die vier Zeitabschnitte aus den multitemporalen Gittermessungen (**Tab. 6.3**). Als Fehler wurde der Betrag der horizontalen Koordinatenqualität (2D) aus der ersten und zweiten Messung des entsprechenden Messpunktes verwendet. Als Gitterweite wurde $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ gewählt, welche dem kleinsten Messpunkttraster entspricht. Die berechnete Fläche beträgt 90 m in x-Richtung und 210 m in y-Richtung. Daraus resultieren 46 Gitterpunkte in x-Richtung und 106 Gitterpunkte in y-Richtung.

Tab. 6.3: Übersicht der Datensätze für die Strainanalyse für den gesamten Messzeitraum sowie für die Zeitabschnitte mit der Messpunktanzahl, den horizontalen Abweichungen und Durchschnittsgeschwindigkeiten.

	gesamter Zeitraum				4 Zeitabschnitte (Gitter)				
	GCPs/ Gitter gesamt	GCPs/ Gitter Mess- gebiet	Gitter	TLS	t ₁	t ₂	t ₃	t ₂ + t ₃	t ₄
Zeitraum [Tage]	47 - 55 (Ø: 51)	47 - 55 (Ø: 51)	49 - 54 (Ø: 50)	49 - 51 (Ø: 50)	11 - 14	18 - 19	6 - 7	24 - 26	12 - 13
Anzahl an Messpunkten	662	450	301	790	292	292	292	292	292
Horizontale Abweichungen									
2D-Koordinatenqualität (KQ) (alle Einzelmessungen)									
2D [mm]	11 ± 4	11 ± 4	11 ± 4	-	10 ± 4	11 ± 5	11 ± 5	11 ± 5	12 ± 4
Min.	5,40	5,4	5,4	-	5,4	5,5	5,5	5,5	5,6
Max.	34,55	30,89	30,89	-	26,52	34,9	39,1	39,1	39,1
Mittel	11,25	10,91	10,87	-	10,3	10,98	10,69	10,9	11,31
SD	4,2	3,96	3,91	-	3,6	4,6	4,97	4,5	4,6
2D-Koordinatenqualität (KQ) (1.+ 2. Messung)									
2D [cm]	2,6 ± 6	2,2 ± 6	2,2 ± 5	-	2,1 ± 5	2,2 ± 7	2,1 ± 7	2,2 ± 7	2,3 ± 6
Min.	1,239	1,239	1,28	-	1,22	1,27	1,27	1,34	1,18
Max.	4,882	4,604	4,03	-	3,75	4,48	4,99	5,15	5,14
Mittel	2,250	2,139	2,14	-	2,06	2,20	2,14	2,18	2,26
SD	0,62	0,564	0,51	-	0,51	0,65	0,71	0,67	0,62
2D [cm/Tag]	0,04 ± 0,01	0,04 ± 0,01	0,04 ± 0,01	-	0,15 ± 0,04	0,12 ± 0,03	0,31 ± 0,10	0,09 ± 0,02	0,17 ± 0,05
Tage	≅	≅	≅	-	14	19	7	≅	13
Min.	0,024	0,024	0,03	-	0,09	0,07	0,18	0,05	0,09
Max.	0,096	0,086	0,08	-	0,27	0,24	0,71	0,20	0,40
Mittel	0,044	0,043	0,04	-	0,15	0,12	0,31	0,09	0,17
SD	0,012	0,011	0,01	-	0,04	0,03	0,10	0,02	0,05
Abweichung zwischen den TLS-Scans TLS1 und TLS6									
Max. 3D [cm]				6,0					
Max. 3D [cm/Tag]				0,12					
Max. X,Y [cm]				4,243					
Max. X,Y [cm/Tag]				0,85					
Durchschnittsgeschwindigkeit [cm/Tag]									
horizontale v [cm/Tag]	0,42 ± 0,49	0,39 ± 0,38	0,33 ± 0,15	0,38 ± 0,30	0,27 ± 0,12	0,43 ± 0,26	0,45 ± 0,26	0,41 ± 0,26	0,28 ± 0,14
Min.	0,003	0,003	0,074	0,018	0,286	0,022	0,036	0,025	0,028
Max.	4,508	2,957	0,829	1,772	1,048	1,166	1,268	1,144	0,771
Mittel	0,426	0,406	0,333	0,384	0,265	0,430	0,445	0,412	0,279
SD	0,498	0,397	0,148	0,302	0,120	0,255	0,257	0,257	0,143

6.2.2 Verifizierung der Datenqualität

Aufgrund der Sensibilität der Strainanalyse auf Lageabweichungen, geometrische Stationsverteilung und numerische Artefakte bedingt durch die Methode werden im Folgenden verschiedene Aspekte in Bezug auf die Feldmessungen in 2010 erörtert und diskutiert. Hinsichtlich der geringen Verschiebungsbeträge, die zum Teil nahe den Fehlergrenzen (SNR) liegen ist diese Betrachtung sehr relevant, da diese Verifizierung der Klärung der Genauigkeit sowie der Verlässlichkeit inwiefern die Straindaten im Anschluss interpretiert werden können dient.

Effekt von Gitterweite und Skalierungsfaktor

Der Skalierungsfaktor d_0 hat Einfluss auf den Betrag, die Robustheit und die Signifikanz des Strainwertes. Um den Effekt von dem Skalierungsfaktor und der Gitterweite zu veranschaulichen wurde eine Serie von Strainratenfeldern des Zeitintervalls t_1 generiert (**Abb. 6.11**). Die zweidimensionalen Strainratenfelder wurden in einen Graph umgesetzt (**Abb. 6.12**). Hierfür wurde der Laplace-Filter, ein Kantenfilter, der die partiellen zweiten Ableitungen bildet, auf das Strainratenfeld angewandt. Die Absolutbeträge wurden summiert. Wird der Skalierungsfaktor in Abhängigkeit von der Messpunktdistanz zu klein gewählt führt dies zu einem Rauschen, wie dies in **Abbildung 6.11** und **6.12** für d_0 mit 1 m und 3 m deutlich sichtbar ist. Mit größer werdenden d_0 nimmt dieses Rauschen ab und die ermittelten Werte sind robuster. Jedoch geht eine Glättung aufgrund der Tiefpassfilterung und Verbreiterung der Deformationsstruktur einher. Folglich können Deformationsbereiche mit hohen Strainwerten über einen weiten Bereich der Gitterweite identifiziert werden. Schwächere und zu kleine Strukturen sind jedoch mit zunehmender Gitterweite kaum oder nicht mehr wahrnehmbar. Gemäß den **Abbildungen 6.11** und **6.12** wird deutlich, dass es einen Kompromiss zwischen den Deformationsstrukturen und Rauschen gibt. Bei einer Gitterweite von zwei Metern, was dem kleinsten Abstand des Messgitters entspricht, ist bei einem Skalierungsfaktor mit 5 m der Rauschanteil schon deutlich geringer. Gleichzeitig sind die Intensität und die Breite der Deformationsstrukturen noch recht hoch. Zudem werden in dieser Größenordnung relevante Strukturen erwartet, weswegen sich hier für einen Skalierungsfaktor von 5 m entschieden wurde. Neben diesem Skalierungsfaktor wurden die Strainratenfelder zudem mit einem Skalierungsfaktor von 10 m berechnet. Bei diesem tritt fast kein Rauschen mehr auf. Der Grund für diese Wahl liegt in der Signifikanz der berechneten Strainwerte begründet, was im folgenden Abschnitt behandelt wird.

Signifikanz

Als Skalierungsfaktor d_0 wurde zunächst 5 m mit Ausnahme des gesamten Hanges verwendet (**Abb. 6.13a, c**). Die Signifikanz nach Teza *et al.* (2008a, 2008b) ist bei den Strainratenfeldern mit einem Skalierungsfaktor 5 m nicht durchgehend moderat oder hoch und deckt lediglich die Bereiche des Messgitters 1 und 2 gut ab. Wie bereits im Kapitel zuvor erwähnt, sollte eine Analyse und Interpretation nicht in Bereichen mit fehlender Signifikanz vorgenommen werden. Damit weite Bereiche des Messgebietes mittlere und hoher Signifikanz aufweisen wurde der Skalierungsfaktor d_0 auf 10 m erhöht (**Abb. 6.13b, d**). Damit eine höhere Auflösung für die Analyse der Messgitter erhalten bleibt, werden entweder die Strainratenfelder für beide d_0 dargestellt oder

es wird der Bereich von den Messgittern 1 und 2 mit dem kleineren Skalierungsfaktor $d0 = 5$ m überlagert.

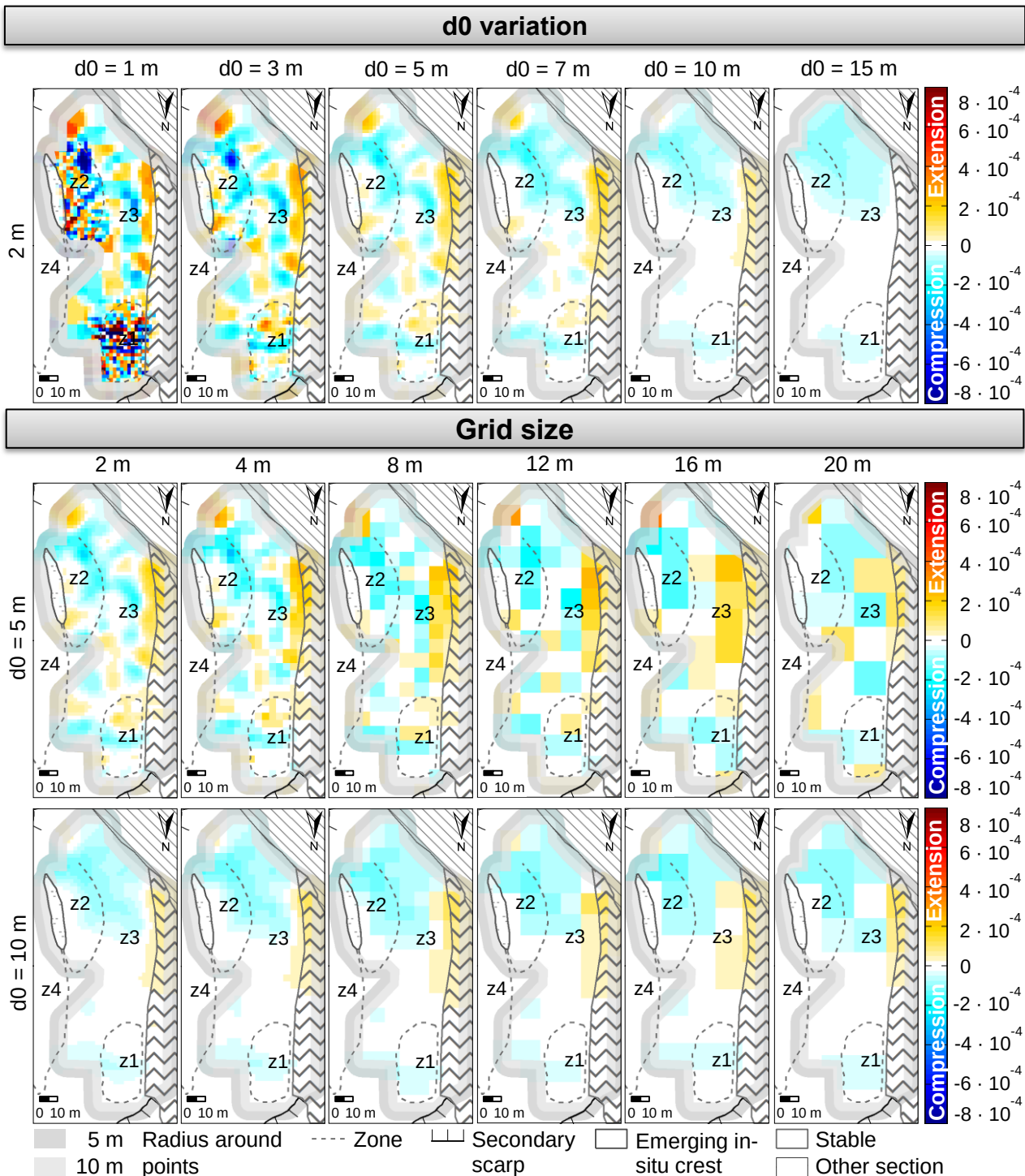


Abb. 6.11: Serie von Dilatationsratenfelder (pro Tag) mit verschiedenen Skalierungsfaktoren und Gitterweite für den Zeitabschnitt t_1 . Überlagert sind die geomorphologischen Zonen zur Vergleichbarkeit.

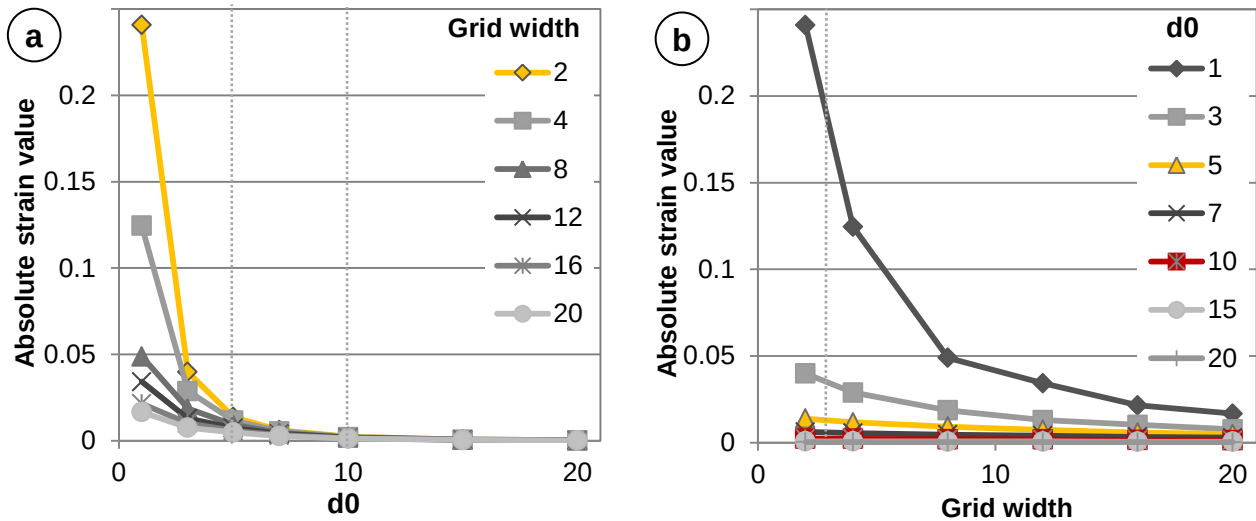


Abb. 6.12: Abhängigkeit von d_0 (a) und der Gitterweite (b) für die in Abb. 6.11 dargestellten Dilatationsratenfelder von dem Zeitabschnitt t_1 .

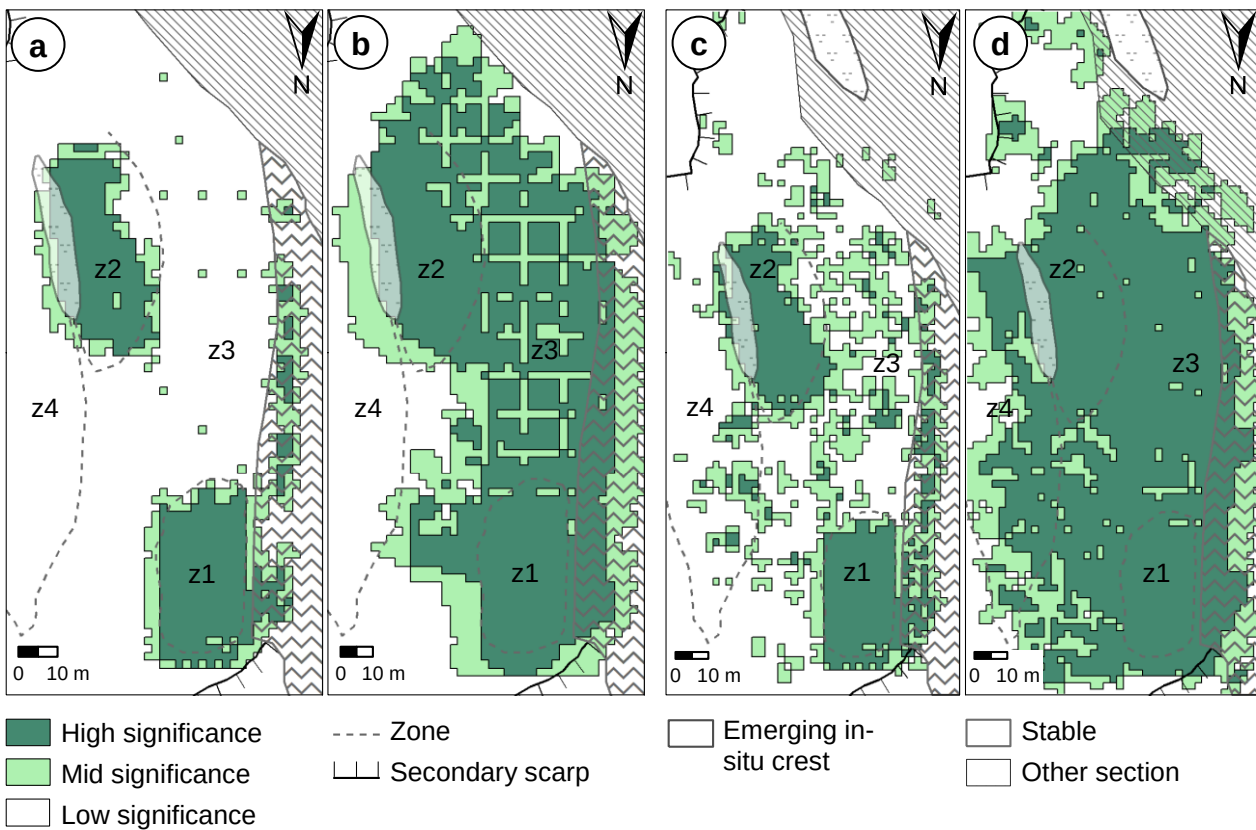


Abb. 6.13: Signifikanz für das dGNSS-Gitter (a), (b) sowie für alle dGNSS-Messungen (c), (d) im instrumentierten Gebiet mit $d_0 = 5$ m (a), (c) und für $d_0 = 10$ m (b), (d) überlagert mit den morphologischen Zonen zur Vergleichbarkeit.

Integration von Stützpunkten in stabilen Bereichen

Wegen der geringen Messpunktdichte auf den stabilen Hangbereichen wurden künstlich 51 Stützpunkte auf dem westlichen und östlichen Festgesteinskamm in die dGNSS-Datensätze für den instrumentierten Hangbereich eingefügt. Dies hat primär auf den Datensatz mit den multitemporalen Gittermessungen, bei dem Messungen auf den stabilen Bereichen komplett fehlen eine signifikante Auswirkung, was exemplarisch für den Zeitabschnitt t_1 in **Abbildung 6.14** dargestellt ist. Durch das Hinzufügen der Stützpunkte können die Scherungen im Kontaktbereich zwischen Rutschungsmaterial und stabilen Bereichen aufgelöst werden. Dies gilt besonders für den westlichen Messbereich. Gut zu sehen ist in **Abbildung 6.14**, dass trotz der Einführung von Stützpunkten Strainwerte in den stabilen Bereichen auftreten infolge der Interpolation, die zu einer Verbreiterung der Strukturen führt.

Checkerboard-Tests

Zur Validierung der berechneten Strainratenfelder im Zusammenhang mit der Stationsverteilung und der Messpunktabweichung wurden Checkerboard-Tests durchgeführt. Hierfür wurden die Stationsverteilung, die entsprechenden horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten sowie die Lageabweichungen für die vier Zeitabschnitte aus den dGNSS-Gittern verwendet. Für jeden Zeitabschnitt t_1 - t_4 wurde ein synthetisches Geschwindigkeitsmodell basierend auf den horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten mit geometrischen wiederholenden Mustern mit derselben Gitterweite und Dimension wie für die realen Messdaten erstellt. Die daraus resultierenden Strainratenfelder weisen ebenfalls geometrische wiederkehrende Muster auf. An den verwendeten Stationskoordinaten wurden die synthetischen Geschwindigkeiten ausgelesen und für diese Daten das Strainratenfeld neu berechnet. Die Ergebnisse sind in **Abbildung 6.15a** dargestellt und zeigen, dass in Bereichen mit hoher Stationsabdeckung die wesentlichen Mustermerkmale für alle vier Zeitabschnitte wiedergegeben werden, allerdings mit einer Dämpfung. In einer weiteren Testreihe wurde auf die horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten ein zufällig verteilter Rauschwert aufaddiert bzw. subtrahiert. Der Rauschwert ergibt sich aus der horizontalen Abweichung von 40 mm von zwei dGNSS-Messungen dividiert durch die mittlere Messdauer des jeweiligen Zeitabschnitts. Die Ergebnisse mit dem zufällig verteilten Rauschen sind in **Abbildung 6.15b** dargestellt. Für alle Zeitabschnitte mit Ausnahme Zeitabschnitt t_3 werden die wesentlichen Strukturmerkmale wiedergegeben und folglich dominieren die Daten über den Fehlern. Deutlich erkennbar in diesem Beispiel ist, je höher das Rauschen, i.e.S. der Lageabweichungen, desto schlechter ist die Wiedergabe des synthetischen Musters. Im Fall des Zeitabschnittes t_3 dominieren die Lageabweichungen, infolge des verhältnismäßig kurzen Messzeitraums, weshalb eine zuverlässige Analyse nicht möglich ist. Dieses Rauschen in dem Zeitabschnitt t_3 spiegelt sich auch in dem gemessenen Datensatz wieder (siehe Anhang A.4). Aus diesem Grund sowie für eine zeitliche Konformität mit der meteorologischen und hydrologischen Situation wurden die Zeitabschnitte t_2 und t_3 zusammengefasst.

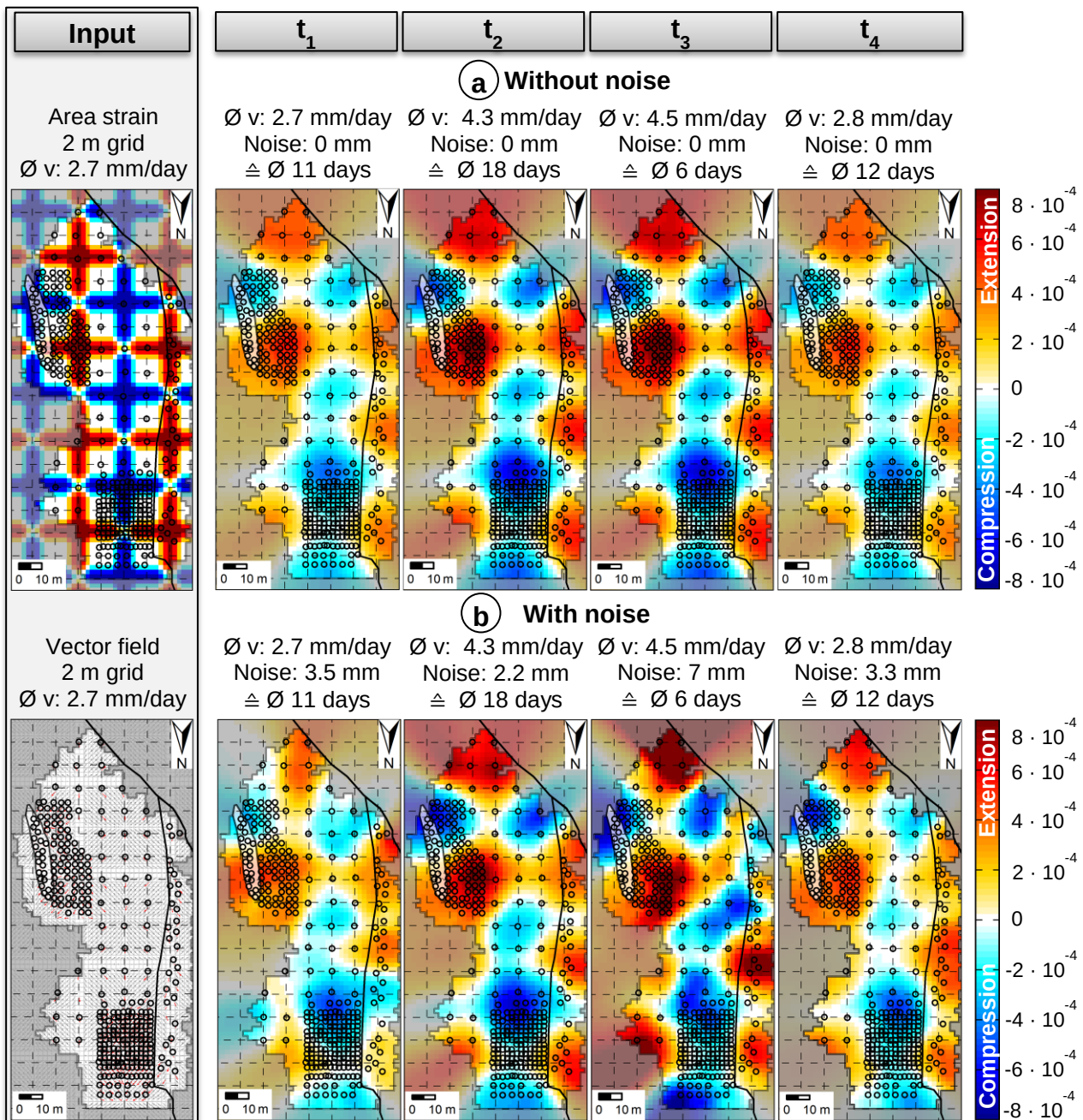


Abb. 6.15: Checkerboard-Tests für die Validierung der vier Zeitabschnitte. (a) ohne Rauschen und (b) mit Rauschen. Die linke Abbildung zeigt das synthetische Strainratenfeld (Dilatation) mit den Verschiebungen an den Stationen. In den Strainratenfeldern wurden Bereiche mit fehlender Signifikanz ausgegraut.

Fehler der Strainberechnung

Teza *et al.* (2008a) geben die Fehler für die Eigenwerte ε_1 und ε_2 an. Da bei der Bestimmung der Dilatation bzw. der Scherung die Eigenwerte addiert bzw. subtrahiert werden, wurden die Fehler beider Eigenwerte aufsummiert. Diese sind für die Datensätze für den gesamten Messzeitraum in **Abbildung 6.16** und für die drei Zeitabschnitte in **Abbildung 6.17** dargestellt. Die Statistikwerte für alle Datensätze können in **Tabelle 6.4**, **6.5** und Anhang A.4 (A.4.7, A.4.8) entnommen werden. Die Größenordnung des absoluten Fehlers der Eigenwerte liegt im gleichen Bereich wie die der Dilatationen und der Scherungen. Die Abbildungen zeigen jedoch, dass weite Bereiche keine oder geringe Fehler aufweisen. Die größten Fehler sind im Bereich des freiliegenden Festgesteins und an der südlichen sekundären Abrisskante zu beobachten. Bei den Zeitabschnitten treten moderate Fehler auch im Bereich der gekreuzten Bruchstruktur auf.

„braiding“-Artefakte

Baxter *et al.* (2011) zeigten, dass signifikante numerische Artefakte in der Strainbestimmung infolge der Interpolation sowie der irregulären Stationsverteilung auftreten können. Besonders bei der Bestimmung der Dilatation im Nahbereich von Transformstörungen treten sogenannte „braiding“-Artefakte auf. Diese äußern sich in Form einer Wechselfolge von Kompression und Extension entlang der Transformstörung und sind abhängig von der Gitterweite und dessen Orientierung relativ zu der Transformstörung. Baxter *et al.* (2011) berichten, dass dieser Effekt bei Multiplen von 45° größtenteils ausgelöscht wird, während hingegen bei $22,5^\circ$ das Maximum erreicht wird.

Aufgrund der Existenz von Transformstörungen im Messbereich, welche in **Abbildung 6.18a** eingezeichnet sind, wurden zur Überprüfung der „braiding“-Artefakte im instrumentierten Hangbereich verschiedene Testmodelle erstellt und die Dilatation mit den gleichen Parametern wie die für den realen Datensatz berechnet. Darunter wurde für alle drei markanteren Transformstörungen im instrumentierten Hangbereich eine simplifizierte Modell mit der höchsten Durchschnittsgeschwindigkeit 4,5 mm/Tag von den einzelnen Zeitabschnitten erstellt und ermittelt (**Abb. 6.18b, e, f**). Für alle drei Transformstörungen sind die „braiding“-Artefakte deutlich zu sehen. Für die simplifizierte Transformstörung im mittleren Hangbereich wurden zudem die Dilatationsfelder für t_1 sowie der Maximalwert der Durchschnittsgeschwindigkeiten für alle Zeitabschnitten erstellt (**Abb. 6.18c, d**). Wie stark dieser Effekt in der Abbildung sichtbar ist hängt von der Geschwindigkeit und der Skala ab. Je höher die Geschwindigkeiten, desto höher die Strainwerte und die „braiding“-Artefakte. Diese sind zudem besonders gut sichtbar, wenn in der Darstellung der Farbskalenbereich sehr eng gewählt wird. Wird ein weiterer Farbskalenbereich für die Darstellung gewählt, wird dieser Effekt in der Abbildung abgeschwächt. Die „braiding“-Artefakte sind in diesem Fall untergeordnet gegenüber der stattfindenden Deformation und sind in der gewählten Darstellungsform nicht oder kaum in den Dilatationsfeldern sichtbar.

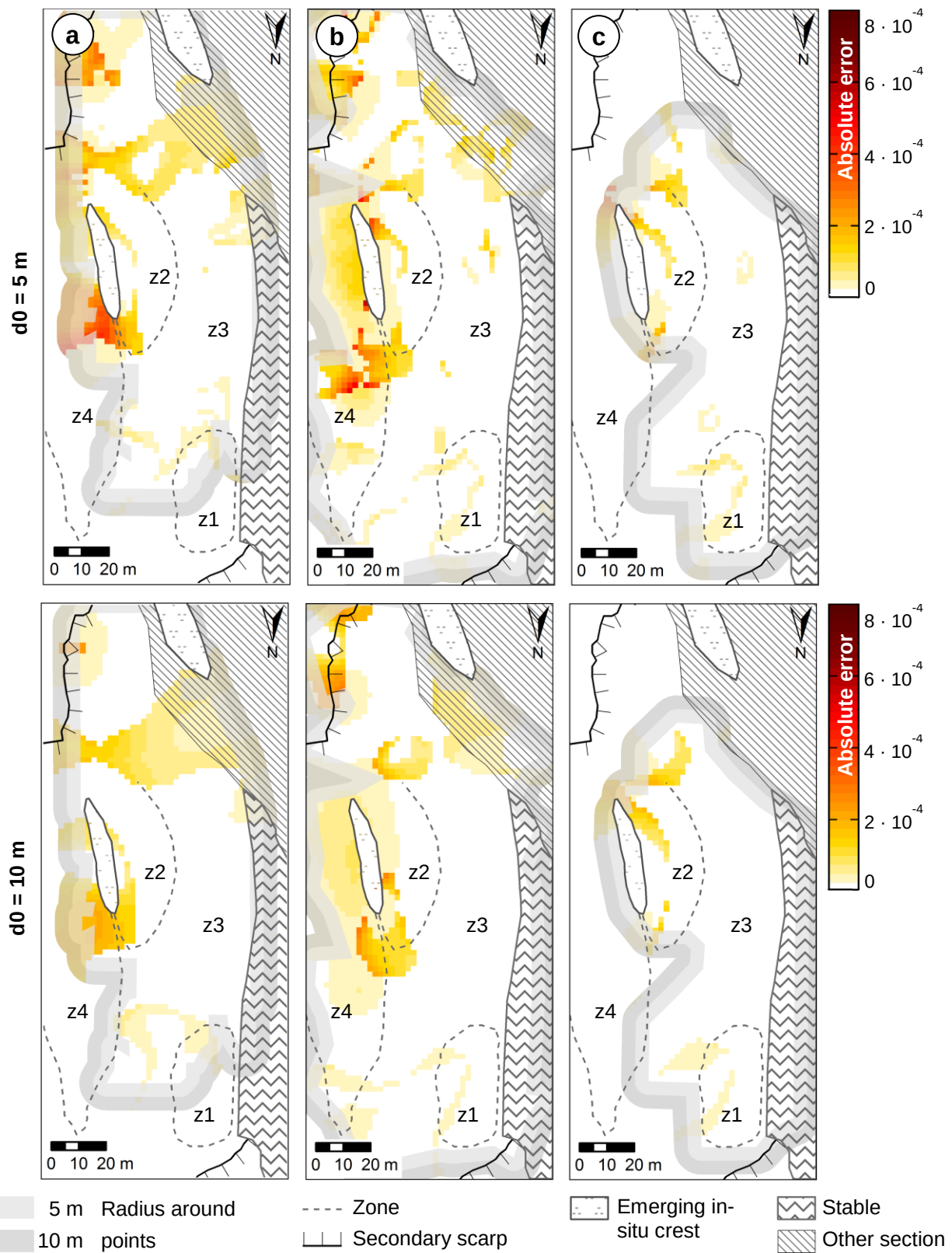


Abb. 6.16: Absoluter Fehler der Strainberechnung für die Eigenwerte für den gesamten Messzeitraum für die Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder basierend auf (a) TLS, (b) allen dGNSS-Messungen und (c) dGNSS-Gittermessungen. Überlagert sind geomorphologische Zonen und Messpunkt-bereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

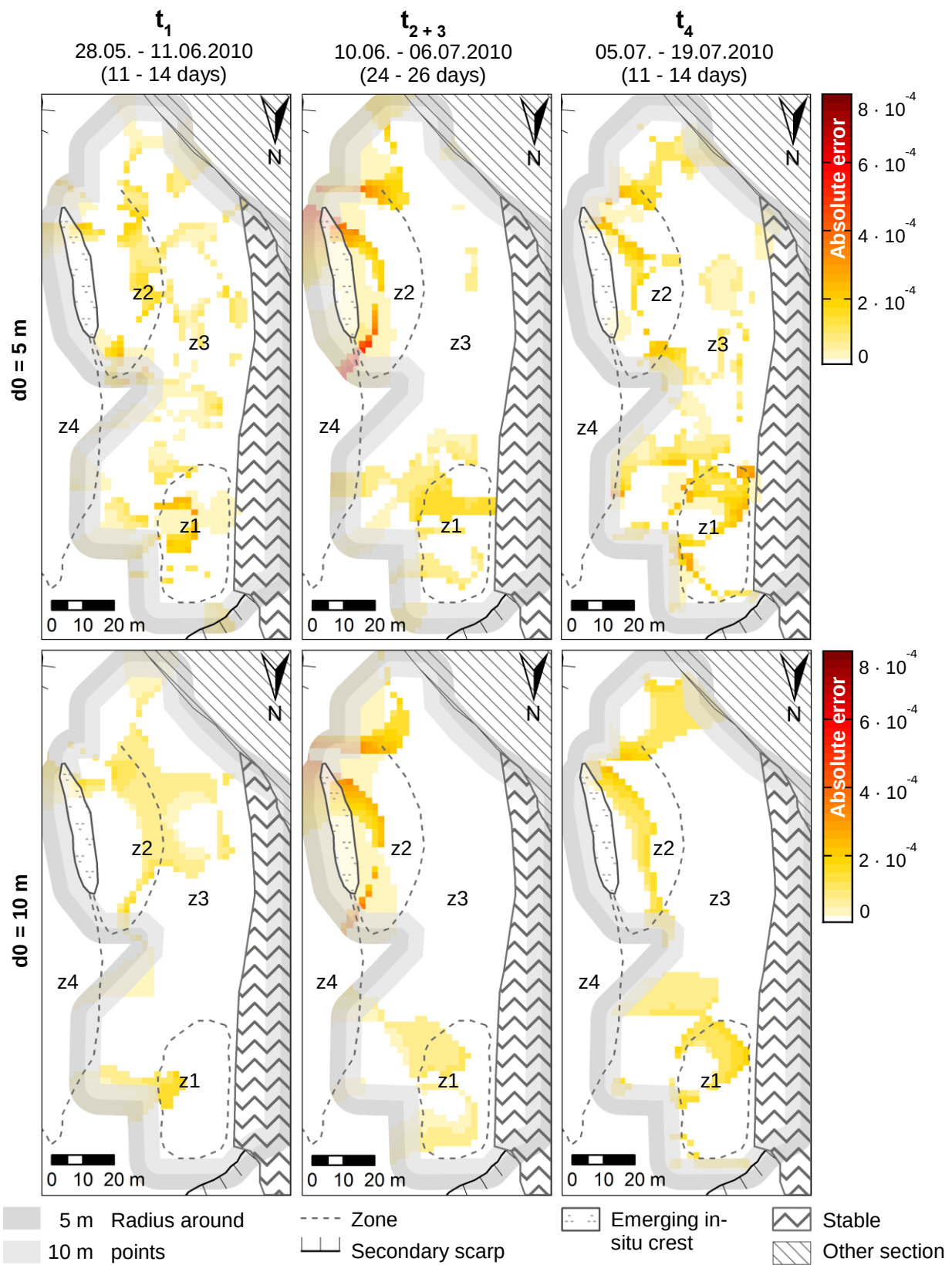


Abb. 6.17: Absoluter Fehler der Strainberechnung für die Eigenwerte für drei Zeitabschnitte basierend auf den dGNSS-Gittermessungen. Überlagert sind geomorphologische Zonen und Messpunkt-bereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

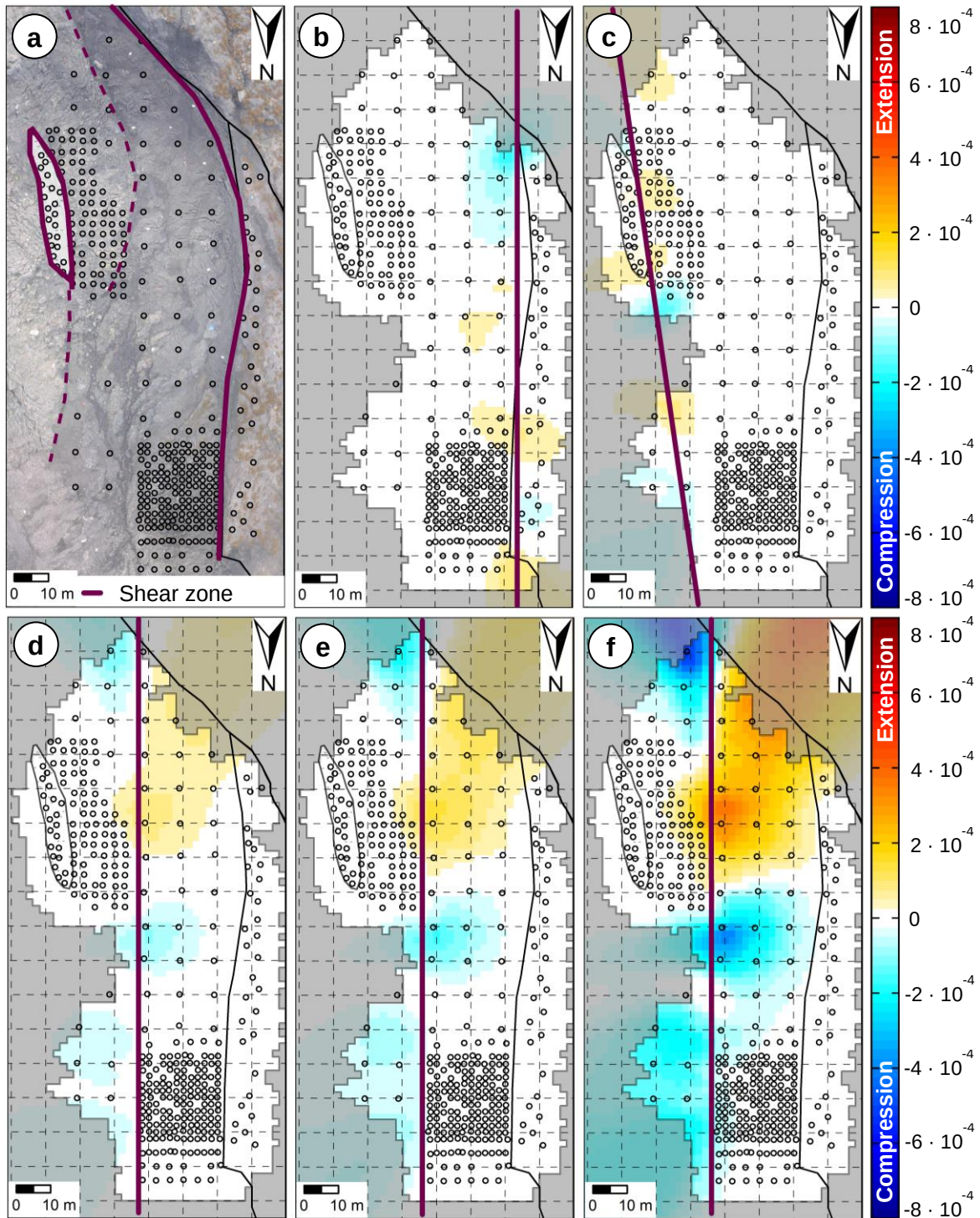


Abb. 6.18: Beispiel von „braiding“-Artefakten für eine simplifizierte Transformstörung (rote Linie) im instrumentierten Hangbereich. (a) Orthophoto mit den Transformstörungen (gestrichelt: sicher, gepunktet: vermutet) und den horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeiten. Berechnete Dilatationsratenfelder mit einem Skalierungsfaktor $d_0 = 10$ m für 4,5 mm/Tag für die westliche (b), östliche (c) und mittlere (e) simplifizierte Transformstörung (ausgegraut Bereiche mit fehlender Signifikanz). Dilatationsraten für die mittlere simplifizierte Transformstörung mit 2,7 mm/Tag (d), was dem Zeitabschnitt t_1 entspricht und 13 mm/Tag (f) was dem absoluten Maximum entspricht. Überlagert sind der östliche freiliegende Festgesteinskamm und die westlichen Begrenzung für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

6.3 STRAINRATENFELDER FÜR DIE MESSKAMPAGNE 2010

Die Strainkalkulation erfolgte für einen Skalierungsfaktor von 5 m und 10 m aufgrund des Kompromisses zwischen den aufzulösenden Strukturen und den Fehlern. Dargestellt und analysiert werden die Dilatationsraten, die Extensions- und Kompressionsbereiche veranschaulichen, die Scherungsraten, die Scherungsraten in Bewegungsrichtung sowie die Raten der zweiten Invarianten des Verzerrungstensors. Die zweite Invariante, die der Scherung ähnelt, wurde der Vollständigkeit halber mit in diese Strainanalyse aufgenommen. Zunächst werden die Beobachtungen auf der Grundlage der Strainratenfelder vorgestellt. Für eine bessere Orientierung und Vergleich der Strainratenfelder wurden diese mit vier für das instrumentierte Messgebiet charakteristischen geomorphologischen Zonen (z1 - z4), den Begrenzungen zur sekundären Abrisskante und dem stabileren Bereich als auch den Begrenzungen der Beobachtungspunkte überlagert. In der darauffolgenden Sektion folgt die Verifizierung der Strainratenfelder durch die Zuhilfenahme von fernerkundlichen Daten sowie von Daten der Untergrundtopographie. Ferner werden essentielle Aspekte mit Hinblick auf die Seismizität diskutiert.

6.3.1 Strainraten für den gesamten Messzeitraum

Für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen in 2010 wurden drei TLS-basierte Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder, alle dGNSS-Messungen und die dGNSS-Messungen der drei Gitter für die Strainanalyse herangezogen (**Abb. 6.19**). Das TLS-basierte und das mit allen dGNSS-Messungen resultierende Durchschnittsgeschwindigkeitsfeld dienen dem unabhängigen Vergleich der ermittelten Strainratenwerten aus zwei verschiedenen Methoden. Zudem decken diese ungleiche Hangbereiche im Süden und östlich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms im Rutschungskörper ab. Das Geschwindigkeitsfeld mit den dGNSS-Gittermessungen, welches ein reduziertes Geschwindigkeitsfeld gegenüber allen dGNSS-Messungen darstellt, wird verwendet um einen besseren Vergleich zwischen den Strainratenfeldern des gesamten Messzeitraumes und den drei einzelnen Zeitabschnitten zu haben. Die **Abbildung 6.20** zeigt die Dilatationsraten für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen, dessen Raten zwischen $-9,5 \cdot 10^{-4}$ /Tag bis $5,7 \cdot 10^{-4}$ /Tag liegen (**Tab. 6.4**). Die Scherungsraten für die einzelnen Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder variieren zum einen aufgrund der variierenden Flächenabdeckung als auch durch den Skalierungsfaktor, der mit größer werdenden Werten zu einer Abnahme der Strainwerte führt. Zwar liegt das Maximum des absoluten Fehlers der Strainberechnung in der Größenordnung der Dilatationsraten, allerdings weisen nur wenige kleinere Flächen, in der Regel wo keine oder spärliche Messpunkte vorhanden sind, größere Fehler auf (**Abb. 6.16**). Im Mittel übersteigen die Strainraten den absoluten Fehler um mindestens das Doppelte bis Vierfache (**Tab. 6.4**). In allen Strainratenfeldern sind die gleichen dominierenden Deformationsstrukturen erkennbar. In dem überwachten Gebiet tritt überwiegend ein kompressives Regime auf. Dies ist aufgrund der Lage des Messgebietes in der Sackungszone, die charakterisiert ist durch Extension unerwartet. Die Ursache für das dominante kompressive Regime liegt in der Untergrundtopographie und lateralen Begrenzungen begründet, worauf im Abschnitt 6.4 eingegangen wird.

Speziell treten zwei markante kompressive Bereiche in allen drei Strainratenfelder in Erscheinung, eines unterhalb des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms innerhalb des Rut-

schungskörpers und das andere im oberen Teil des observierten Bereichs der Zone z2 und z3. Ein kleinerer Kompressionsbereich ist im unteren Teil der Zone z1, dem Bereich der gekreuzten Rissstruktur, zu erkennen. Extensionszonen treten in kleineren Arealen in Erscheinung und sind nicht in allen Strainratenfeldern gleichzeitig sichtbar oder nicht an der gleichen Position. Dies ist vermutlich auf insgesamt schwächere Raten zurückzuführen. Am markantesten tritt im oberen Teil der Zone z1 extensionales Regime auf. Untergeordnet tritt Extension im oberen Hangbereich, am westlichen Rand und im unteren Teil der Zone z2 auf.

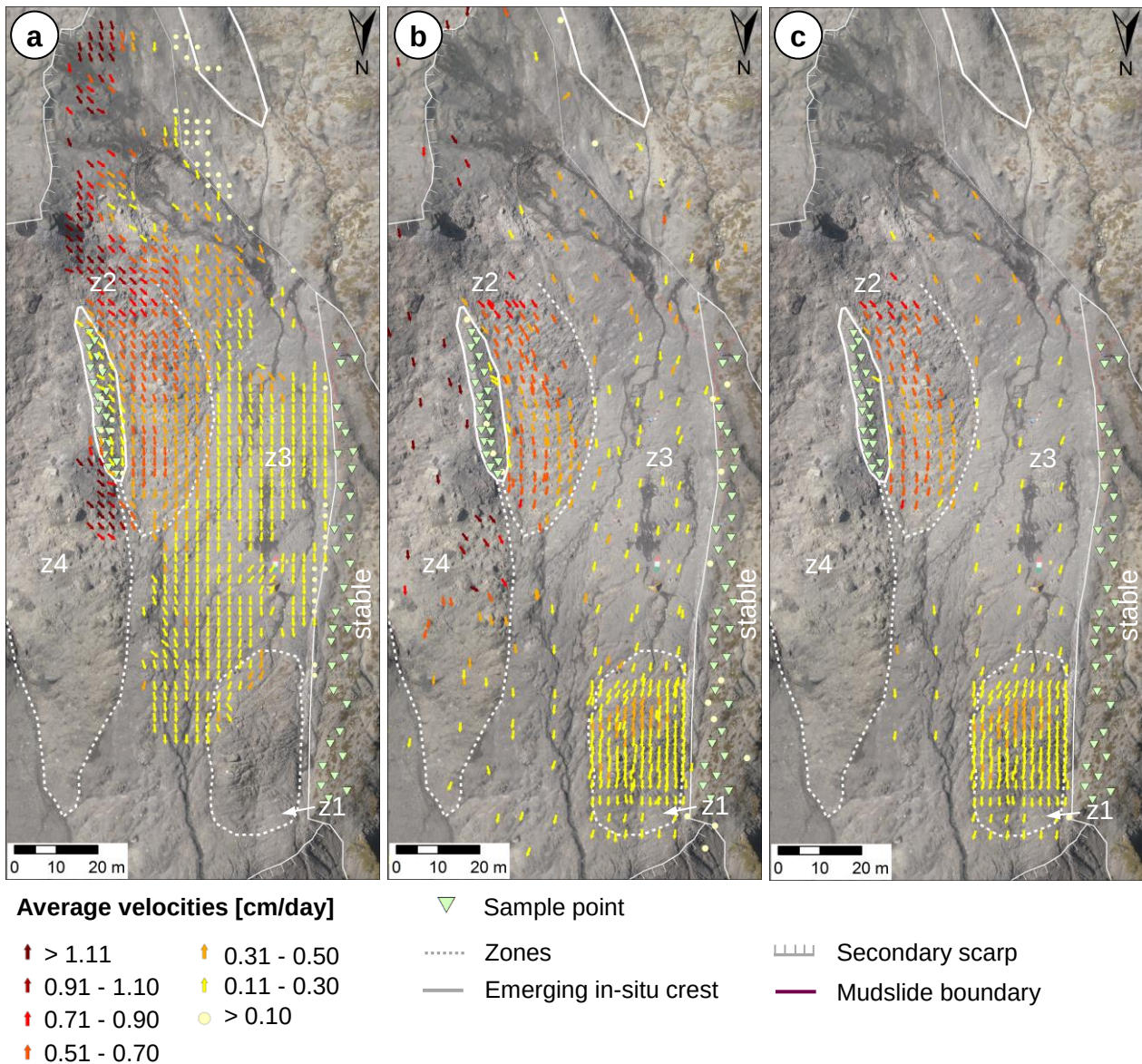


Abb. 6.19: Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder basierend auf den TLS-Daten (a), allen dGNSS-Messungen (b) und den dGNSS-Gittermessungen (c) für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen, die für die Strainanalyse verwendet wurden. Überlagert sind die geomorphologischen Zonen für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

Scherungen sind gut sichtbar in den Kontaktbereichen zwischen Rutschungskörper und stabilen Bereichen oder zwischen Bewegungsbereichen mit hohem Geschwindigkeitskontrast (**Abb. 6.21, 6.22, 6.23**). Die Scherungsraten liegen zwischen $0,02 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $5,7 \cdot 10^{-4}$ /Tag und dessen

Mittelwert liegt um das 6- bis 9-fache über dem absoluten Fehler (**Tab. 6.4**). Die Scherung in Bewegungsrichtung gibt den Bewegungssinn an, die mit den Hauptströmungen der Zone z2 und z3 übereinstimmen. Die höchsten Scherungsraten sind entlang des freilegenden östlichen Festgesteinskamms feststellbar. Im Kontaktbereich zwischen Zone z2 und z3 treten hohe Scherungen auf, insbesondere wird Zone z2 mehr geschert gegenüber Zone z3. Unterhalb der südlichen Abrisskante tritt ein heterogenes Muster von Scherung auf, allerdings weist dieser Bereich wenige Messpunkte in dem dGNSS-Geschwindigkeitsfeld auf. Innerhalb der Zone z4 treten unterschiedliche Grade der Scherungsraten auf. Diese sind vermutlich zurückzuführen auf die etwa 6 m breite Materialzunge die sich im unteren östlichen Teil des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms ausbildete (**Abb. 5.18**).

Tab. 6.4: Übersicht der Strainwerte für den gesamten Messzeitraum mit TLS-basierten und dGNSS-basierten Durchschnittsgeschwindigkeitsfeldern.

d0	5 m			10 m		
Ø-Geschwindigkeitsfelder	TLS	dGNSS	dGNSS-Gitter	TLS	dGNSS	dGNSS-Gitter
Dilatationsrate [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	-8,6	-9,5	-2,6	-5,1	-3,8	-1,5
Max.	5,7	5,4	2,6	0,4	3,8	1,5
Mittel	-0,9/ 1,23	-0,2/ 0,76	0,07/ 0,5	-1,1/ 1,08	-0,3/ 0,52	-0,1/ 0,35
SD	1,8/ 1,64	1,3/ 1,6	0,7/ 0,51	1,2/ 1,15	0,7/ 0,54	0,5/ 0,33
Scherungsrate [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,04	0,09	0,03	0,07	0,008	0,02
Max.	13,0	26,3	7,0	6,3	12,8	4,3
Mittel	2,3	2,3	1,7	1,8	1,8	1,1
SD	2,3	3,5	1,5	1,4	2,5	0,8
Scherungsrate in Bewegungsrichtung [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	-5,6	-13,1	-1,6	-3,1	-6,3	-2,1
Max.	4,0	4,7	3,5	1,9	1,5	2,1
Mittel	-0,6/ 0,86	-0,6/ 0,91	0,03/ 0,74	-0,6/ 0,71	-0,7/ 0,76	-0,2/ 0,48
SD	1,1/ 0,94	1,7/ 1,6	1,0/ 0,73	0,7/ 0,62	1,2/ 1,20	0,6/ 0,37
Rate der zweiten Invariante des Verzerrungstensors [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,09	0,09	0,2	0,1	0,08	0,1
Max.	10,9	18,6	5,1	5,5	9,0	3,1
Mittel	1,9	1,8	1,3	1,5	1,4	0,8
SD	1,9	2,5	1,0	1,2	1,7	0,5
Absoluter Fehler der Strainberechnung [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
Max.	4,0	5,6	2,3	2,4	3,3	2,1
Mittel	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2
SD	0,6	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3

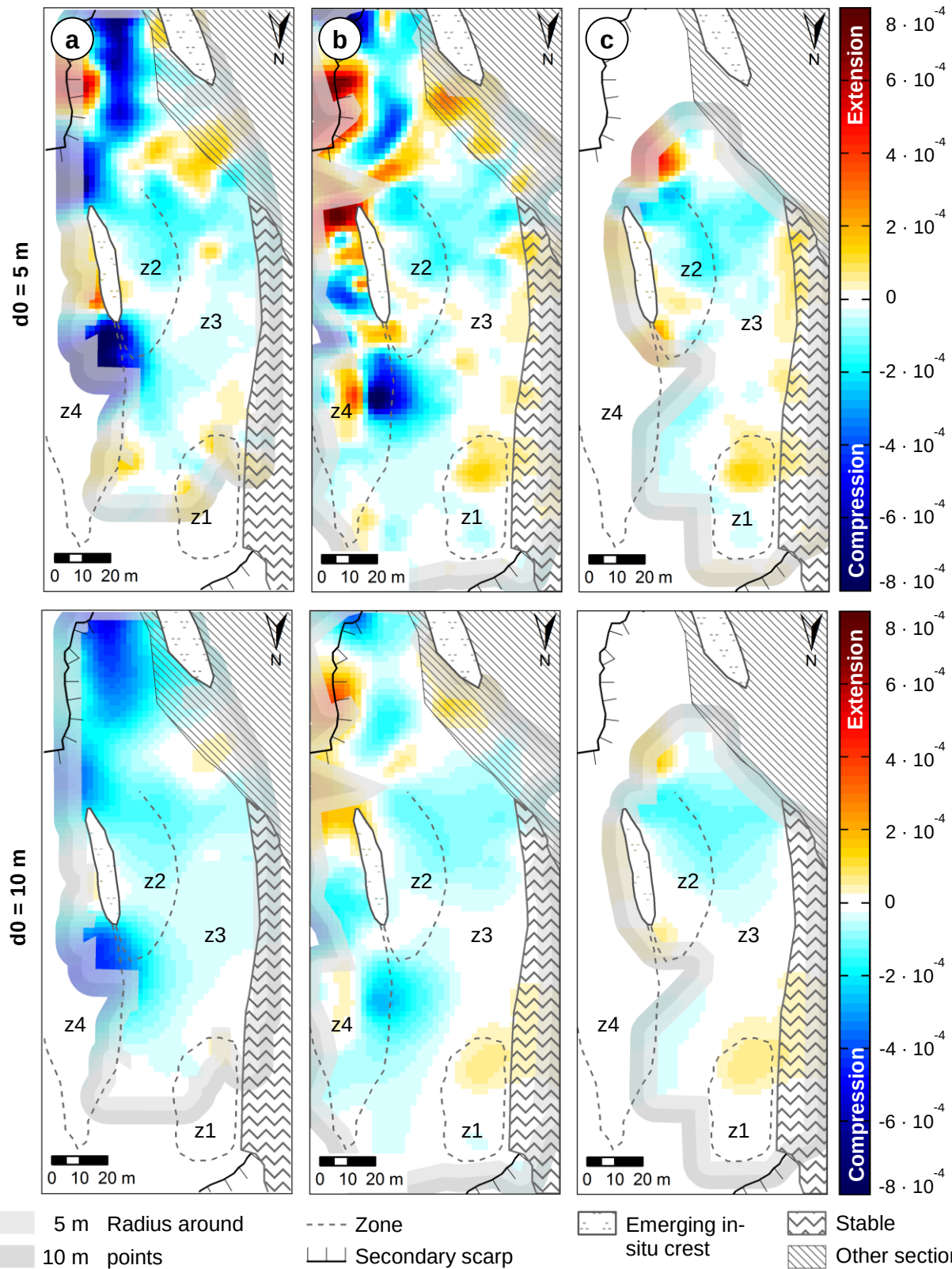


Abb. 6.20: Dilatationsratenfelder (pro Tag) für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen für (a) TLS- und dGNSS-basierte Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder von (b) allen Messpunkten und (c) für die dGNSS-Messungen der drei Gitter. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

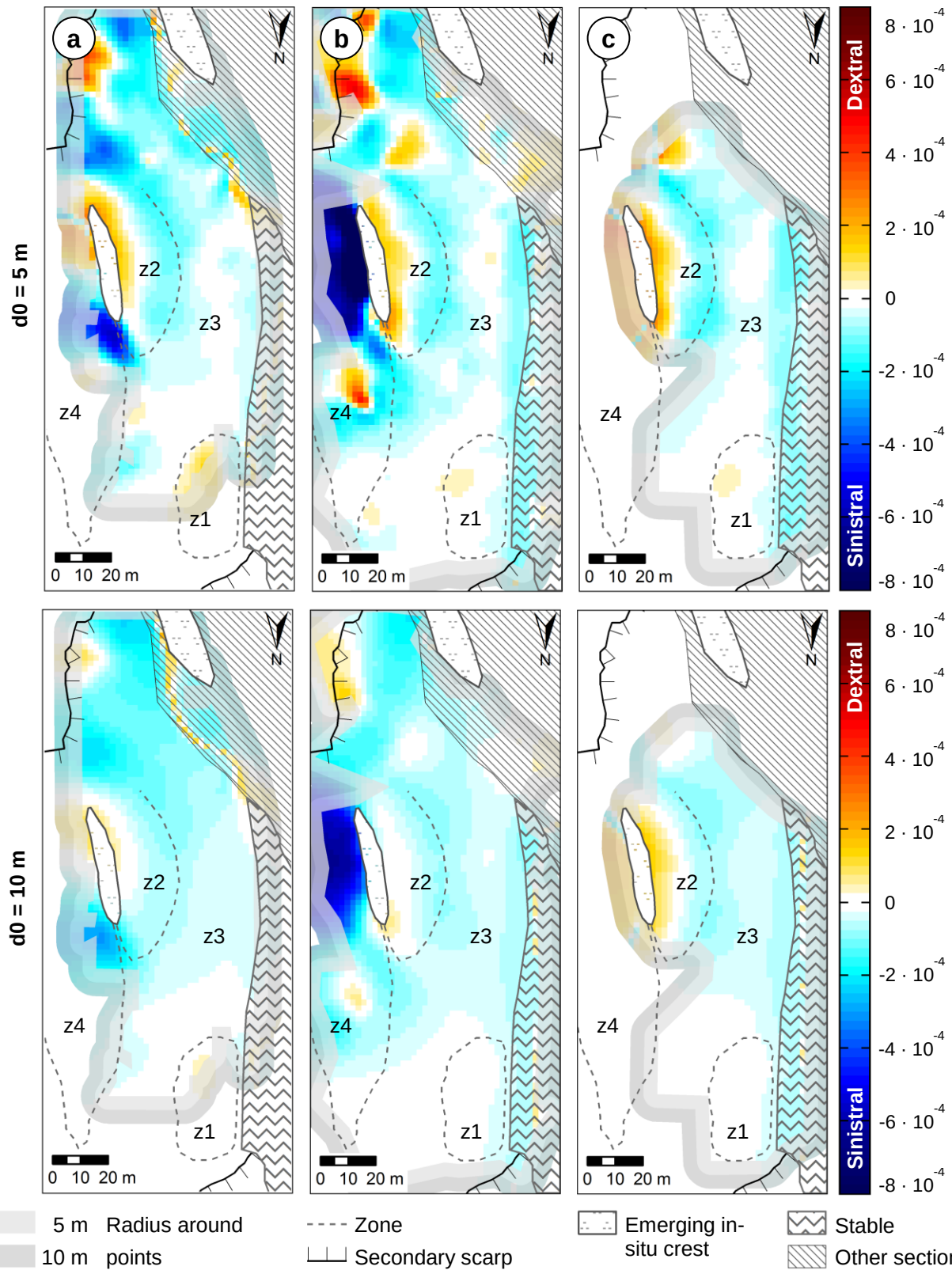


Abb. 6.21: Felder der Scherungsraten (pro Tag) in Bewegungsrichtung für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen für (a) TLS- und dGNSS-basierte Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder von (b) allen Messpunkten und (c) für die dGNSS-Messungen der drei Gitter. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

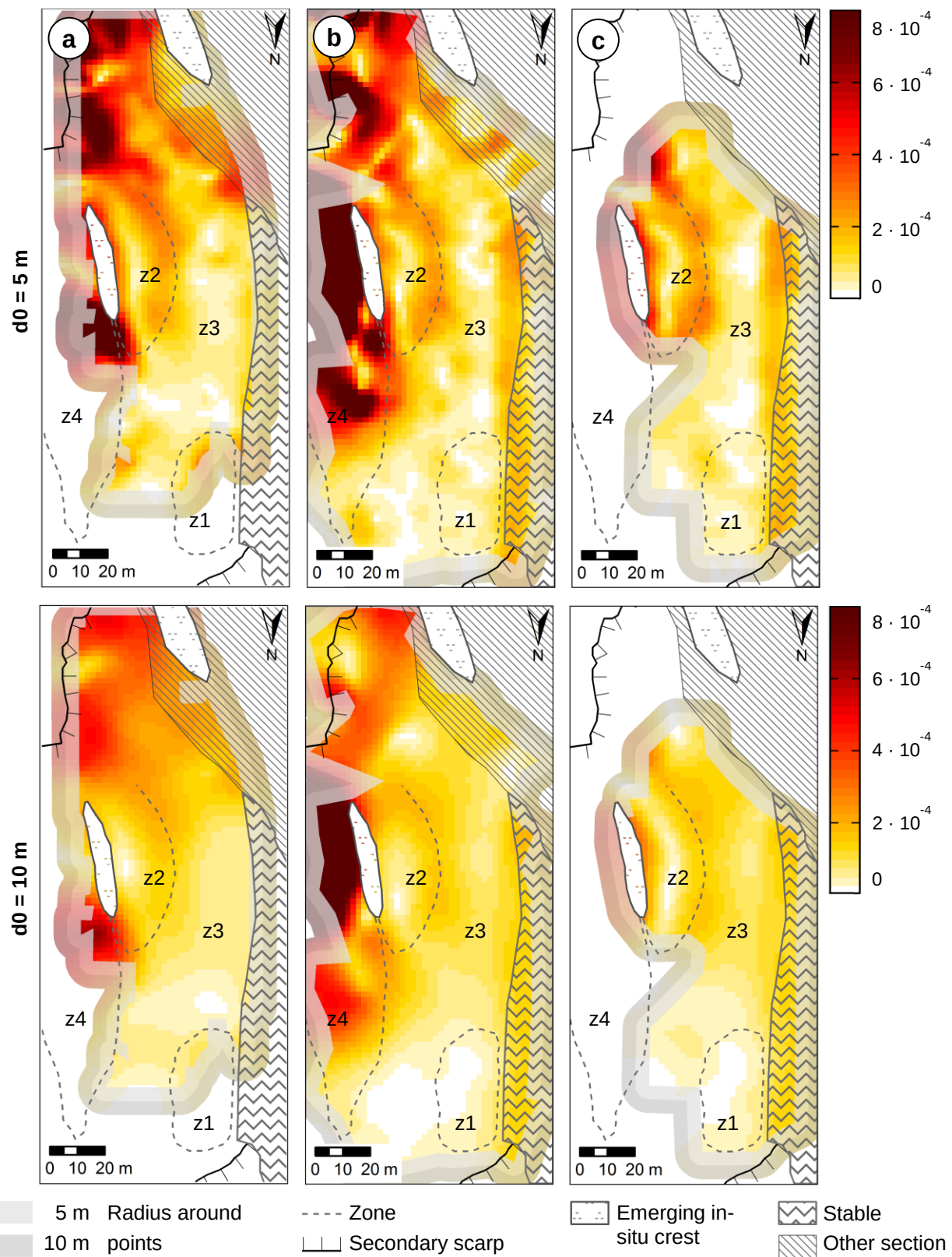


Abb. 6.22: Scherungsratenfelder (pro Tag) für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen für (a) TLS- und dGNSS-basierte Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder von (b) allen Messpunkten und (c) für die dGNSS-Messungen der drei Gitter. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

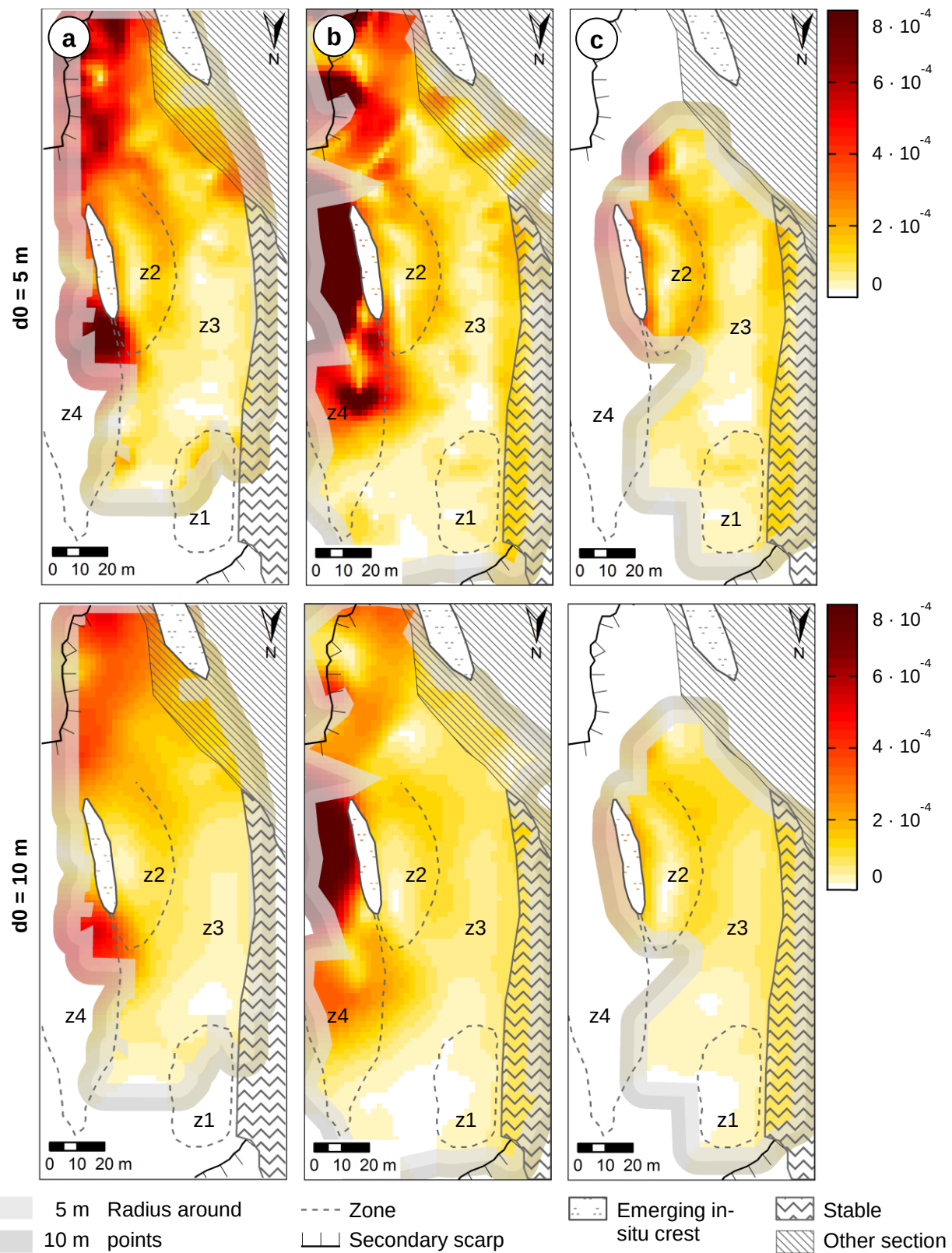


Abb. 6.23: Strainratenfelder (pro Tag) der zweiten Invariante des Verzerrungstensors für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen für (a) TLS- und dGNSS-basierte Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder von (b) allen Messpunkten und (c) für die dGNSS-Messungen der drei Gitter. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

6.3.2 Strainraten für die Zeitabschnitte

Aufgrund des hohen Rauschens in dem Zeitschnitt t_3 (siehe 6.2.2, Checkerboard-Tests, S. 171) und für eine bessere Vergleichbarkeit mit den meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Bedingungen wurden die Zeitabschnitte t_2 und t_3 zusammengefasst (**Abb. 6.24**). Im Folgenden werden drei Zeitabschnitte, zwei niederschlagsarme Perioden die durch eine niederschlagsreiche Periode unterbrochen wurde dargestellt und analysiert. Alle vier einzelnen Zeitabschnitte sind in Anhang A.4 zusammengestellt.

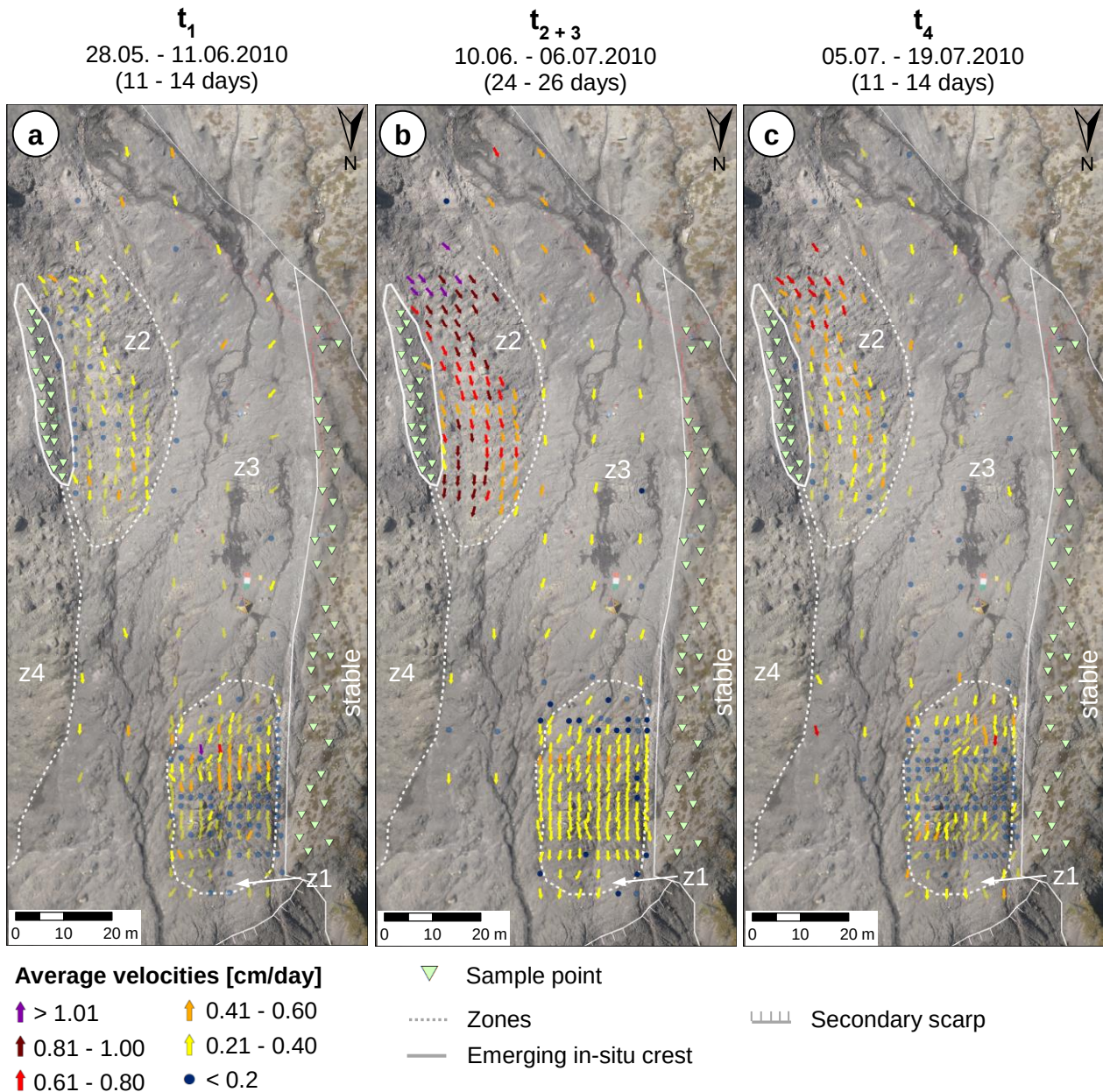


Abb. 6.24: Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder für drei Zeitabschnitte. Die ursprünglichen Zeitabschnitte t_2 und t_3 wurden zu einem (t_{2+3}) zusammengefasst. Überlagert sind die geomorphologischen Zonen für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

Die Dilatationsraten der einzelnen Zeitabschnitte in **Abbildung 6.25** weisen insgesamt sehr ähnliche dominierende Deformationsstrukturen wie die Dilatationsraten für den gesamten Messzeitraum auf. Allerdings wird bei der zeitlichen Auffächerung eine temporale und räumliche Veränderung bzw. Entwicklung sichtbar. Die Dilatationsraten liegen zwischen $-1,3 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $5,1 \cdot 10^{-4}$ /Tag und dessen Mittelwert liegt das 1,5- bis 2-fache über dem absoluten Fehler (**Tab. 6.5**). Es treten jedoch auch größere absolute Fehler in wenigen Gebieten mit spärlichen oder nicht vorhandenen Messdaten auf. Insgesamt sind die Raten in dem Zeitabschnitt t_{2+3} am höchsten. Ein Großteil des südlichen Messbereichs ist von Kompression gekennzeichnet, welche innerhalb der Zeitabschnitte nach Norden propagiert. Oberhalb dieses Bereiches kommt es zu einer fortschreitenden Ausbildung einer Extensionszone. Am westlichen Rand zwischen Rutschung und stabilen Bereich ist in der oberen Hälfte im Zeitabschnitt t_1 eine Extensionszone erkennbar, welche in t_{2+3} komplett verschwunden ist und in t_4 vom Süden her wieder beginnt sich aufzubauen. Am nordwestlichen Rand des freiliegenden Festgesteinkamms lässt sich eine zeitliche Entwicklung von fehlender Deformation, über Extension, bis hin zu Kompression beobachten. Südlich der Zone z1 entwickelt sich im Zeitabschnitt t_{2+3} (insbesondere in t_3 , siehe Anhang A.4.3) eine Extensionszone, während östlich davon zunehmend Kompression auftritt. In der Zone z1, der gekreuzten Rissstruktur, herrscht zunächst in t_1 im mittleren Bereich kompressives Regime. In t_{2+3} bildet sich in der südlichen Hälfte eine sehr markante Extensionszone aus, die fast völlig in t_4 bis auf einen kleinen Teil in der nördlichen Hälfte verschwunden ist. An Stelle der Extension in der oberen Hälfte von z1 in t_{2+3} tritt nun in t_4 ein eher kompressives Regime auf.

Die Scherungsratenfelder weisen wie die Dilatationsratenfelder ein heterogenes Muster mit zeitlichen und räumlichen Varianzen auf (**Abb. 6.26, 6.27, 6.28**). Die Scherungsraten liegen zwischen $-0,8 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $5,0 \cdot 10^{-4}$ /Tag und liegen damit das 3- bis 6-fache über dem absoluten Fehler (**Tab. 6.5**). Erwartungsgemäß sind die Scherungsraten am höchsten, wenn sich die Rutschung beschleunigt wie in Zeitabschnitt t_{2+3} sowie an den lateralen Rändern der Zone z2. Allerdings ist in dem Zeitabschnitt t_1 an der Grenzfläche zwischen Zone z2 und z3 kaum eine Scherung erkennbar, erst in dem darauffolgenden Zeitabschnitt t_{2+3} . Auffällig ist, dass die Scherzonen nicht homogen geschert werden, sondern das Teilabschnitte mit höheren und geringen Scherungen auftreten, was gut zu beobachten ist am westlichen Kontaktbereich zwischen Rutschungskörper und stabilem Bereich. Der südlichen Abschnitt weist hohe Scherungsraten im Zeitabschnitt t_1 auf, die sich in t_{2+3} weiter erhöhen und in den Norden in Bewegungsrichtung ausdehnen und schließlich in dem Zeitabschnitt t_4 verschwinden. Der mittlere Bereich dieser Scherzonen weist gegenüber dem südlichen und nördlichen Areal geringere Scherungsraten in allen Zeitabschnitten auf. Südlich und südwestlich der Zone z1, der gekreuzten Rissstruktur, verläuft eine SW nach NO verlaufenden Scherungszone. Innerhalb der Zone z1 treten zeitlich variierende heterogene Muster an Scherungsraten auf welche meist W-O bzw. SW-NO orientiert sind. Insgesamt ist zu beobachten, dass die linke und rechte Scherzone eines Materialstroms nicht immer gleichzeitig aktiv sind und selbst innerhalb der einzelnen Scherzonen heterogene, zeitlich und räumlich aktive Segmente von Scherung auftreten.

Tab. 6.5: Übersicht der Strainwerte für die drei Zeitabschnitte.

d0	5 m			10 m		
Zeitabschnitt	t₁	t₂₊₃	t₄	t₁	t₂₊₃	t₄
Dilatationsrate [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	-2,6	-3,2	-3,6	-1,3	-1,9	-1,6
Max.	1,9	5,1	2,9	0,9	2,7	2,1
Mittel	-0,06/ 0,45	0,09/ 0,73	-0,2/ 0,67	-0,2/ 0,31	-0,1/ 0,46	-0,2/ 0,47
SD	0,6/ 0,44	1,0/ 0,68	0,9/ 0,64	0,4/ 0,29	0,6/ 0,38	0,6/ 0,39
Scherungsrate [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,02	0,1	0,04	0,01	0,03	0,01
Max.	3,2	10,3	4,8	1,7	5,6	3,2
Mittel	1,2	2,3	1,5	0,7	1,5	1,0
SD	0,6	2,1	0,9	0,4	1,0	0,6
Scherungsrate in Bewegungsrichtung [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	-1,2	-4,0	-1,6	-0,8	-2,8	-1,5
Max.	1,3	5,0	2,3	0,8	2,6	1,5
Mittel	-0,04/ 0,46	-0,007/ 0,93	0,04/ 0,56	-0,08/ 0,29	-0,4/ 0,66	-0,2/ 0,38
SD	0,6/ 0,31	1,4/ 1,0	0,7/ 0,48	0,3/ 0,21	0,7/ 0,49	0,5/ 0,31
Rate der zweiten Invariante des Verzerrungstensors [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,04	0,1	0,2	0,04	0,08	0,05
Max.	2,5	7,5	3,5	1,3	4,0	2,3
Mittel	0,9	1,7	1,3	0,6	1,2	0,8
SD	0,5	1,5	0,6	0,3	0,7	0,4
Absoluter Fehler der Strainberechnung [$\cdot 10^{-4}$/Tag]						
Min.	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05
Max.	2,3	4,3	2,2	1,4	3,2	1,8
Mittel	0,3	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3
SD	0,4	0,6	0,5	0,2	0,4	0,3

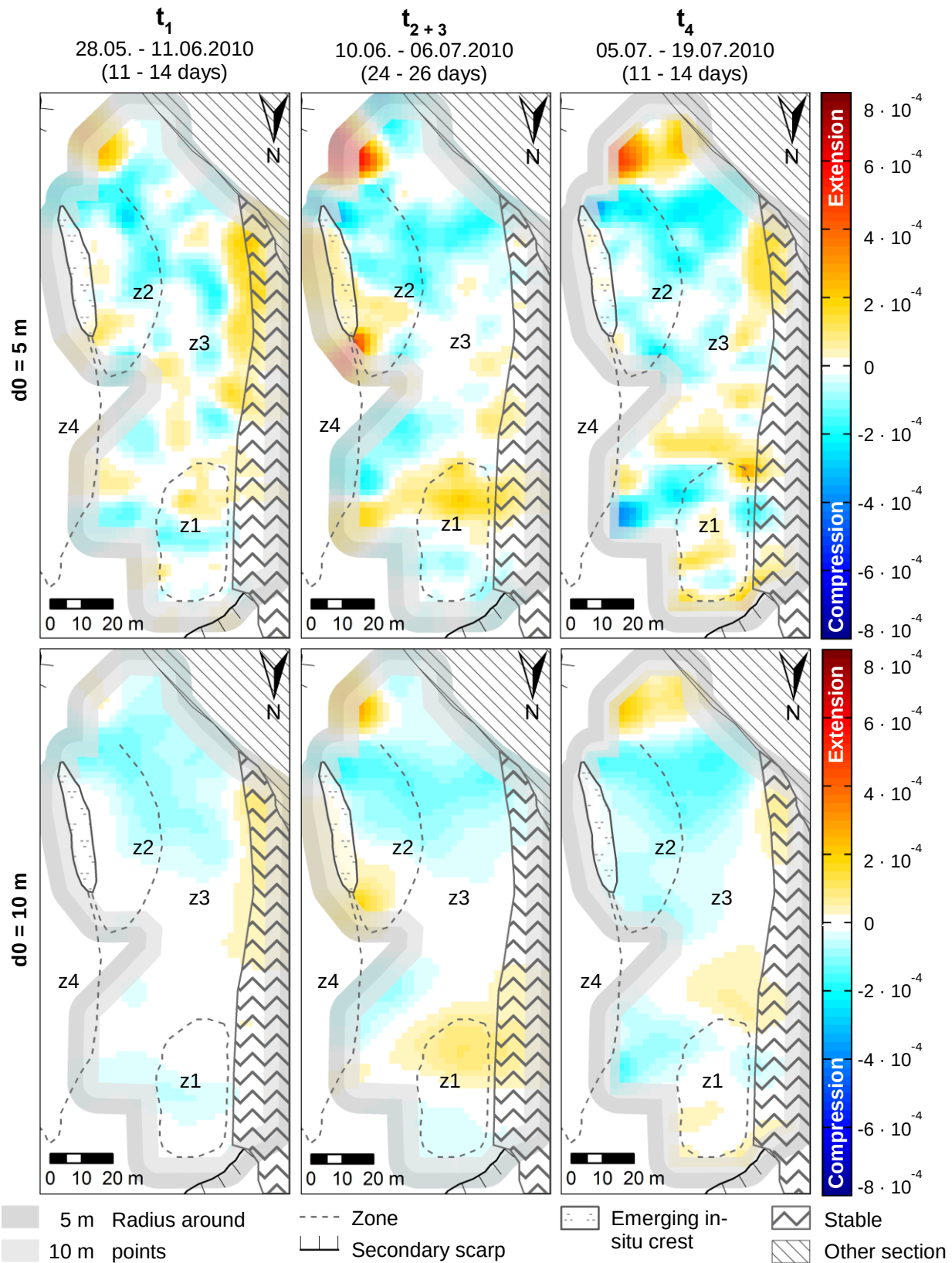


Abb. 6.25: Dilatationsrate (pro Tag) für drei Zeitabschnitte von den dGNSS-Messungen der drei Gitter. Das Zeitfenster für welches die Rate bestimmt wurde ist in der Bildüberschrift gegeben. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

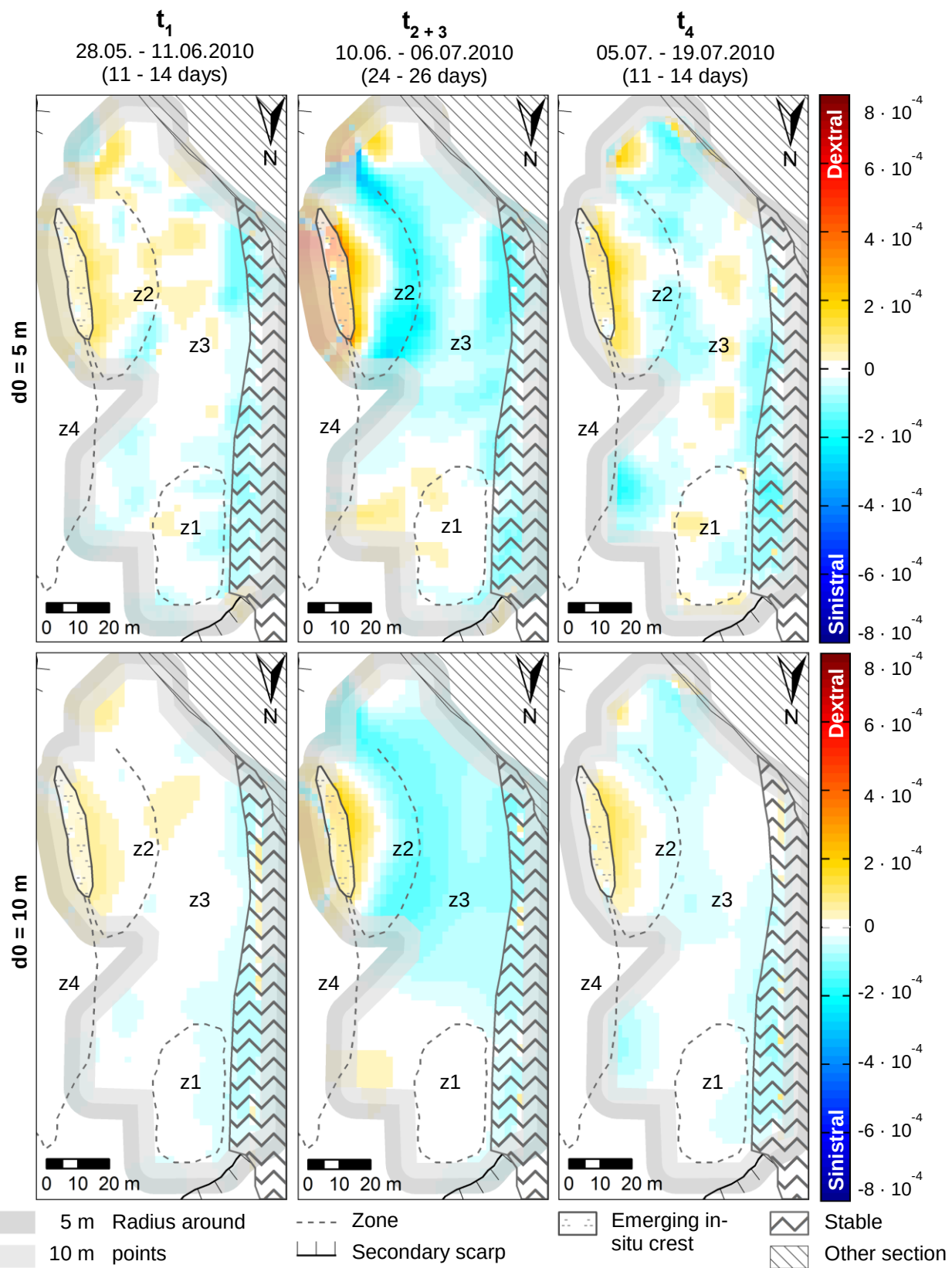


Abb. 6.26: Scherungsrate (pro Tag) in Bewegungsrichtung für drei Zeitabschnitte von den dGNSS-Messungen der drei Gitter. Das Zeitfenster für welches die Rate bestimmt wurde ist in der Bildüberschrift gegeben. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunkt-bereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

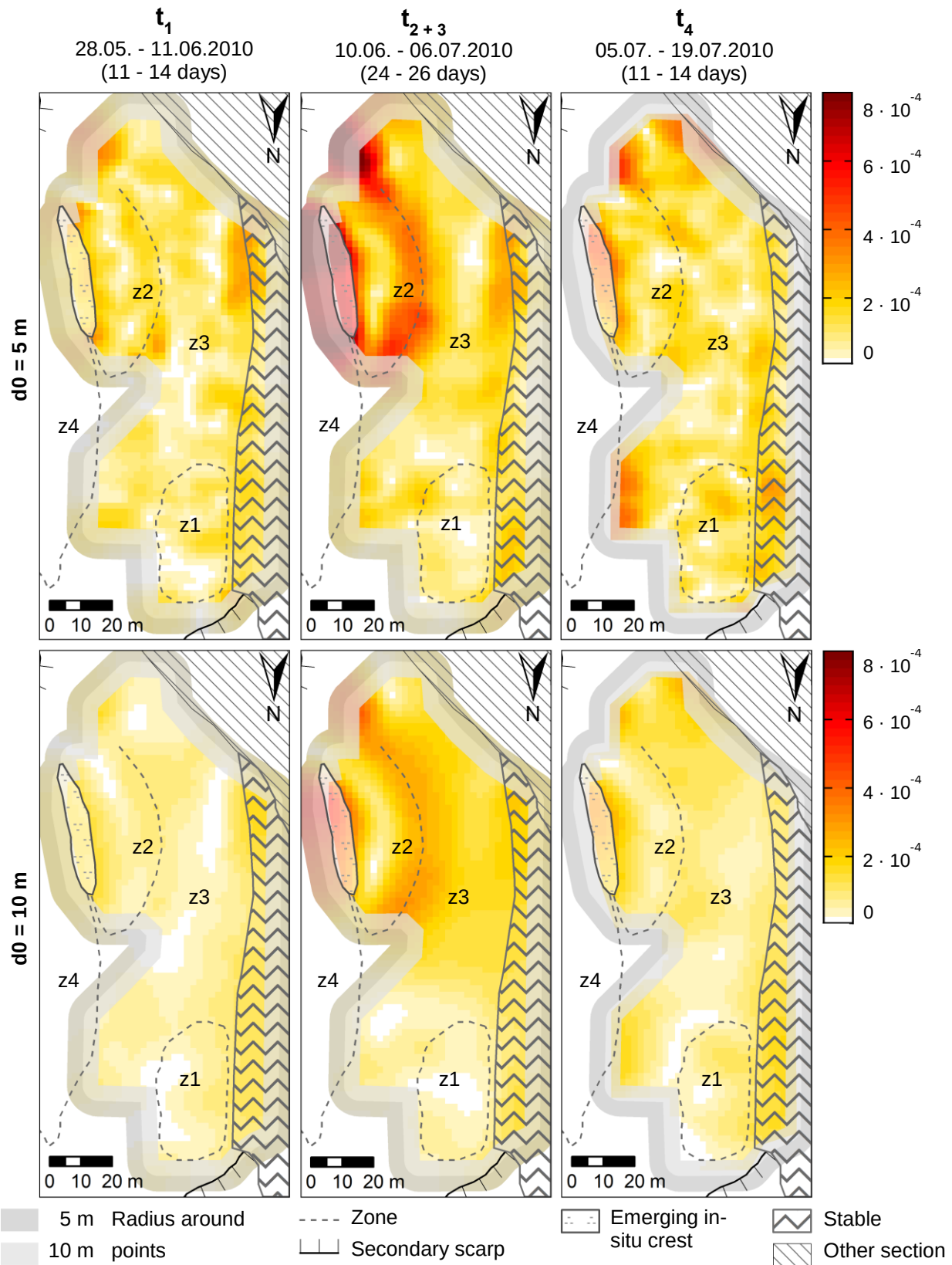


Abb. 6.27: Scherungsrate (pro Tag) für drei Zeitschnitte von den dGNSS-Messungen der drei Gitter. Das Zeitfenster für welches die Rate bestimmt wurde ist in der Bildüberschrift gegeben. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunktbereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

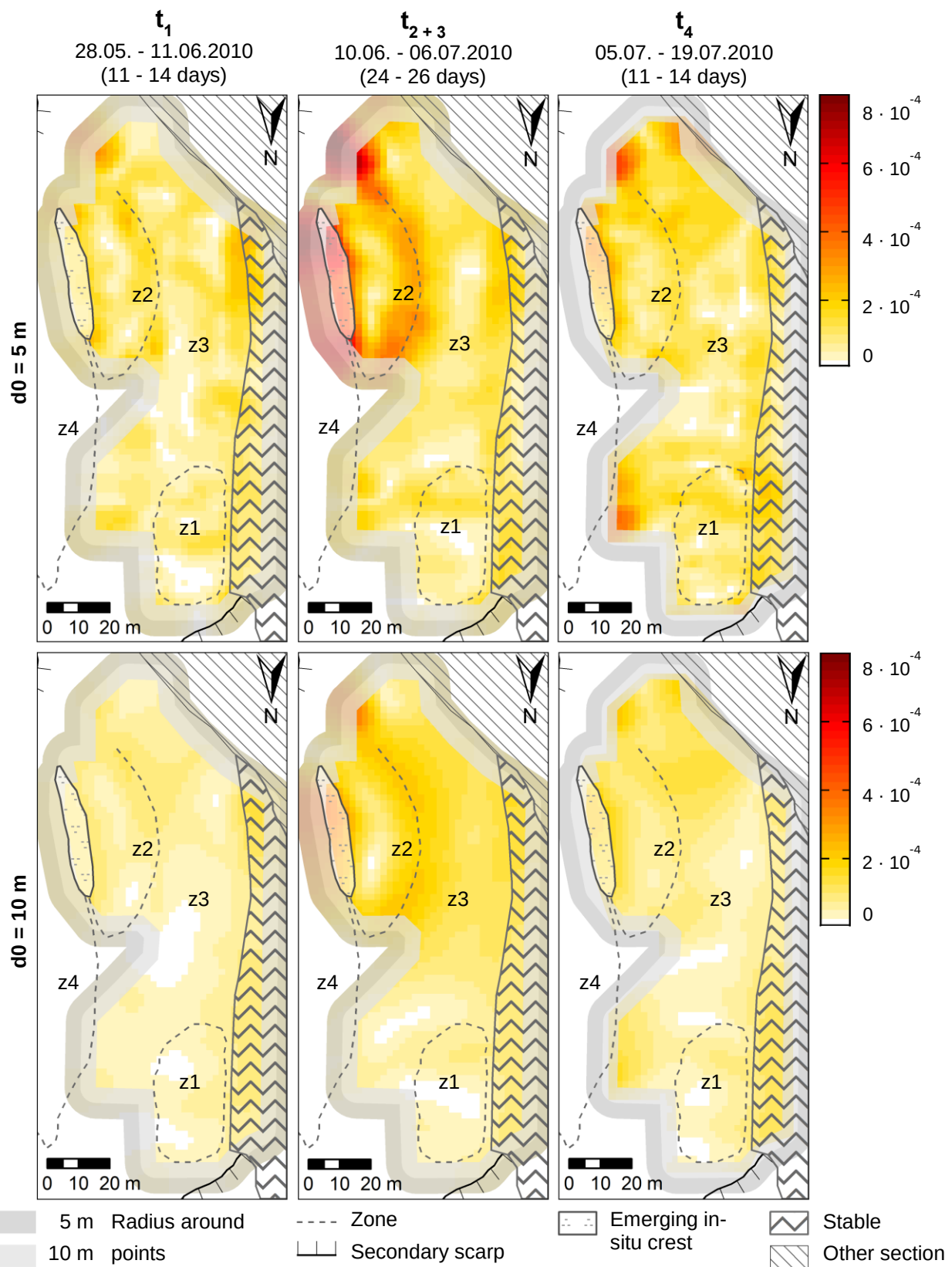


Abb. 6.28: Rate der zweiten Invariante des Verzerrungstensors (pro Tag) für drei Zeitabschnitte von den dGNSS-Messungen der drei Gitter. Das Zeitfenster für welches die Rate bestimmt wurde ist in der Bildüberschrift gegeben. Überlagert sind geomorphologische Zonen und der Messpunkt-bereich für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

6.3.3 Strainraten für die gesamte Hangrutschung

Während des achtwöchigen Messzeitraums in 2010 ereignete sich die höchste Kinematik am Kopf und in dem oberen westlichen Hangbereichs und am Fuß mit Durchschnittsgeschwindigkeiten von mehr als 0,9 cm/Tag (**Abb. 6.29a**). Die restlichen Bereiche weisen Durchschnittsgeschwindigkeiten zwischen 0,1 bis 0,6 cm/Tag auf. Für die Strainberechnung wurden eine Gitterweite von 5 m und ein Skalierungsfaktor von 20 m gewählt, als Kompromiss zwischen der Abdeckung moderater und hoher Signifikanz der Rutschung und der Glättung und Auflösung der Deformationsstrukturen (**Abb. 6.29b**). Der absolute Fehler der Strainberechnung liegt im Bereich zwischen $1,6 \cdot 10^{-6}$ /Tag bis $1,8 \cdot 10^{-4}$ /Tag (Mittel: $1,2 \cdot 10^{-5}$ /Tag $\pm 1,8 \cdot 10^{-5}$ /Tag) und tritt vorwiegend in Bereichen mit fehlenden Messpunkten auf (**Abb. 6.29c**). Die Dilatationsraten liegen zwischen $-3,9 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $3,2 \cdot 10^{-4}$ /Tag (Mittel: $8,4 \cdot 10^{-6}$ /Tag $\pm 7,8 \cdot 10^{-5}$ /Tag). Kompression tritt dominierend unterhalb der sekundären Abrisskante des Kopfes auf, insbesondere am östlichen Rand (**Abb. 6.29d**). Extensionales Regime tritt in den acht Wochen am Kopf, vor allem im östlichen Teil sowie am Fuß auf. Zudem tritt Extension unterhalb von sekundären Abrisskanten auf. Scherungen treten erwartungsgemäß besondere an den lateralen Begrenzungen zu dem Festgestein sowie zu den innerhalb der Rutschung liegenden Festgesteinskämmen auf und sind aufgrund der höheren Kinematik im oberen Hangrutschungsbereich am höchsten (**Abb. 6.29e, f**). Die Scherungsraten liegen zwischen $-4,9 \cdot 10^{-7}$ /Tag und $7,2 \cdot 10^{-4}$ /Tag (Mittel: $1,0 \cdot 10^{-4} \pm 1,3 \cdot 10^{-4}$ /Tag) und die in Bewegungsrichtung zwischen $-3,6 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $2,4 \cdot 10^{-4}$ /Tag (Mittel: $-2,7 \cdot 10^{-5} \pm 7 \cdot 10^{-5}$ /Tag).

Die beobachteten Strainraten sind sehr gering. Der Vergleich mit anderen Rutschungskörpern gestaltet sich aufgrund der unterschiedlicher Berechnungsmethodik und Darstellung schwierig. Jedoch sind die meisten Strainwerte bzw. Strainraten an anderen Hangrutschungen, die in Veröffentlichungen Erwähnung finden, deutlich höher. Allerdings hängen die Strainwerte bzw. Strainraten direkt von der Dynamik ab, welche in Raum und Zeit stark variieren kann. Am Beispiel von Benoit *et al.* (2015), die für den gleichen Hangbereich eine simple Strainanalyse durchgeführt haben, wurden die Strainwerte aus der Abbildung entnommen und in Dilatationsraten und Scherungsraten umgerechnet. Die Dilatationsraten liegen zwischen $-550 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $233 \cdot 10^{-4}$ /Tag. Damit sind die Dilatationsraten im August 2012 ungefähr 50-mal höher gegenüber den Messzeitraum in 2010 (vergleiche **Tab. 6.4**, S. 180). Die Scherungsraten liegen zwischen $61 \cdot 10^{-4}$ /Tag und $549 \cdot 10^{-4}$ /Tag. Die Scherrungsrate im August 2012 ist im Vergleich zu dem Messzeitraum in 2010 etwa 20-mal höher (vergleiche **Tab. 6.4**, S. 180).

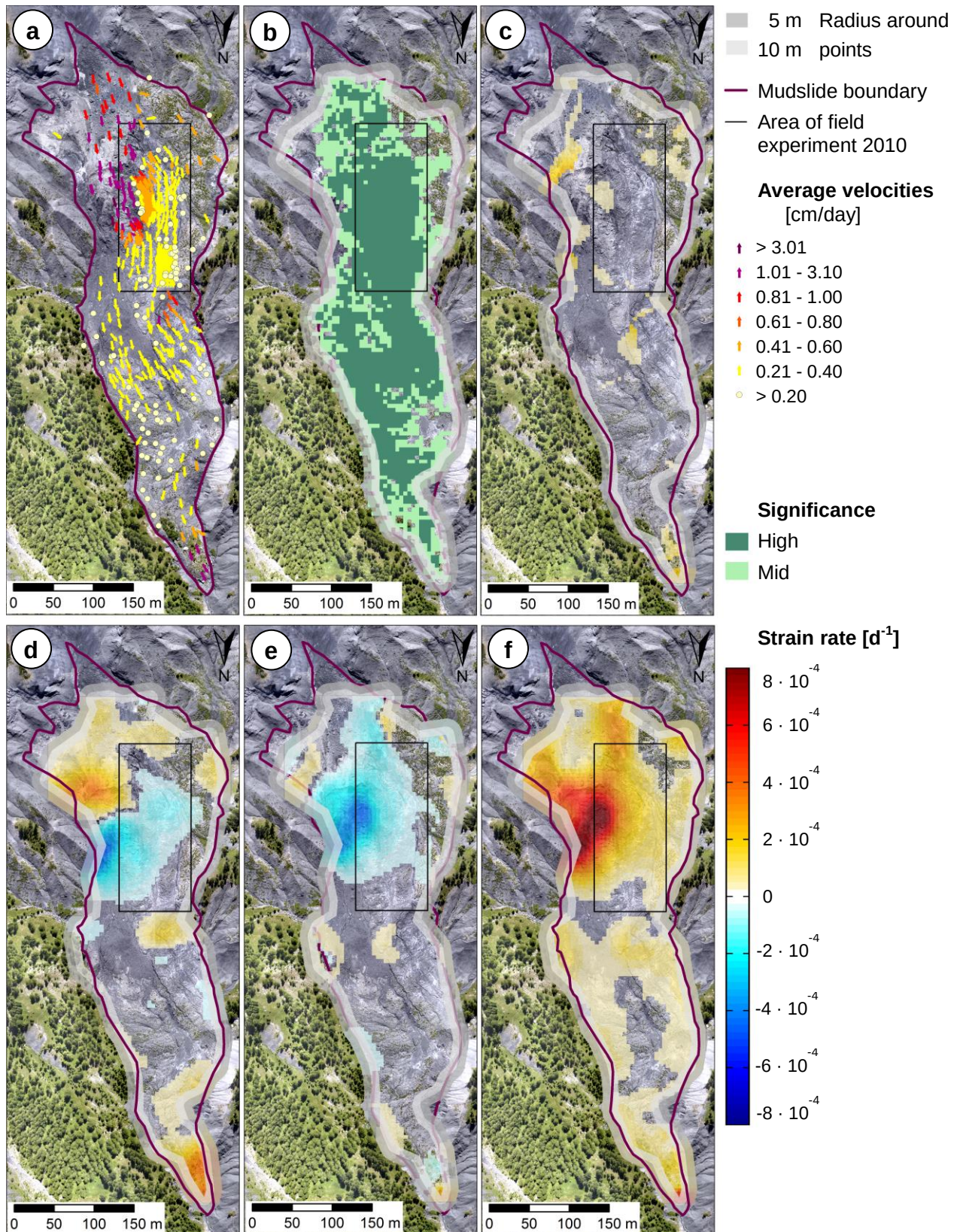


Abb. 6.29: Für die gesamte Super-Sauze Hangrutschung für die achtwöchige Messkampagne in 2010 sind die Kinematik (a), die Signifikanz (b) und der absolute Fehler (c) der Strainberechnung des Durchschnittsgeschwindigkeitsfeldes (a), die ermittelte Dilatationsrate (d), die Scherungsrate in Bewegungsrichtung (e) und die Scherungsrate (f) dargestellt.

6.4 VERIFIZIERUNG DER STRAINRATENFELDER MITTELS OBERFLÄCHENSTRUKTUREN UND UNTERGRUNDTOPOGRAPHIE

Inwieweit können die beobachteten Kompressions-, Extensions- und Scherbereiche in den Strainratenfeldern für den gesamten als auch für die Zeitschritte mit Zuhilfenahme von Orthophotos und DGMs verifiziert werden? Besteht ein Zusammenhang der Strainratenfelder mit der Untergrundtopographie?

Kompressive Bereiche können charakterisiert sein durch transversale Wälle, Materialakkumulation oder Auf- bzw. Überschiebungen, welche zu lokalen Hebungen führen. In dem Messgebiet können in allen Zonen, in denen kompressives Regime basierend auf den Dilatationsraten auftreten, transversale Wälle senkrecht zur Bewegungsrichtung beobachtet werden (**Abb. 6.30a-d**). Besonders im südlichen Bereich der Zone z2 sowie unterhalb der sekundären Abrisskante ist in der Differenzbildung zweier TLS-basierten DGMs für den gesamten Messzeitraum eine deutliche Materialakkumulation erkennbar (**Abb. 6.30a**). Eine kleinere Kompressionszone ist in der nördlichen Hälfte der Zone z1, vor allem in den Dilatationsratenfeldern mit $d_0 = 5$ m, in **Abbildung 6.20** und **6.25** zu erkennen. Dort treten ebenfalls kleinere transversale Wälle auf.

Die Kompression K1 im südlichen Bereich von den Zonen z2 und z3 in **Abbildung 6.30** wird vor allem verursacht durch die Krümmung des westlichen Festgesteinkammes. Diese Beobachtung ist konsistent mit der von Benoit *et al.* (2015). Zudem tritt am nördlichen Ende dieses Kompressionsbereichs K1 eine Festgesteinserhebung im Untergrund auf, welche sichtbar ist in den ERT (*electrical resistivity tomography*, Geoelektrik)-Daten des Profils 1 (Santoyo Campus, 2013) sowie auch von Gance *et al.* (2012) beschrieben wird (**Abb. 6.31**). Ansatzweise ist diese Erhebung auch in dem Luftbild von 1956 zu erkennen. Die Kompression K2 in der Zone z4 ist ebenfalls auf die Untergrundtopographie zurückzuführen, da sich in diesem Bereich der freiliegende Festgesteinskamm unterirdisch fortsetzt und gleichzeitig die begrabene Paläorinne an dieser Stelle nach Nordosten umknickt. Die Kompression K3 im Bereich der Zone z1 (gekreuzte Rissstruktur) lässt sich nicht eindeutig zuordnen. Unterhalb dieser Zone streicht ein markanter Festgesteinskamm nach SW-NO und im Luftbild von 1956 ist ein „sekundärer Festgesteinskamm“ angedeutet inmitten der Zone z1 mit ähnlicher Streichrichtung (**Abb. 6.31**). Entweder könnten diese beiden Festgesteinskämme dafür verantwortlich sein oder die Kompression ist nur die Folge einer oberflächlichen Hangneigungsänderung. Im Bereich der Kompressionszone K4 unterhalb der sekundären Abrisskante ist keine Änderung im oberflächlichen Hangwinkel oder eine markante Änderung im Verlauf der Untergrundtopographie erkennbar. Auf der globalen Hangskala tritt Kompression unterhalb der obersten sekundären Abrisskante auf. Möglicherweise ist die Kompression dort auf die mehreren fast parallel verlaufenden gekrümmten Festgesteinskämme im Untergrund zurückzuführen.

Zonen mit extensionalem Regime zeichnen sich durch Abrisskanten, Tensionsrisse oder Senken infolge lokaler Subsidenz aus. Die Extension, die eintritt wenn nicht gleich viel oder schnell Material nachbewegt wird, führt zu zunehmender Dehnung und folglich zur tensionalen Riss-

bildung (Modus I) orthogonal zur Bewegungsrichtung. Generell ist die Rissbildung orthogonal zur Extensionsrichtung des Straintensors orientiert (**Abb. 6.30**).

Die Extensionszone E1 im Bereich der Zone z1 (gekreuzten Rissstruktur) ist höchstwahrscheinlich auf die Aufspaltung der Verschiebungsvektoren von S-N im Westen, die nach Osten zunehmend nach NO abknicken, zurückzuführen (**Abb. 4.9**, S. 91). Im Extensionsbereich E2 ist oberflächlich keine Änderung im Hangwinkel zu beobachten. Es ist hier nicht eindeutig was die Ursache ist. Die sehr markante Extension E3 ist auf die sekundäre Abrisskante zurückzuführen. Im Bereich der schwachen Extension E4 verlaufen SSO-NNW orientierte Tensionsrisse sowie ein leicht gekrümmter Festgesteinskamm. Auf der globalen Hangskala treten Extensionsbereiche immer in Verbindung mit sekundären Abrisskanten auf, mit Ausnahme des Fußes. Der Fuß ist generell charakterisiert durch Kompression, welche bei der Super-Sauze Hangrutschung noch verstärkt wird durch die Einspannung des Fußes infolge zweier zusammenlaufender Festgesteinskämme.

Die höchsten Scherungsraten, welche in der Regel in den Kontaktbereichen zwischen Rutschungsmaterial und Festgesteinskamm bzw. stabilen oder langsamer bewegenden Bereichen auftreten, sind deutlich durch Scherrisse gekennzeichnet. Dies ist beispielsweise an der westlichen Scherzone eindrucksvoll in dem Orthophotomosaik von Oktober 2008 sichtbar (**Abb. 6.30**).

In dem instrumentierten Messgebiet sind vier markantere Wasseraustritte beobachtbar (**Abb. 6.30**). Diese treten in neutralen Straingebieten auf und zugleich teilweise an den Rändern von Kompressionszonen. Ob diese mit kompressiven Regimes in Zusammenhang stehen, wäre plausibel, aber es konnten keine Belege dazu in der Literatur gefunden werden. Diese könnten auch nur eine Folge von der Topographie in Kombination mit den Grundwasserlinsen sein. Allerdings kann es in Kompressionszonen zu einem Porenwasserüberdruck beziehungsweise in Extensionszonen zu einem Porenwasserunterdruck kommen, worauf im übernächsten Abschnitt 6.6 ausführlicher eingegangen wird.

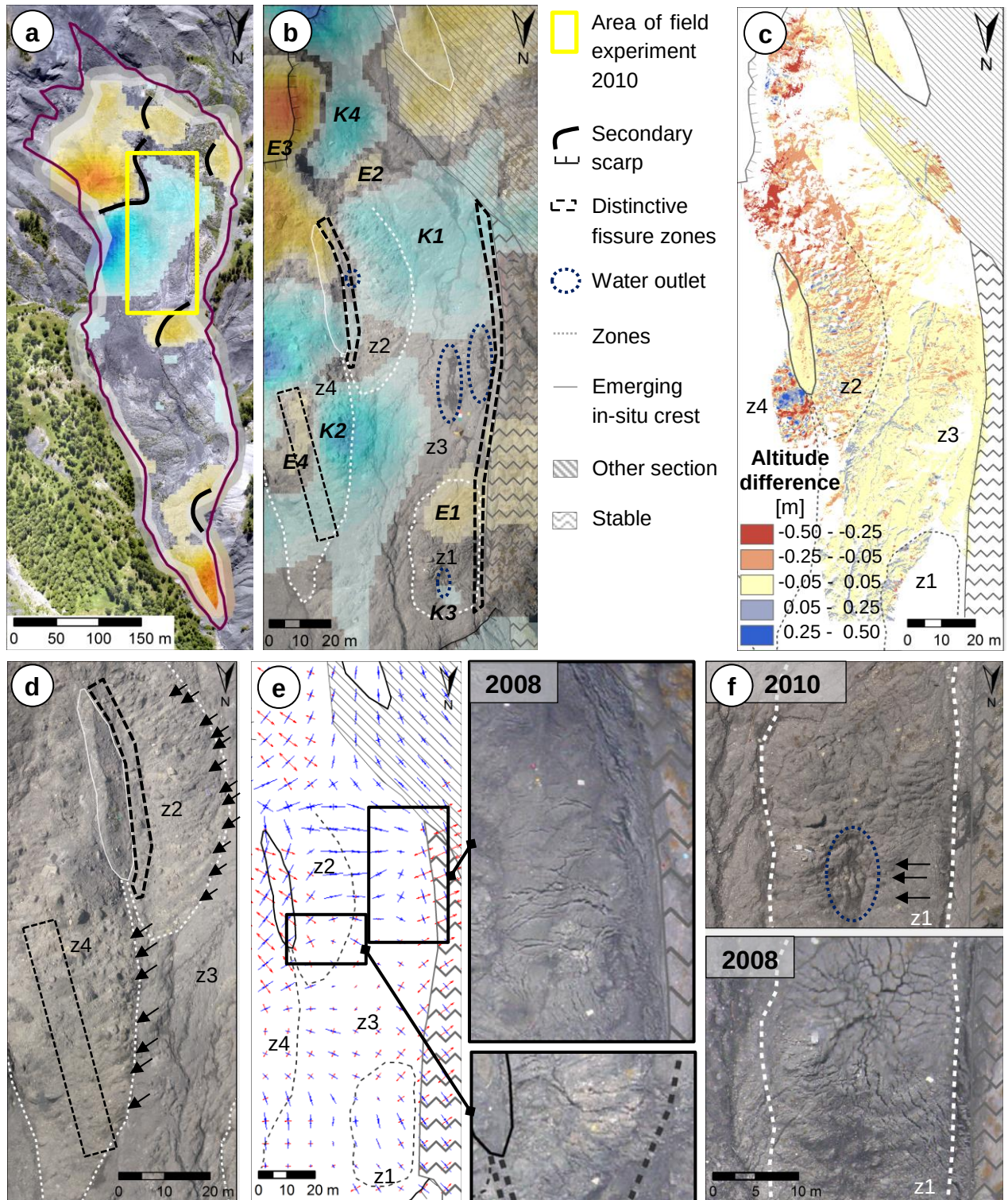


Abb. 6.30: Charakteristische Merkmale für Kompression und Extension, die in den Orthophotos erkennbar sind. Dilatationsraten für die gesamte Rutschung (a) und für den Messbereich (b) für 50 Tage. (c) Materialakkumulation im SO Bereich ist erkennbar im TLS-basierten Höhendifferenzbildung Transversale Wälle in Bewegungsrichtung für Zone z2 und z4 (d) und in Zone z1 (f) als Indikator für Kompression. (e) Hauptverformung, blau: Kompression, rot: Extension. Sekundäre Abrisskanten (a) sowie Tensionsrisse (e), (f) treten bevorzugt bei Extension auf. Hauptverformungsachsen stimmen mit der Orientierung der Risse überein (e),(f).

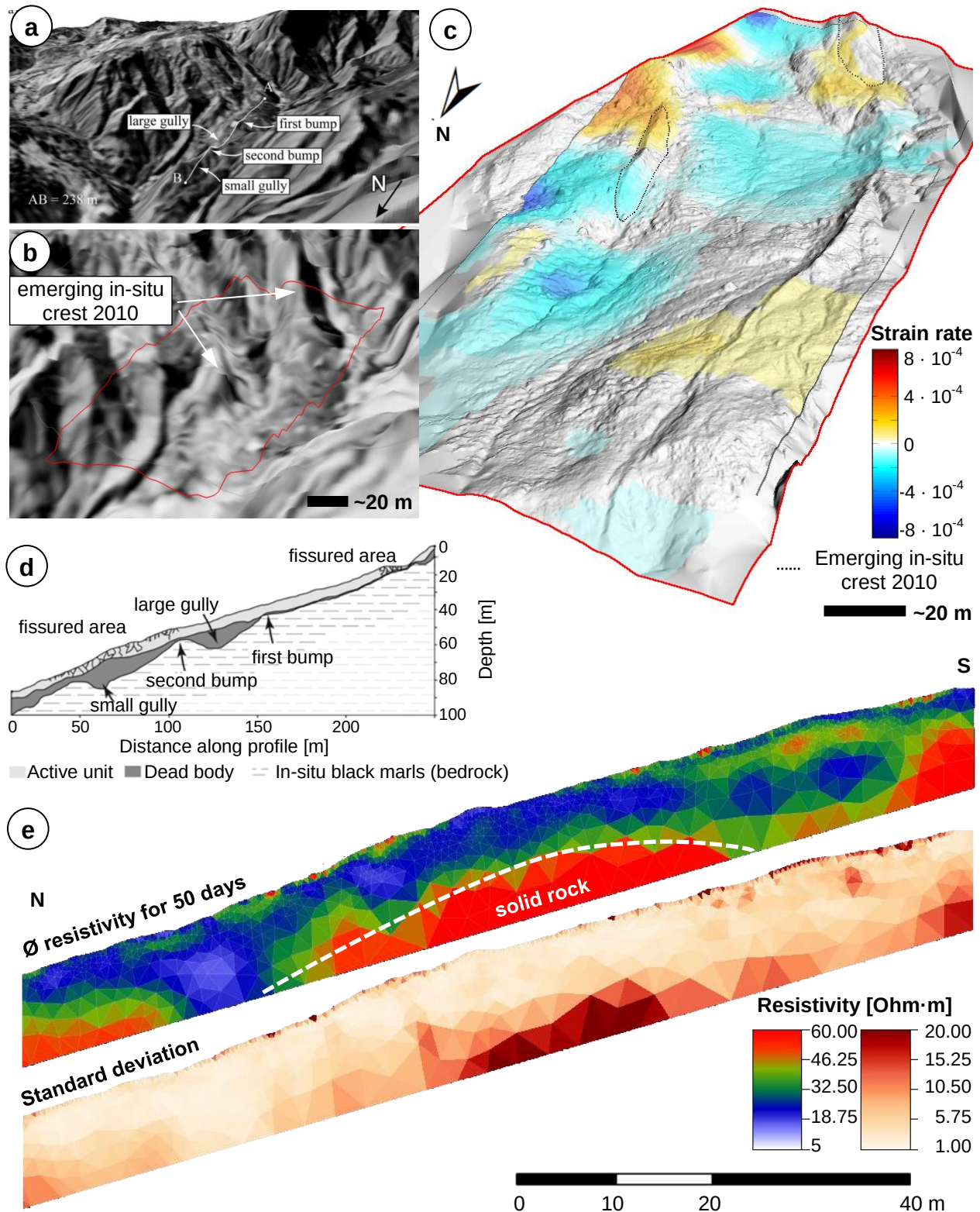


Abb. 6.31: (a) 3D-Ansicht der ursprünglichen Topographie überlagert mit dem Luftbild 1956 (Gance et al., 2012, © IGN) sowie (b) ein Ausschnitt für das Messgebiet 2010 (roter Rahmen). (c) 3D-Ansicht des Dilatationsratenfeldes (pro Tag) für 50 Tage mit gleicher Orientierung wie (b). (d) Schematischer Profilschnitt von Gance et al. (2012) (Originalabbildung gespiegelt) der durch das Messgebiet verläuft. (e) Durchschnittliche Widerstände ermittelt aus 50 ERT-Profilen durch „time-lapse inversion“ von Günther und Rücker (2015) sowie der durchschnittlichen Standardabweichung (persönliche Kommunikation: J.C. Santoyo, 2014).

6.5 ZUSAMMENHANG ZWISCHEN OBERFLÄCHEN- UND UNTERGRUNDDEFORMATION

Grundlagen

An dieser Stelle stellt sich die Frage, inwieweit es möglich ist aus den oberflächlichen Strainratenfeldern Rückschlüsse auf die interne Deformation zu ziehen oder auf die Tiefe zu projizieren? Beobachtungen von Inklinometermessungen an zahlreichen sehr langsamen bis langsameren (Cruden und Varnes, 1996) gleitenden tonreichen Lockergesteinsrutschungen (Translationsrutschung, *mudslide*) zeigen häufig eine, manchmal auch mehrere Gleitflächen in verschiedenen Tiefen mit einer Scherzone zwischen einigen cm bis ~1 m Mächtigkeit (Picarelli *et al.*, 2005; Comegna *et al.*, 2007). Häufig sind diese in einem frühen Stadium nach dem Hangversagen noch charakterisiert mit hoher interner (plastischer) Deformation und fließendem Stil (Picarelli, 2007; Comegna *et al.*, 2007). Mit zunehmendem Entwicklungsstadium entschleunigen diese und gehen zunehmend zum Gleiten über, wobei sich die Hauptbewegungen auf eine oder mehrere Gleitflächen konzentrieren (Abb. 6.32a). Dabei gleicht sich das vertikale Geschwindigkeitsprofil häufig zunehmend an, so dass sich die Schicht oberhalb der Scherzone wie ein Starrkörper (*rigid-body*) verhält (Comegna *et al.*, 2007). Dieses Verhalten mit Konzentration der Scherbewegung auf eine Gleitfläche an der Basis wird generell bei langsamen Translationsrutschungen beobachtet, bei schnellen hingegen wurde beobachtet, dass Scherbewegungen in gesamten Rutschungskörper auftreten (Picarelli *et al.*, 2005; Picarelli *et al.*, 1995).

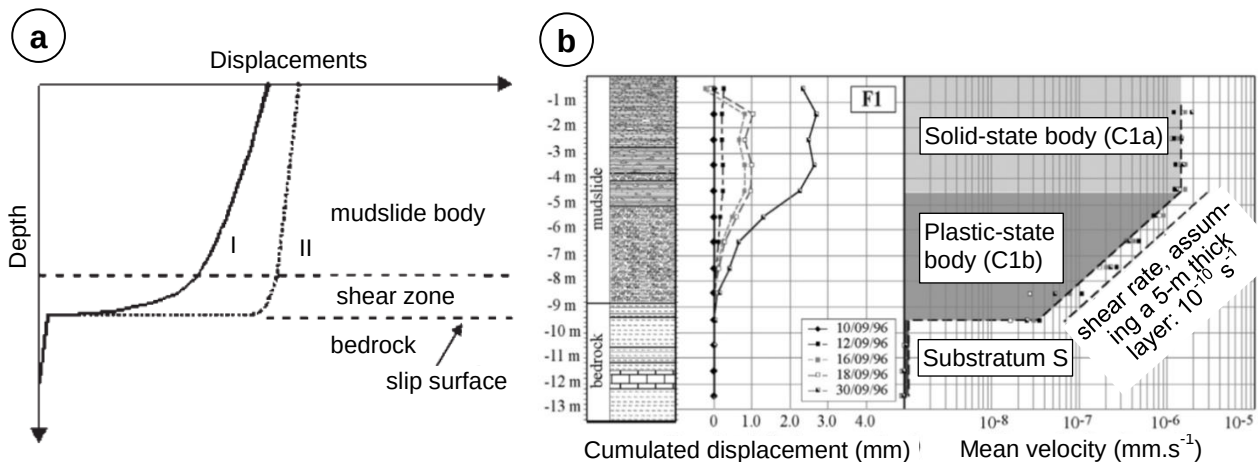


Abb. 6.32: (a) Schematisches vertikales Verschiebungsprofil von Translationsrutschungen (*mudslides*) in einer frühen Entwicklungsphase, mit mehr fließähnlichem Stil (I) und in einer späteren Entwicklungsphase mit zunehmend gleitendem Stil (II) (aus Comegna *et al.*, 2007). (b) Inklinometermessungen an der Super-Sauze Hangrutschung im Herbst 1996 (aus Travelletti und Malet, 2012 basierend auf Malet, 2003; Grandjean *et al.*, 2006a).

Allerdings können auch im Rutschungskörper oberhalb der Scherzone interne Deformationen auftreten. Diese können nur temporal begrenzt sein, aber auch in einigen Bereichen einen signifikanten Prozentanteil der Totalverschiebung ausmachen, weshalb diese nicht ganz vernachlässigbar sind (Di Maio *et al.*, 2013a; Petley *et al.*, 2002). Ursache hierfür sind die unterschiedlichen Konsistenzen im Rutschungskörper sowie Änderungen der effektiven Spannungen oder viskose Phänomene infolge Porenwasserüberdrücken (insbesondere in Kompressionsbereichen) (Comegna *et al.*, 2007). Langfristig können diese auch durch Änderungen der Steifigkeit

infolge Bodendegradation hervorgerufen werden (Picarelli, 2007). Jedoch sind die Verschiebungen im Starrkörper meist deutlich geringer wie die Verschiebung auf der Gleitfläche (Di Maio *et al.*, 2013a). Calcaterra *et al.* (2010) und Di Maio *et al.* (2013a, 2013b) verglichen Inklinometer- und oberflächliche GNSS-Messungen an einer sehr langsamen (*creep*) tiefliegenden Rutschung (Hauptgleitfläche zwischen ~ 10 bis 37 m) und beobachteten, dass die kumulativen Verschiebungen beider Messungen konsistent sind. Allerdings weisen die Autoren darauf hin, dass die oberflächlichen Messungen nicht verwendet werden können um eine Beschleunigung auf der Gleitfläche abzuleiten, da die oberflächlichen Verschiebungen geprägt sind durch saisonale Trends, während hingegen die Verschiebungen auf der Gleitfläche meist konstant sind. Zudem sei erwähnt, dass in einigen Fällen bei einer Reaktivierung nicht die vorhandene Gleitfläche aktiv wird, sondern es zu einer Neubildung kommen kann (Comegna *et al.*, 2007).

Beobachtungen im Feldexperiment 2010

Inklinometermessungen an der langsamen Super-Sauze Hangrutschung vom Herbst 1996 zeigen ebenfalls oben genanntes Verhalten: die Ausbildung einer 5 m mächtigen Hauptscherzone ($\sim$ Scherungsrate 10^{-10} s^{-1}) welche überlagert wird von einem Starrkörper (**Abb. 6.32b**; Malet und Maquaire, 2003). Dass sich die oberste Schicht größtenteils starr bewegt wird ebenfalls gestützt durch die Analyse der Luftbilder (2006 - 2010), in denen sich die großflächige Gesteins- und Vegetationsmuster um einen einheitlichen Betrag verschieben und die Geometrie beibehalten. Innerhalb des instrumentierten Messbereichs in 2010, in der der Rutschungskörper eine Maximalmächtigkeit von ~ 15 m aufweist, wurden fünf Kunststoffrohre mit Längen zwischen 1 - 3 m im oberen Messbereich installiert, um diese auf Deformation und Abscherung zu prüfen (**Abb. 6.33**). Es konnte über die acht Wochen keine Deformation der Rohre beobachtet werden. Dies spricht ebenfalls eher dafür, dass sich die obersten Meter wie ein Starrkörper verhalten.



Abb. 6.33: Fünf Kunststoffrohre mit versenkten Längen von 1 m, 1,5 m, 2 m, 2,5 m und 3 m zur Beobachtung von Deformation in der Messkampagne 2010.

Aus den oben genannten Einzelheiten ließe sich die Hypothese aufstellen, dass ein Großteil der Deformation, die an der Oberfläche sichtbar ist, auf die Scherzone projiziert werden könnte um so einen Trend der Bewegungen auf der Gleitfläche und Scherzone zu bekommen. Allerdings gilt dies nur unter Vorbehalt, angesichts der Möglichkeit oberflächlicher und interner Deformationen.

6.6 ÄNDERUNG DES PORENWASSERDRUCKS INFOLGE VON DEFORMATION

Grundlagen

Bei tonreichen undrainierten Hangrutschungen können Kompression als auch Extension auf Grund der geringen Permeabilität und Bodensteifigkeit zu einer Änderung der Bodenporosität und Porenwasserüberdruck bei Kompression bzw. Porenwasserunterdruck bei Extension führen (Picarelli, 2007; van Asch *et al.*, 2006). Im Extremfall kann eine schnelle Steigerung des Porenwasserüberdrucks zur Bodenverflüssigung führen. Damit stellt sich die Frage, ob ein solcher Zusammenhang bezüglich des Porenwasserdruckes in den Daten der Messkampagne 2010 erkennbar ist.

Grundsätzlich sind die Trigger und Feedback-Mechanismen zwischen den hydrologischen und mechanischen Eigenschaften (Niederschlag, Evaporation, laterale Wasserwegsamkeiten, Porenwasserdruckänderung, Kinematik, Materialeigenschaften, Konsolidation, Wasserchemie etc.) komplex und bis heute noch nicht komplett verstanden, weshalb diese immer noch Gegenstand der Forschung sind. An dieser Stelle soll kurz auf einige Teilaspekte im Zusammenhang mit dem Porenwasserdruck eingegangen werden. Der Porenwasserdruck wird beeinflusst von mehreren Parametern, die miteinander interagieren können und die Porenwasserdruckänderung ist maßgeblich an die Rate und Intensität der Parameter gekoppelt (**Abb. 6.34**; z.B. Prinz und Strauß, 2011; Picarelli, 2007; Iverson, 2005). Zu diesen Parametern zählen beispielsweise Bodenzusammensetzung, Dichte/Kompaktion des Bodens, Risse, drainierter/undrainierter Zustand, Niederschlag (Intensität und Dauer), laterale Wasserwegsamkeiten. Einer der Haupteinflussfaktoren ist der Wasserhaushalt. Picarelli *et al.* (2005) bzw. Picarelli (2007) beschreiben neben dem Wasserhaushalt weitere wesentliche Grundmechanismen zur Erzeugung von Porenwasserüberdrücken:

- durch die Rutschung selbst bei Kompression, aufgrund von beispielsweise der Änderung der Topographie (Hangwinkel, laterale Begrenzung), Irregularitäten der Gleitfläche, Unterschiede in den Bodeneigenschaften oder Variationen des Porenwasserdruckes;
- Erdbebenbelastung;
- rasche Sedimentation auf einen Rutschungskörper infolge eines zweiten Böschungsbruchs, rascher Erosion an der Hauptabrisskante oder Flanken des Rutschungskörpers;
- Belastung infolge der Hinwegbewegung einer Mure oder eines Schlammstroms (*debris flow*).

Der Effekt der Erhöhung des Porenwasserdrucks infolge der Kinematik bei kompressiven Regime tritt nicht nur bei lockeren Böden auf. Dieser kann auch bei dichten Böden auftreten, wenn durch Scherrissöffnung in der Scherzone vormals eine Volumenzunahme (Dilatanz) statt fand (van Asch *et al.*, 2007; Iverson *et al.*, 2000). Feldbeobachtungen an verschiedenen Translationsrutschungen zeigten, dass die Beziehung zwischen Porenwasserdruck und Verschiebung nicht linear ist und erst ab einem bestimmten Grenzwert des Porenwasserdrucks einsetzt (**Abb. 6.34**; Bertini *et al.*, 1986 aus Picarelli, 2007, Picarelli, 2007; Malet und Maquaire, 2003; Mandolini und Urciuoli, 1999; Moore und Brunsden, 1996; Angeli *et al.*, 1996).

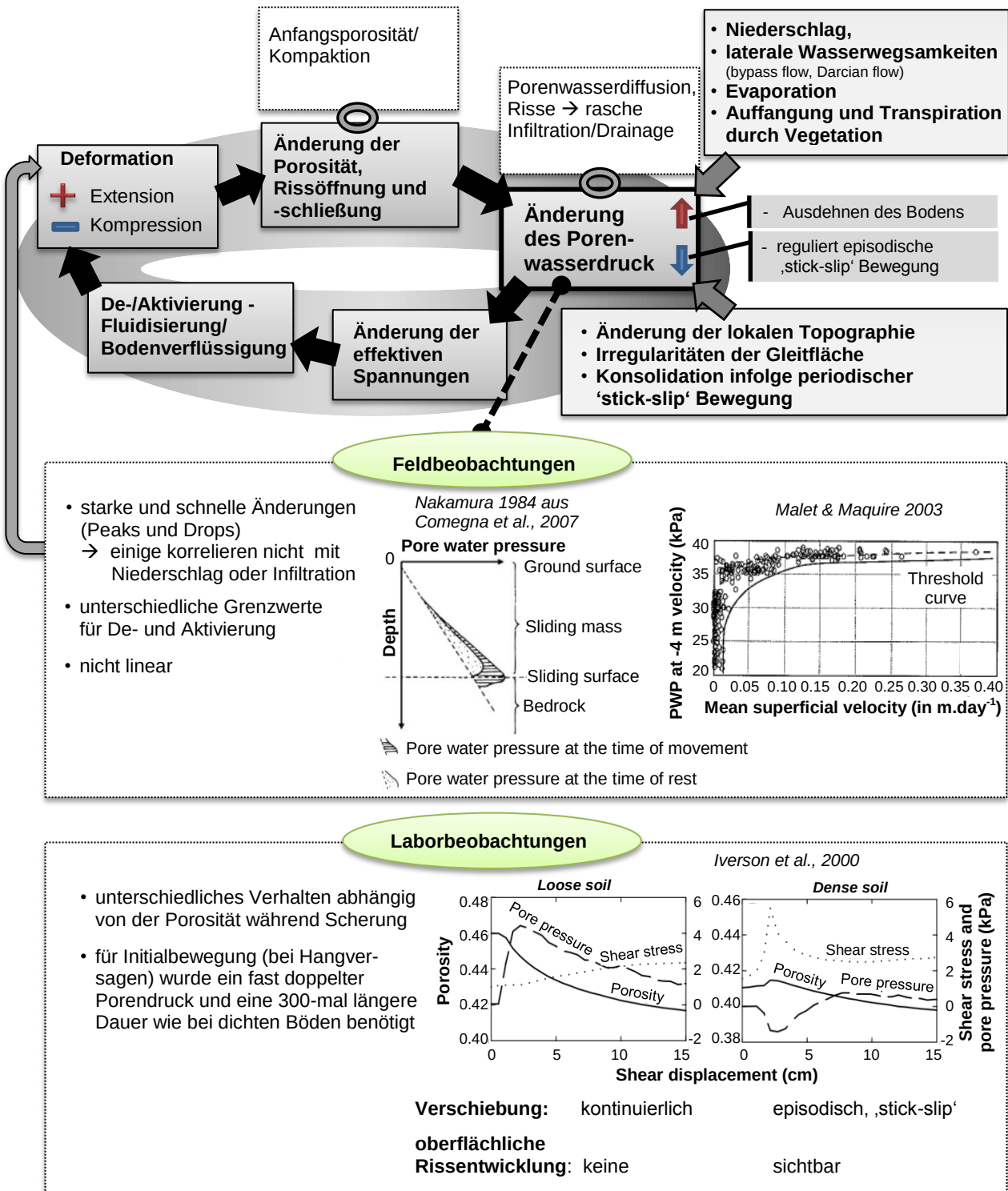


Abb. 6.34: Schematische Skizze der wesentlichen Parameter hinsichtlich des Porenwasserdrucks und Deformation und deren Zusammenhänge. Änderungen der statischen und kinematischen Rahmenbedingungen führen zur Änderung des Porenwasserdrucks.

Meistens werden die höchsten Porenwasserdrücke zwischen Dezember und April beobachtet mit einem abnehmenden Trend zum Sommer und einem geringen Anstieg im Herbst infolge der höheren Niederschläge in den mitteleuropäischen Breiten. Aus Beobachtungen resultierte, dass eine Reaktivierung und Verlangsamung des Rutschungskörpers bei unterschiedlichen Porenwas-

serdrücken bzw. Grenzwerten auftrat. Beispielsweise wurde für gleiche Porenwasserdruckwerte beobachtet, dass die Verschiebung höher beim Grundwasseranstieg als bei der -abnahme ist (Bertini *et al.*, 1986 aus Picarelli, 2007). Dies ist gleichbedeutend mit geringeren Porenwasserdruckgrenzwerten bei Reaktivierung als bei Verlangsamung (Moore und Brunsden, 1996). Allerdings wurden auch gegenteilige Beobachtungen gemacht, dass der Grenzwert für den Porenwasserdruck geringer ist für die Verlangsamung (Angeli *et al.*, 1996). Als mögliche Ursachen für ersteres (niedrigere Porenwasserdruckgrenzwerte bei Reaktivierung) wird viskoses Verhalten entlang der Gleitfläche mit Berücksichtigung von primärem und sekundärem Kriechen oder mit Änderung der Wasserchemie während der Ruhephase diskutiert. Als Ursache für das gegenteilige Verhalten (niedrigere Porenwasserdruckgrenzwerte bei Verlangsamung) wird eine Zunahme der Restscherfestigkeit während der Ruhephase angenommen (Picarelli, 2007). Eine weitere Beobachtung hinsichtlich der Jahresskala ist (am Beispiel der Super-Sauze), dass die Bewegung im Frühjahr bei Grundwasserspiegel zwischen -0,8 und -0,7 m und im Herbst zwischen höheren Grenzwerten von -0,6 und -0,5 m lag. Dies wird möglicherweise auch erklärt bei einem undrainierten Zustand durch eine Zunahme der Festigkeit („*strength regain*“) infolge einer Zunahme der Kohäsion durch Konsolidation im Sommer (Malet und Maquaire, 2003). Eine weitere Feststellung war, dass für jede Reaktivierung ein höherer Porenwasserdruckgrenzwert notwendig war als für die vorherige (Moore und Brunsden, 1996).

Feldbeobachtungen zeigten starke und schnelle Änderungen im Porenwasserdruck (Peaks) welche nicht direkt assoziierbar waren mit Niederschlag und Infiltrationen. Dieses Verhalten könnte auf den Mechanismus der Deformation im undrainierten Rutschungskörper, infolge schneller Spannungsänderungen zurückführbar sein (Comegna *et al.*, 2007; Pellegrino *et al.*, 2004; van Asch *et al.*, 2006). Neben der Tatsache, dass der Porenwasserdruck am höchsten in der Scherzone war, ließ sich feststellen, dass dessen Werte noch höher werden wenn die Scherzone aktiv ist (Nakamura, 1984 in Comegna *et al.*, 2007). Hierfür spricht auch, dass sich Porenwasserdruckfluktuationen durch einfache Modellierungen als Resultat von Wasserinfiltration gut nachbilden lassen, allerdings nicht für hochaktive Zonen (Comegna *et al.*, 2007; Picarelli *et al.*, 2005). In Laborexperimenten beobachteten Iverson *et al.* (2000) bei der Scherung (während des Hangversagens) von lehmhaltigem Sand, dass in Abhängigkeit der Porosität sich der Porenwasserdruck und folglich auch die Scherspannungen in der ersten Phase drastisch änderten. Bei dem lockeren Boden (Initialporosität 0,46) zeigte sich eine Zunahme des Porenwasserdrucks infolge der Kontraktion, einhergehend mit einer Verringerung der Porosität sowie mit einem kleinen Peak in der Scherspannung (stellvertretend für die effektive Bodenfestigkeit). Der dichte Boden (Initialporosität 0,41) zeigte hingegen eine vorübergehende deutliche Verringerung des Porendruckes infolge einer initialen Dilatation (Volumenzunahme) einhergehend mit einer Porositäts-erhöhung und einem markanten Anstieg der Scherspannung. Überdies wurde festgestellt, dass für die Initialbewegung bis zum Böschungsbruch ein fast doppelter Porenwasserdruck und eine 300 - mal längere Zeitdauer in dichten Böden gegenüber lockeren benötigt wurde. Generell kann aufgrund der geringen Bodenpermeabilität jede Änderung der internen Spannungen im Rutschungskörper infolge Änderungen der statischen und kinematischen Rahmenbedingungen

den Porenwasserdruck variieren (Comegna *et al.*, 2007). Die Varianz des Porenwasserdrucks führt wiederum zu einem Feedback-Mechanismus auf die internen Spannungen.

Beobachtungen im Feldexperiment 2010

Für die Messkampagne 2010 wurden Messungen des Grundwasserspiegels (durchlässiger Bereich des Piezometerrohrs -1,8 - -2,7 m unter GOK instrumentiert mit einem Baro-Driver) und die oberflächlichen Verschiebungen mittels permanenten dGNSS erfasst (**Abb. 6.35**). Beide Messstationen befinden sich, unweit voneinander, in einem durch den Messzeitraum hinweg kompressiven Bereich. Es liegen nur die Grundwasserspiegeldaten (alle 6 h) vor, jedoch kann durch die Beziehung

$$u = \gamma_w \cdot h \quad (6-34)$$

(wobei u = Porenwasserdruck, γ_w = Wichte des Wassers: 10 kN/m³, h = Einbindetiefe) wieder auf den Porenwasserdruck zurück gerechnet werden. **Abbildung 6.35** zeigt über den Messzeitraum eine tendenzielle Abnahme des Grundwasserspiegels und zwei markante Grundwasserspiegelanstiege (**Abb. 6.35c**: 3 und 5) infolge andauernder und/oder höherer Niederschlagsmengen. Markante Grundwasserspiegelanstiege führen zu einer Beschleunigung der Rutschung (Malet, 2003) und die zeitliche Verzögerung beträgt in diesem Bereich der Super-Sauze Hangrutschung ein bis zwei Tage. Die Zeitverzögerung hängt essentiell von der Ausgangssituation wie z.B. Wassersättigung und Permeabilität sowie der Porenwasserdruckverteilung ab (van Asch *et al.*, 2007). Auffallend sind kleinere Grundwasserspiegelfluktuationen zwischen 10 und 30 cm, speziell zwischen dem 29.05.2010 und 08.06.2010 (**Abb. 6.35c**: 1 und 2) in einer niederschlagsfreien Periode. Einige Beschleunigungen können mit einem vorangegangenen Grundwasserspiegelanstieg von mehr als 20 cm innerhalb von circa 1 Tag korreliert werden (**Abb. 6.35c**: 2, 3 und 5). Allerdings weicht diese Korrelation ab der Mitte des Messzeitraums ab, wie zum Beispiel für 4, 6-9 in **Abbildung 6.35c**. Auffällig ist, dass nach der niederschlagsreichen und höher aktiven Periode (ab 02.07.2010) in einer fast trockenen Zeit sich fünf Grundwasserspiegelanstiege ereignen und in keinem Zusammenhang mit Niederschlag stehen (**Abb. 6.35c**: 6-10). Im Fall des Grundwasserspiegelanstiegs am 07.07.2010 könnte eventuell die Beschleunigung für den Anstieg verantwortlich sein. Am 16.07.2010 verlaufen die Anstiege des Grundwasserspiegels und der Verschiebung fast synchron. Auf dieser Datengrundlage und aufgrund der Komplexität des Rutschungskörpers (Materialeigenschaften, Wasserhaushalt etc.) ist für dieses Beispiel eine Feststellung, ob die Kinematik den Porenwasserdruck triggert nicht eindeutig bzw. kaum möglich. Es ist auch in diesem Fall vorstellbar, dass für die Grundwasserspiegelanstiege laterale Wasserwegsamkeiten verantwortlich sind. Ein wichtiger Punkt ist wie schnell und in welcher Stärke die Deformation sein muss um den Porenwasserdruck zu steigern. Dies ist meines Erachtens anhand dieser Daten nur schwer klärbar. Die Heterogenität des Rutschungskörpers und insbesondere das Vorkommen von Rissen bedingt eine starke Variabilität der Rate und Amplitude (Wertspanne, Spannweite) des Porenwasserdruckauf- und -abbaus; sogar kleinräumig kann sich das Bild ständig ändern. Picarelli (2007) liefert ein theoretisches Beispiel für eine 100 m lange Rutschung mit freier Obergrenze und fixierter Untergrenze, bei der ein durchschnittlicher Strain von 10⁻² % (Kompression), verursacht durch die Erhöhung des Porenwasserüberdruckes, eine Verschiebung

des obersten Bereichs um 1 cm triggert. Ein Strain um 10^{-2} % kann in steifen Tonen durch die Erhöhung des Grundwasserspiegels in der Größenordnung von 10 cm hervorgerufen werden.

Dennoch können auch hier, wie in der Literatur beschrieben, Grundwasserspiegelfluktuationen beobachtet werden, die nicht im Zusammenhang mit Niederschlag und Infiltration stehen. Es ist nicht auszuschließen, dass auch im Feldexperiment einige Grundwasserspiegelanstiege durch Deformation initiiert wurden.

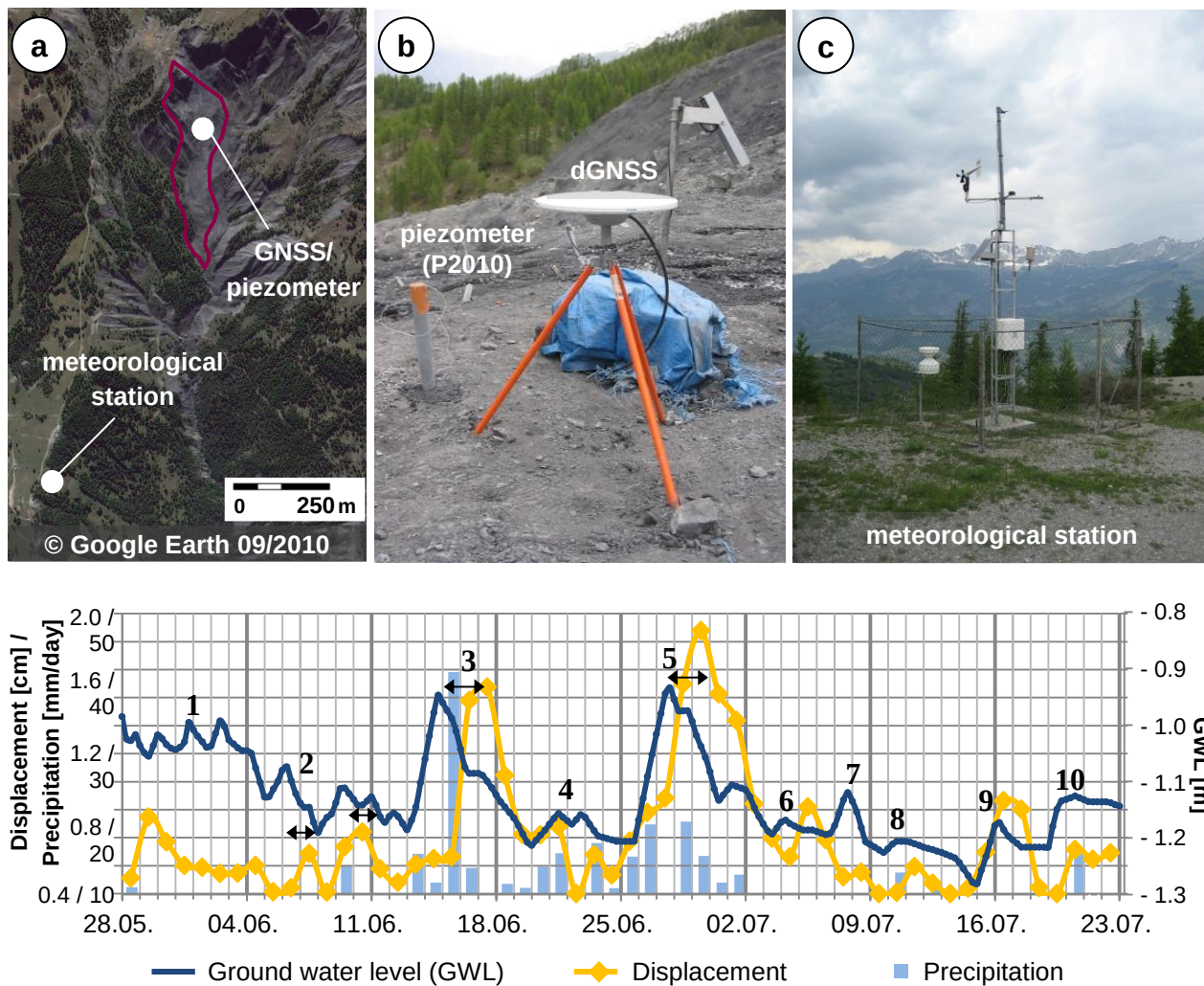


Abb. 6.35: (a) Position der Messstationen für permanentes dGNSS (b), Piezometer P2010 (b) sowie Wetterstation (Luftbild in (a) von © Google Earth, 2017). (c) Aufzeichnungen des Grundwasserspiegels (alle 6 h), der Verschiebungen (täglich) und des Niederschlags (täglich).

6.7 ZUSAMMENFASSUNG

Die Deformationsanalyse aus geodätischen Beobachtungen zum Verständnis und Einschätzung der Seismizität wird auf regionaler bis globaler Skala häufig erfolgreich angewandt. Dabei spiegeln Orientierung und Stil der geodätischen Strainachsen häufig die der seismischen Momententensorachsen wieder (z.B. Kreemer *et al.*, 2000; Pietrantonio und Riguzzi, 2004). Gleichzeitig kann die geodätische Strainrate als die Obergrenze der seismischen Rate angesehen werden. Basierend auf den Dilatationsraten im Fernfeld eines Erdbebens konnte auf regionaler Skala erfolgreich gezeigt werden, dass sich Herdflächenlösungen von Beben ableiten lassen (Hackl *et al.*, 2009). Bei Hangrutschungen findet die Deformationsanalyse in den letzten Jahrzehnten zunehmende Anwendung, wenn auch meist akzessorisch und zur Charakterisierung von unterschiedlichen Deformationsbereichen einer Rutschung. Topographie, Bodeneigenschaften und Wasserhaushalt sind die essentiellsten Faktoren, die die Deformation an tonreichen Lockergesteinsrutschungen kontrollieren und beeinflussen (Picarelli *et al.*, 2005).

Eine 2D-Strainanalyse wurde mittels des Skriptes `grid_strain` von Teza *et al.* (2008a) auf die dGNSS- und TLS-basierten Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder der Messkampagne 2010 angewandt. Es wurden die Dilatationsraten, die Scherungsraten, Scherungsraten in Bewegungsrichtung sowie die Raten der zweiten Invariante des Verzerrungstensors für einen Skalierungsfaktor d_0 von 5 m und 10 m berechnet. Dabei ging eine ausführliche Untersuchung über die Fehler und numerischen Artefakte voraus, was besonders bei den sehr geringen Verschiebungen von weniger als 30 cm für 50 Tage von Bedeutung war. Die Verifizierung ergab, dass die Magnitude der Strainwerte oberhalb des Rauschens liegt und die Strainratenfelder interpretierbar sind, auch wenn noch numerische Artefakte enthalten sind.

Die Dilatationsratenfelder weisen ein heterogenes Muster von Extension und Kompression auf, wobei die Kompression im Messbereich deutlich stärker ausgeprägt ist. Die Scherungsraten sind erwartungsgemäß am höchsten in den Übergangsbereichen zwischen Festgestein und Rutschungskörper sowie zwischen zwei Materialströmen mit hohem Geschwindigkeitskontrast. Die höheren Strainraten korrelierten in der Regel mit geomorphologischen Oberflächenstrukturen und der Untergrundtopographie. Inwieweit sich die oberflächlichen horizontalen Deformationen in die Tiefe projizieren lassen ist nicht zweifelsfrei geklärt. Es ist aber wahrscheinlich, dass ein Großteil der Verschiebung bzw. Deformation auf der Gleitfläche und Scherzone stattfindet. Der Einfluss der Kompression auf den Porenwasserdruck ließ sich aus den Daten der Messkampagne 2010 nicht als zweifelsfreie Korrelation feststellen. Jedoch gab es besonders in den letzten zwei Wochen des Messzeitraumes einige Indizien die dafür sprechen könnten, dass die Deformation den Porenwasserdruck beeinflusst. Auffällig ist, dass sowohl die Dilatationsraten als auch die Scherungsraten räumlich und zeitlich variieren. Folglich stellen sich die Fragen inwieweit diese im Zusammenhang mit der rutschungsinduzierten Seismizität stehen und ob sich die Beobachtungen von der kombinierten seismischen und geodätischen Analyse auf regionaler bis globaler Skala auf die deutlich kleinskaligeren Bereiche an Lockergesteinsrutschungen übertragen oder beziehen lassen. Dies wird im nächsten Kapitel 7 thematisiert.

7 GEMEINSAME ANALYSE UND INTERPRETATION IM HINBLICK AUF RUTSCHUNGSINDUZIERT SEISMIZITÄT

7.1 ZUSAMMENSCHAU 2010

In den folgenden Abschnitten werden die bisherigen Ergebnisse und Erkenntnisse sowie weitere Ergänzungen aus Veröffentlichungen den Beobachtungen der rutschungsinduzierten Seismizität gegenüber gestellt, diskutiert und interpretiert. Eine Übersicht über die Ergebnisse und Schwierigkeiten der Einzelverfahren ist in **Tabelle 7.1** zusammengefasst. Die multidisziplinäre Analyse wird zunächst zeitlich und anschließend räumlich und zeitlich betrachtet. Zur Interpretation der rutschungsinduzierten Seismizität gemeinsam mit den geodätischen Beobachtungen werden primär die Dilatationsratenfelder und die Scherungsratenfelder in Bewegungsrichtung von drei Zeitintervallen (siehe auch Abschnitt 6.3) sowie die geodätische Momentenrate $\dot{M}_0$ (siehe auch Abschnitt 6.1.1) für TLS- und dGNSS-Messungen der gesamten Messkampagne und von drei Zeitintervallen herangezogen. Daneben sind die aus den UAV-basierten und terrestrischen Bildern abgeleiteten sekundären Rutschungen und die Rissentstehung und -entwicklung wichtige Vergleichsparameter. Relevante Informationen können auch durch die Gegenüberstellung zu den Beobachtungen aus der 10-tägigen Messkampagne in 2008 abgeleitet werden, welche gegensätzliche Rahmenbedingungen gegenüber 2010 aufwies.

7.1.1 Seismizität im zeitlichen Verlauf sowie die hydromechanischen und kinematischen Faktoren

In **Abbildung 7.1** ist der zeitliche Verlauf von meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Parametern den verschiedenen seismischen Ereignisklassen gegenübergestellt. Zur Vereinfachung wird generell angenommen, dass mit einer Hangbeschleunigung eine erhöhte Deformation und folglich erhöhte Anzahl und/oder Magnitude rutschungsinduzierter Ereignisse einhergehen – ähnlich der bei Hangbeobachtungen mittels Schallemissionsprüfung (*acoustic emission*, AE) befundeten Korrelation zwischen der Ereignisanzahl und der Geschwindigkeit der Rutschung (Dixon und Spriggs, 2007; Dixon *et al.*, 2015) und den registrierten Verschiebungen eines Extensometers beobachtet wurde (Fujiwara *et al.*, 1999). Eine eindeutige Korrelation mit

Tab. 7.1: Übersicht über die Ergebnisse und Schwierigkeiten der Einzelverfahren.

Verfahren	Schwierigkeiten	Ergebnisse
UAV-basierte Luftbilder	- nicht immer vollständige Abdeckung des Messgebietes, sowie zeitliche Lücken infolge von ungünstigen Wetterverhältnissen - MVS-Algorithmus liefert nicht die benötigte DGM Genauigkeit für 3D-Deformationsanalyse (RMS 8 - 20 cm), sowie interne Deformationseffekte innerhalb einer Punktwolke → reicht nicht für zuverlässige Analyse von Verschiebungsfelder, ABER trotzdem wichtige Grundlage für differenzielle Entzerrung (Orthophotogenerierung) - Rissentwicklung nicht eindeutig nachvollziehbar: deutlich geringere Rissöffnung als die 5 Jahre zuvor, sowie Zusedimentation während des Messzeitraums	- Rissweiterung im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms sowie an den Kronenrissen einer sekundären Rutschung im Westen beobachtbar - Erfassung der zeitlichen/räumlichen oberflächlichen Austrocknung/Durchfeuchtung - Erfassung von Erosion und Umlagerung - Dokumentation eines kleineren Felssturzes und Materialabbruch einer kleinen sekundären Rutschung - Erfassung der Entwicklung und Materialabbruch einer ‚Sedimentzunge‘ am nördlichen Ende des freiliegenden Festgesteinskamms
terrestrische Bilder	- Matching der Einzelbilder ist z.T. schwierig aufgrund der Aufnahmegeometrie - aufgrund von Blöcken, Senken, Ebenen viele Schattenzonen, wodurch sich Lücken in den 3D-Punktwolken ergeben - MVS-Algorithmus liefert nicht die benötigte DGM Genauigkeit für 3D-Deformationsanalyse (RMS 8 - 20 cm) → reicht nicht für zuverlässige Analyse von Verschiebungsfeldern	- Erfassung von Rissentwicklung - Erfassung eines kleineren Felssturzes
terrestrisches Laserscanning (TLS)	- aufgrund von Blöcken, Senken, Ebenen ergeben sich viele Schattenzonen und folglich Lücken in der 3D-Punktwolke - 2 Singlescans zeigen Fehlmessungen - generelle Genauigkeit 1 - 5 cm - Bestimmung von Verschiebungsfeldern für kürzere Zeiträume nicht zuverlässig bestimmbar (kommen in den Bereich der Messungenauigkeit)	- Verschiebungsfeld (zwischen 51 Tagen) resultierend aus digitaler Bildkorrelation (DIC) von Schummerungskarten von zusammengesetzten TLS-Scans - dichteres Verschiebungsfeld und Werte außerhalb des dGNSS-Messrasters - östlicher Teil mit mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten von 0,50 cm/Tag und westlicher Teil von 0,26 cm/Tag

Verfahren	Schwierigkeiten	Ergebnisse
dGNSS	- Verschiebungen für sehr kleinere Zeitbereiche kommen in den Bereich der Messungenauigkeit, vor allem für den westlichen Bereich (deshalb eine Messung in den ersten 2 Wochen weglassen)	- östlicher Hangbereich mit mittleren Durchschnittsgeschwindigkeiten von 0,52 cm/Tag und westlicher Hangbereich mit 0,31 cm/Tag - Bestimmung des zeitlichen/räumlichen Verschiebungsfeldes für vier Zeitabschnitte
Geoelektrik	- generell eine Herausforderung in heterogenem tonreichem Material - einige Daten sind kontaminiert mit systematischem Noise → Gerätemanipulation, schlechter Elektrodenkontakt - fehlende Temperatur- und schlechte Verschiebungsdaten für ein besseres Model	- Kartierung von stationären Strukturen (unverwitterte Mergelblöcke oder von undurchlässigen Bereichen - zeitlich oberflächliche Variationen, die mit dem Niederschlag korrelieren - im Mittel über den Messzeitraum eine Abnahme des durchschnittlichen spezifischen Widerstands
Entnahme von Bodenproben	- Messwerte bei ERT-Profil 1 und 2 weisen starke Fluktuation aufgrund der unmittelbaren Nähe eines Rinnsals auf - ziehen schnell Wasser nach dem Trocknen	- Änderungen des oberflächlichen Wassergehalts
permanentes dGNSS	- Messung weicht von dem RTK-dGNSS ab, d.h. Werte sind deutlich höher (Ursache unbekannt)	- tägliche Verschiebungen bzw. Geschwindigkeiten eines Punktes

einzelnen Hangbeschleunigungspeaks ist nicht erkennbar. Es gilt jedoch zu beachten, dass die seismischen Daten nicht komplett sind und viele der kleineren Ereignisse und Tremore nicht katalogisiert sind, aufgrund zu geringem SNR oder der Überlagerung mehrerer Ereignisse nicht differenzierbar sind (siehe Abschnitt 3.3.3). Dennoch treten die meisten seismischen Ereignisse in der Periode 2 auf, welche gegenüber den anderen beiden Perioden erhöhte Niederschläge und Kinematik aufweist. Die Durchschnittsgeschwindigkeitsraten mit 0,3 cm/Tag für den westlichen Messbereich und 0,5 cm/Tag für den östlichen Messbereich sind gegenüber den Langzeitbeobachtungen mit 1 cm/Tag bzw. größer 3 cm/Tag deutlich geringer (z.B. Amitrano *et al.*, 2007). Aufgrund der geringen Kinematik ist es daher vorstellbar, dass die elastische Energieakkumulation durch aseismische Bewegung (*creeping*), plastische Verformung abgebaut wird oder noch aufgebaut wird und/oder die Ereignisse zu schwach sind für die Registrierung. Zeitlich betrachtet, scheinen unabhängig von den seismischen Signaltypen viele Ereignisse in zeitlichen Clustern aufzutreten. Nach einzelnen seismischen Ereignisklassen betrachtet, treten die Slidequakes meistens am Anfang einer Beschleunigungsphase auf, mit der ebenfalls ein Anstieg des Grundwasserspiegels bzw. Porenwasserdrucks einhergeht (**Abb. 7.1**, A.1.3 - A.1.5). Diese Tendenz lässt sich auch bei den Tremorklassen erkennen, allerdings gibt es auch einige Abweichungen. Diese Beobachtungen erscheinen konsistent mit denen von Schallemissionen von Kumsar *et al.* (2016). Ein Fehlen oder Abnahme von seismischen Ereignissen während einer Trockenphase in Periode 1 oder 3, welche mit der Drainage des Grundwasserspiegels und Verlangsamung der Rutschung einhergeht, kann nicht festgestellt werden.

Tendenziell scheint eine Korrelation einiger der zeitlichen seismischen Clustern mit dem Anstieg des Grundwasserspiegels und des Bodenwassergehalt erkennbar. In diesem Zusammenhang sind die theoretischen geotechnischen Einflussfaktoren auf die Hangstabilität in ihrem Wechselspiel zu betrachten, wie nachfolgend kurz geschildert. Generell nimmt mit ansteigendem Wassergehalt die Scherfestigkeit von bindigem Material ab (z.B. Wu und Sangrey, 1978). Eine Änderung des Porenwasserdrucks führt zu Änderungen der effektiven Spannungen und des Materialolumens im Rutschungskörper, im Falle von Porenwasserüberdruck zu einer Reduktion der Reibungsfestigkeit (*frictional strength*) bzw. Scherfestigkeit (Iverson *et al.*, 2000). Ein Geländebruch kann ebenfalls auftreten, wenn der Porenwasserdruck nach einem kurzen Anstieg konstant gehalten wird (Ng und Petley, 2009). Während der Stillstandphasen oder sehr langsamer Bewegungsphasen kann sich der Porenwasserüberdruck in Abhängigkeit von der Dauer und der Permeabilität abbauen. Dies ist verbunden mit einer Konsolidation und führt zu einer Festigkeitssteigerung (z.B. van Asch *et al.*, 2007).

Die vadosa Zone, welche zwischen 0,93 bis 1,28 m im Zentralbereich für den Messzeitraum schwankt, unterliegt bei ungesättigtem Zustand dem Einfluss der hysteretischen Kapillarsaugspannung, die zu Porenwasserunterdrücken und folglich zu einer nicht linearen Erhöhung der Scherfestigkeit führt (**Abb. 7.2a**; Thielen, 2008; Picarelli *et al.*, 2006). Die kapillare Steighöhe bei Tonen kann bis zu einigen Metern betragen (z.B. Prinz und Strauß, 2011; Smoltczyk, 2001; Lang *et al.*, 2011). Die Kapillarsaugspannung korreliert mit Niederschlag, was bedeutet, dass bei trockenem Boden der Niederschlag eine Reduktion der Kapillarsaugspannung verursacht

(Thielen, 2008). Infolge der Durchnässung geht die stabilisierende Wirkung verloren (Prinz und Strauß, 2011).

Für die Gleitfläche(n), auf welcher bereits größere Verschiebungen (von mindestens 0,3 m, Cornforth, 2005) für die Einregelung von Schichtsilikaten sorgten, liegt die deutlich geringere Restscherfestigkeit vor (**Abb. 7.2b**). Maquaire *et al.* (2003) ermittelten die Restscherfestigkeit des Super-Sauze Hangmaterials mit einem modifizierten Bromhead Ringscherapparat. Mit steigendem Wassergehalt nimmt die scheinbare Kohäsion (*‘apparent cohesion’*) bis etwa 30 % proportional zu und fällt danach rasch ab. Der wirksame Reibungswinkel steigt bis zu einem Wassergehalt von rund 5 - 10 % an und fällt ab bis zu einem Wassergehalt von rund 25 - 30 %. Mit 32 - 34 % ist bereits der kritische Wassergehalt überschritten und die Fließgrenze (w_L) erreicht. Die Scherzone weist meist einen erhöhten Wassergehalt gegenüber dem hangendem Rutschungsmaterial auf, was die Folge von Dilatanz (Auflockerung) und der einhergehenden Plastifizierung ist (Picarelli *et al.*, 2005; Prinz und Strauß, 2011). Die Regulierung der Kinematik in der Scherzone hängt nicht nur von der Infiltration von Niederschlagswasser ab, sondern auch von der Rückkopplung zwischen Verschiebung und der damit einhergehenden Volumenänderung (Dilatation), wodurch die Porenwasserdrücke und folglich die Gleitreibung reguliert werden (Iverson, 2005). Eine Kontaktanz (Volumenabnahme) führt zu Porenwasserüberdrücken und letztendlich zur Beschleunigung, wobei der basale Porenwasserdruck anscheinend einen gewissen Grenzwert überschreiten muss (Iverson, 2005). Eine Dilatanz (Volumenzunahme), einhergehend mit einer Auflockerung, führt zu Porenwasserunterdrücken und infolgedessen zur Verlangsamung oder Stillstand (Stabilisierung) (Schmidt, 2001). Einfluss auf diesen Rückkopplungseffekt hat die intrinsische Zeitskala des Porenwasserdruckaufbaus bzw. -abbaus, die Bodenporosität und der Winkel zwischen Verschiebungsvektor und Gleitebene (Iverson *et al.*, 2000; Iverson, 2005).

Die Zufuhr von frischem Wasser (Niederschlag und/oder laterale Wasserwegsamkeiten) verändert die Porenwasserchemie bindiger Böden (insbesondere bei marinen Tonsteinen als Ausgangsgestein; wie im Fall von Super-Sauze) und beeinflusst die Plastizität und die Scherfestigkeit (Picarelli *et al.*, 2006; Moore und Brunsden, 1996). Labortests zeigten, dass niedrige Ionenkonzentration des Porenwassers zu einer geringeren Restscherfestigkeit führt. Geringe Ionenkonzentration wurde auch unmittelbar vor der saisonalen Hangaktivierung oder Perioden hoher Aktivität beobachtet. Höhere Ionenkonzentrationen des Porenwassers, die nach Bewegungen beobachtet wurden, führten zu einer Erhöhung der Restscherfestigkeit (Moore und Brunsden, 1996).

Einen weiteren Einfluss auf den Porenwasserdruck können atmosphärische Druckschwankungen oder eine schnelle Absenkung des Grundwasserspiegels haben (Lang *et al.*, 2011; Köhler und Schulze, 2000; Schulz *et al.*, 2009). Strömungsdruck durch Hang- oder Sickerwasserströmung im Rutschungskörper hat ebenfalls eine destabilisierende Wirkung und führt zur Beschleunigung (Smoltczyk, 2001; Prinz und Strauß, 2011). Ebenso kann die Lastzunahme, besonders nach Starkregenereignissen, eine Beschleunigung bewirken. Für das Feldexperiment liegen keine Daten über die Porenwasserchemie und Luftdruckschwankungen vor, weshalb diese Faktoren nicht analysiert werden können.

Ein weiterer Aspekt einer raschen Spannungsänderung sind die Bodentemperaturgradienten infolge solarer Einstrahlung, welche wassergehaltsabhängig sind (Krzeminska *et al.*, 2012). Dieser Effekt folgt zeitverzögert dem Tagesgang und reicht bis in maximal 0,8 bis 1,5 m Tiefe, wobei unterhalb von 0,5 m die Bodentemperatur um weniger als 1 °C variiert (Prinz und Strauß, 2011; Krzeminska *et al.*, 2012; Travelletti *et al.*, 2012b). Innerhalb der Messkampagne war die Varianz der Temperatur von -4,2 °C bis 28,4 °C sowie die solare Einstrahlung sehr hoch (**Abb. 7.1**). Daten über die täglichen Veränderungen der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen liegen für den Messzeitraum 2010 nicht vor, sondern erst ab dem darauffolgenden Jahr. In welchem Maße und ob überhaupt dieser Effekt für rutschungsinduzierte Ereignisse verantwortlich ist kann auf der vorliegenden Datenbasis nicht beurteilt werden. Da der Effekt sich aber auf die obersten Dezimeter beschränkt, ist eher ein geringer bzw. vernachlässigbarer Einfluss auf Spannungen und Porenwasserdruck anzunehmen. Des Weiteren ist keine Korrelation zwischen Temperaturen unterhalb von 0 °C und rutschungsinduzierten Ereignissen beobachtbar.

Vorstellbar ist auch, dass der Effekt des Kluftwasserdrucks innerhalb der Risse eine Rolle bezüglich der Stabilität und folglich der Seismizität spielt. Dieser kann auch zu einer Verminderung der Scherfestigkeiten führen und besonders bei kleinen Öffnungen können geringe Wassermengen einen hohen Kluftdruck verursachen (Prinz und Strauß, 2011).

All diese genannten Faktoren zeigen den starken Einfluss des Wassers (Bodensättigung, Fluktuation des Grundwasserspiegels etc.) auf die Scherfestigkeit und letztendlich auf die Hangstabilität. Die Reduktion der effektiven Spannungen sowie der Reibungskräfte begünstigt die Ausbildung von Rissen (Prinz und Strauß, 2011). Aus diesen Gründen im Zusammenhang mit den Beobachtungen ist der wohl wichtigste Einflussfaktor für die rutschungsinduzierte Seismizität die herabgesetzte Scherfestigkeit infolge von „Wasser“. Auf der Basis der vorliegenden Daten kann nicht festgestellt werden, ob und welche der rutschungsinduzierten Ereignisse die Folge des Verlustes der oberflächennahen Kapillarsaugspannung, der Rückkopplungseffekte in der Scherzone oder eines der anderer Mechanismen sind. Eine Antwort auf die Frage ist nicht einfach, da wahrscheinlich verschiedene Mechanismen (wobei einige noch nicht ganz klar sind) gleichzeitig agieren und/oder ineinandergreifen.

Translationsrutschungen (*mudslides*) wie auch die Super-Sauze Hangrutschung weisen multiple Bewegungen, sogenannten „*stick-slip*“ auf (Allison und Brunsden, 1990; Carey, 2011). Dieses Phänomen tritt besonders bei dichten Böden auf (Iverson *et al.*, 2000). Die „*stick-slip*“-Bewegung wird reguliert durch den Porenwasserdruck. Bei einer Verschiebung kommt es zum Porenwasserunterdruck und die nächste Bewegung wird erst wieder getriggert, wenn ein gewisser Porenwasserdruck wiedererlangt ist. Es ist vorstellbar, dass diese „*stick-slip*“-Bewegung zum einen rutschungsinduzierte Signale generieren und zum anderen möglicherweise eine Erklärung für die Cluster von seismischen Ereignissen sein könnte. Um dies zu verifizieren wären jedoch zeitlich höher auflösende Verschiebungsmessungen nötig.

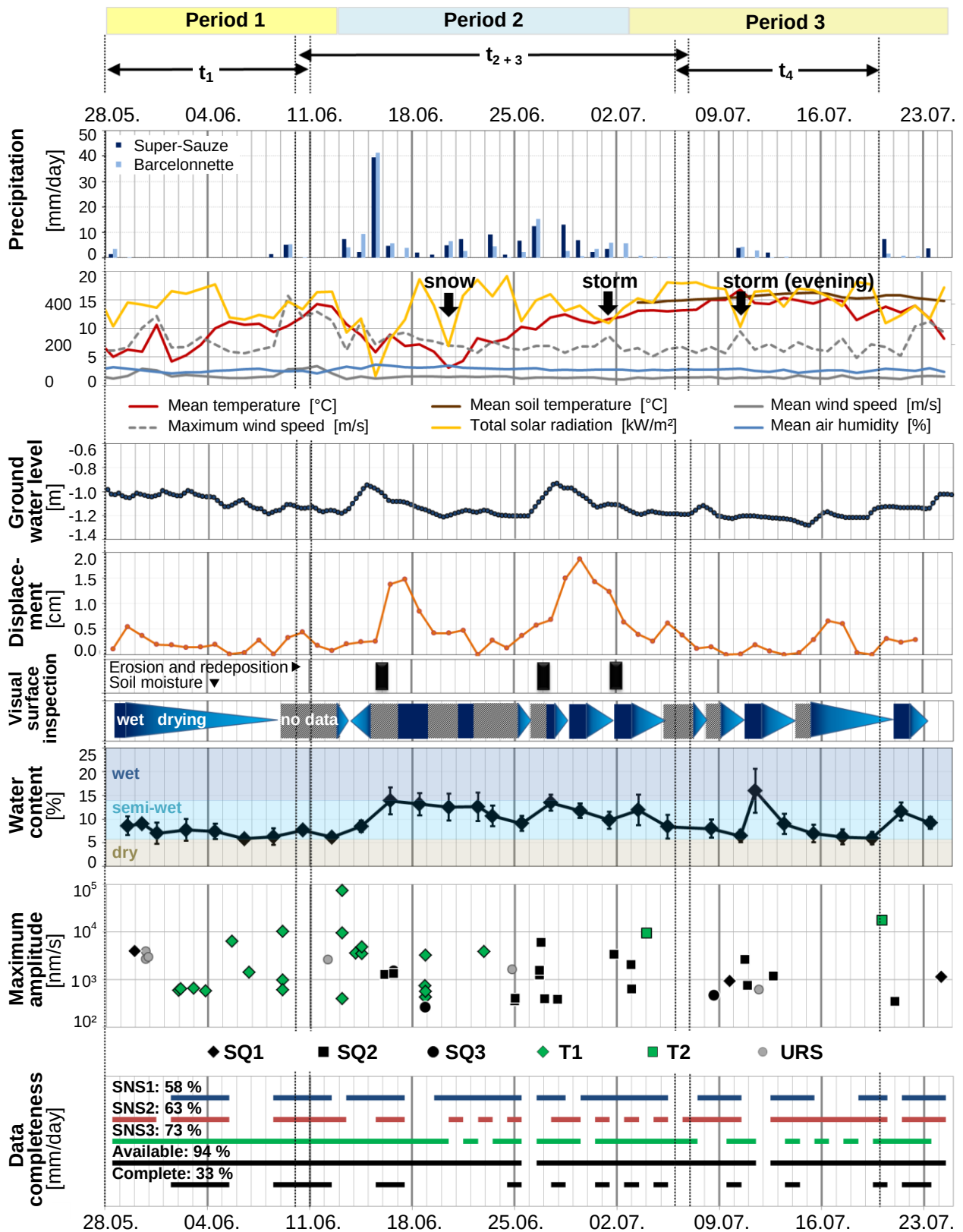


Abb. 7.1: Übersicht mit zeitlichem Verlauf von meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen und den verschiedenen seismischen Signaltypen sowie der seismischen Datenvollständigkeit.

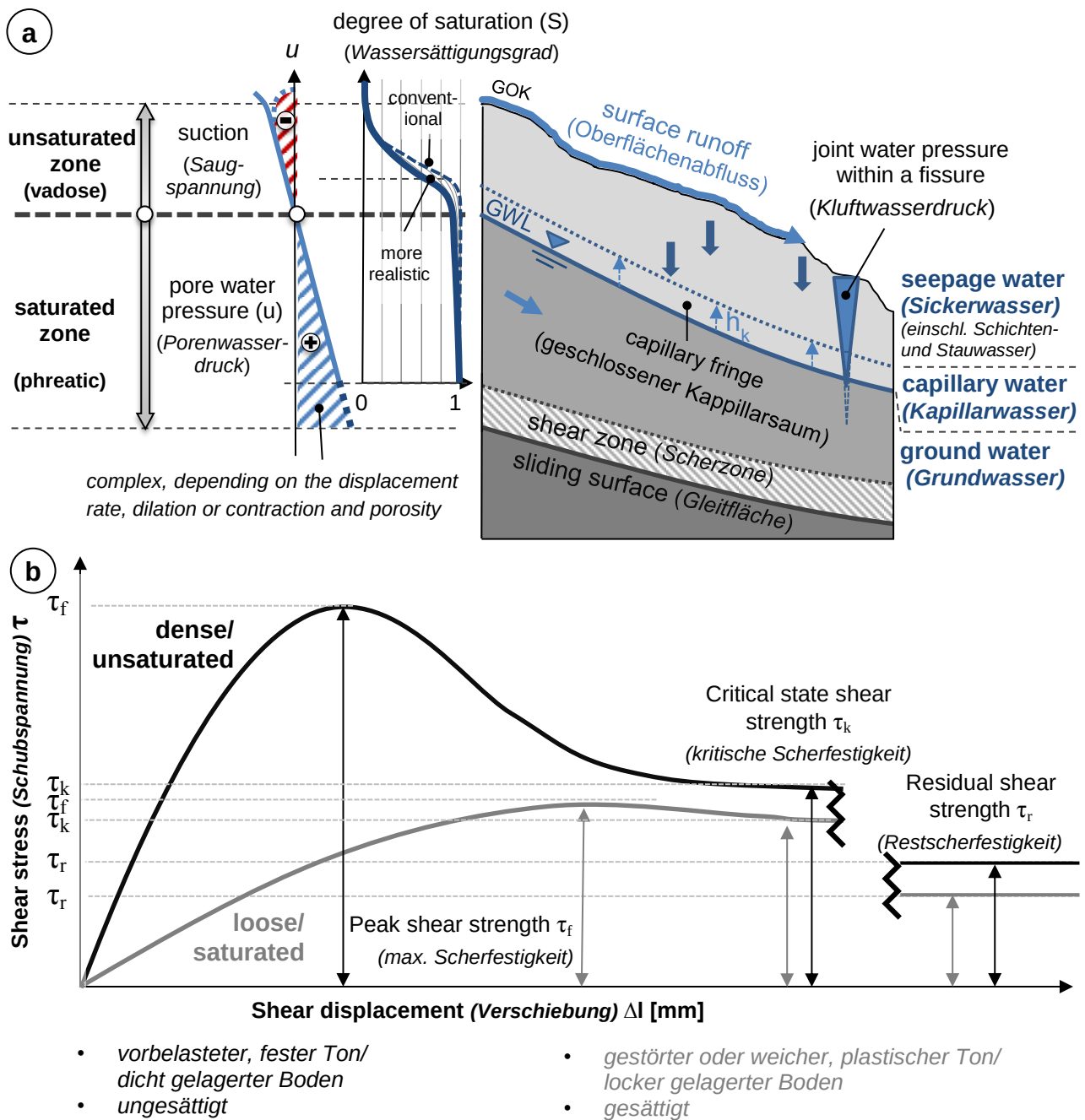


Abb. 7.2: (a) Schematische Darstellung der hydrologischen Zonen nicht gesättigter Böden mit wirkenden Spannungen infolge der Wassersättigung. (b) Schematisches Scherspannung-Verschiebung Diagramm (nach Vulliet et al., 2004; Köhler und Montenegro, 2005; Martin und Eiblmaier, 2003; Schmidt, 2001).

7.1.2 Strainratenfelder und geodätische Momentenrate in Bezug auf die rutschungsinduzierte Seismizität

Neben dem zeitlichen Auftreten ist die räumliche Verteilung der Seismizität von großem Interesse. Allein auf Basis seismologischer Methoden und einem durchschnittlichen Seismometerabstand von etwa 15 - 30 m wird für diese tonreichen Lockersedimente eine bestmögliche Lagegenauigkeit zwischen 20 - 50 m erreicht. Vor diesem Hintergrund sind sehr lokale räumliche Vergleiche mit anderen Daten, wie beispielsweise Rissentwicklung, schwierig, wenn nicht unmöglich. Die hier ermittelten geodätischen Strainratenfelder (siehe Abschnitt 6.3) und die daraus abgeleiteten relativen geodätischen Felder der seismischen Momentenrate $\dot{M}_0$ (siehe Abschnitt 6.1.1) weisen eine deutlich höhere geometrische Auflösung bzw. Ortsauflösung auf. Demzufolge können diese theoretisch eine Möglichkeit bieten, die Seismizität genauer zu lokalisieren. Die allgemeine Annahme im Krustenmaßstab ist, dass die geodätische Deformation durch seismische Ereignisse oder aseismische Verformung (aseismisches Kriechen) freigesetzt wird (siehe Abschnitt 6.1.1). Bereiche mit niedrigen geodätischen Deformationsraten können Bereiche ohne Verformung oder Bereiche mit blockierten Störungssegmenten darstellen. Bereiche mit höheren Deformationsraten können kriechenden Abschnitten, Regionen mit vielen Beben geringer Magnitude oder Regionen, die durch Nachverschiebung (*afterslip*) und/oder durch viskoelastische Entspannung eines starken Erdbebens betroffen sind entsprechen (z.B. Bird und Carafa, 2016; Carafa und Bird, 2016). Eindeutiger wird die Kartierung von elastischem Spannungsabfall (*stress drop*) und -aufbau mit multitemporalen Strainratenfeldern, die zeitlich-variierende Strainraten wiedergeben sollten.

In **Abbildung 7.3** sind für den gesamten Messzeitraum die Dilatationsraten, die Scherungsraten in Bewegungsrichtung und die geodätischen relativen Momentenraten überlagert mit den Slidequakes und Tremoren dargestellt. Slidequakes und Tremore wurden immer zu dem Seismometer mit höchster registrierten Amplitude und Frequenzen zugeordnet. Die geodätische relative Momentenrate $\dot{M}_0$ wurde nach Savage und Simpson (1997) berechnet mit

$$\dot{M}_0 = 2\mu H A \sum_{max} (|\dot{\epsilon}_1|, |\dot{\epsilon}_2|, |\dot{\epsilon}_1 + \dot{\epsilon}_2|) \quad (7-1),$$

wobei μ die Rigidität oder der Schermodul, H die seismische Schichtmächtigkeit, A die Fläche der betrachteten Oberfläche sowie $\dot{\epsilon}_1$ und $\dot{\epsilon}_2$ die Hauptachsendeformation sind (siehe auch Abschnitt 6.1.1, S. 152). Für die Berechnung wurde $\mu = 5,47 \cdot 10^9 \text{ N/m}^2$ (Malet, 2003), $H = 10 \text{ m}$, $A = 9.600 \text{ m}^2$ angenommen. Änderungen der einzelnen Parameter führen zur Abschwächung oder Verstärkung der absoluten geodätischen Momentenrate $\dot{M}_0$. Da kein elastisches Materialverhalten vorliegt (vgl. Abschnitt 6.1.2, S. 158), sollte die geodätische Momentenrate nicht zu einer Abschätzung des Spannungsabfalls herangezogen werden; daher werden in den Abbildungen ihre Absolutwerte weggelassen und das $\dot{M}_0$ -Feld relativ betrachtet.

Am häufigsten, mit rund 63 % (10 von 16 Ereignissen) treten Slidequakes im Bereich der Zone z1 und südlich davon auf, welcher eine ausgeprägte Extension aufweist. Auch für das südliche Messgebiet könnte diese Theorie des Auftretens in Extensionsbereichen zutreffen. Jedoch ist dies aufgrund der geringen Datenanzahl und der weniger stark ausgeprägten Extension nicht

zweifelsfrei verifizierbar. Die Mehrheit der Tremore treten an Seismometern die nahe der Scherzone liegen auf. Nur wenige Tremore werden innerhalb der Rinne detektiert, d.h. nur im Bereich der Zone z1. Diese Beobachtung würde gut mit der Hypothese, dass die Tremore vor allem in der Gleitfläche oder Scherzone ihren Ursprung haben, im Einklang stehen. Gegen alle Erwartung treten deutlich weniger seismische Ereignisse im und um den Bereich der Zone z2 auf, welche gegenüber den anderen Bereichen eine höhere Kinematik und höhere geodätische Momentenraten aufweist. Die Vollständigkeit des seismischen Katalogs (siehe Abschnitt 3.4, S. 76) für das gesamte Messgebiet sollte für den überwiegenden Teil der stärkeren³ seismischen Ereignisse ($> 10.000 \text{ nm/s}$) gegeben sein. Für die schwächeren³ ($< 100 \text{ nm/s}$) seismischen Ereignisse ist dieser unvollständig, da schwache Ereignisse infolge der Dämpfung nur auf einer bis wenigen Stationen detektierbar sind und im Fall ausfallender Stationen fehlen oder Tremore aufgrund zu geringem SNR oder durch undifferenzierte überlagernde Ereignisse nicht katalogisiert sind. Weshalb es auch sein könnte, dass die elastische Energie zum Großteil durch viele sehr schwache Beben oder aseismisch abgebaut worden ist.

Werden die Strainratenfelder und die Momentenrate zeitlich in drei Zeitabschnitte aufgelöst, sind zeitliche und räumliche Veränderungen der Deformationsmuster beobachtbar (**Abb. 7.4, Abb. 7.6**). Die höchsten Raten mit rund 0,7 Ereignisse pro Tag treten in den ersten beiden Zeitabschnitten t_1 und t_{2+3} auf (**Tab. 7.2, Abb. 7.4**). Die Rate von Slidequakes ist allerdings in den Zeitintervallen t_{2+3} und t_4 mit rund 0,4 Ereignissen pro Tag am höchsten, während die höchste Rate von Tremoren hingegen im ersten Zeitabschnitt t_1 auftritt.

Tab. 7.2: Häufigkeit von Slidequakes und Tremoren für das Gebiet der Strainanalyse für die drei Zeitabschnitte.

Zeitabschnitt	t_1 28.05. - 11.06.2010 (14 d)		t_{2+3} 11.06. - 06.07.2010 (25 d)		t_4 06.07. - 19.07.2010 (13 d)	
	Anzahl	Ø Rate pro Tag	Anzahl	Ø Rate pro Tag	Anzahl	Ø Rate pro Tag
Slidequakes	1	0,07	10	0,40	5	0,38
Tremore	6	0,43	7	0,28	0	0
unklassifiziert	3	0,21	1	0,04	1	0,08
Summe	10	0,71	18	0,72	6	0,46

Im ersten Zeitabschnitt (t_1) treten die seismischen Ereignisse, wobei es sich mit einer Ausnahme nur um Tremore handelt, größtenteils nur im südlichen Messabschnitt auf. Der Vergleich mit der geodätischen Momentenrate $\dot{M}_0$ für t_1 zeigt, dass vor allem $\dot{M}_0$ im südlichen Messabschnitt erhöht ist, was zunächst gut den Erwartungen entspricht. Generell treten alle seismischen Ereignisse in Bereichen mit erhöhter $\dot{M}_0$ auf. Allerdings gibt es ebenfalls Bereiche mit erhöhter $\dot{M}_0$ für welche keine seismischen Ereignisse oder im Verhältnis zu anderen Bereichen zu wenig vermerkt sind. Im zweiten Zeitintervall (t_{2+3}) ist der südliche Bereich durch stärkere flächendeckende Kompression mit kleineren Extensionzonen und sehr hohen Scherungs- sowie geodätischen Momentenraten charakterisiert (**Abb. 7.4, Abb. 7.6**). Alle seismischen Ereignisse im Süden treten innerhalb der ersten Hälfte des Zeitintervalls auf. Insgesamt sind die $\dot{M}_0$ und die Scherungsraten

im Süden höher als im Norden. Dominiert wird der Bereich durch Kompression welcher durch kleinere Extensionsbereiche unterbrochen wird. Im Vergleich zum ersten Zeitabschnitt treten nun vornehmlich im nordwestlichen Bereich, besonders im südlichen Abschnitt der Zone z1 und in der zweiten Hälfte des Zeitintervalls viele seismische Ereignisse auf. Dieser ist charakterisiert durch sehr hohe geodätische Momentenrate verglichen mit der direkten Umgebung. Gleichzeitig ist dieser Bereich durch sehr starke Extension, vor allem im Vergleich zu den anderen beiden Zeitintervallen gekennzeichnet. Im Zeitabschnitt t_{2+3} weist diese Stelle teilweise erhebliche Kompression, bzw. ein lokales Deformationsmuster aus Kompression und Extension auf, was in **Abbildung 7.5a** dargestellt ist. Wie bereits in der Sektion 6.1.1 erwähnt, stimmen die Richtung und der Stil des geodätischen horizontalen Strainratentensors und des seismischen horizontalen Strainratentensors auf Krustenmaßstab sehr häufig überein. Zudem kann die ko- und post-seismische Deformation eines Erdbebens sogar im Fernfeld eine gute Übereinstimmung zwischen dem Dilatationsratenfeld und der Herdflächenlösung aufweisen (Hackl *et al.*, 2009). Inwieweit die Beobachtungen im Krustenmaßstab auf die viel kleinräumigere Skala von Lockergesteinsrutschungen übertragen werden können soll anhand des zuvor erwähnten Beispiels diskutiert und veranschaulicht werden. Das flächige Deformationsmuster aus Kompression und Extension ist in Konformität mit der Orientierung der Hauptachsen des Strainratentensors und der dominierenden Richtung der Rissstrukturen in diesem Areal (**Abb. 7.5a**). Plausibel für diese Beobachtung wäre, dass dieses Gebiet die ko-seismische Verschiebung und/oder die viskoelastische Relaxation reflektiert. Welche/s von den acht Slidequakes vom 24.06. - 02.07.2010 verantwortlich ist bzw. sind, ist auf Basis dieses Beispiels nicht verifizierbar. Mit Annahme der Richtigkeit dieser These und vorausgesetzt die stärksten Ereignisse weisen einen ähnlichen Quellprozess auf, kann aus dem Deformationsmuster eine schematische Herdflächenlösung abgeleitet werden. In diesem Fall wäre es mit der Annahme eines reinen ‚*Double-Couple*‘ (DC) ein Seitenverschiebungsbeben (**Abb. 7.5a**). Unterstützt wird diese These durch die markante Scherung in West-Ost Richtung, besonders markant in dem Zeitintervall t_3 (A.4.4, A.4.5). Die Daten aus dem Zeitabschnitt t_3 weisen zwar ein geringes SNR auf, stehen aber in Einklang mit Zeitintervall t_2 und t_{2+3} (siehe auch Anhang A.4.4, A.4.5). Diese Seitenverschiebung weist eine Abweichung von rund 16° von der Horizontalen auf. Zudem scheint der kompressive Anteil dominanter gegenüber den extensionalen Anteil zu sein. Diese Beobachtungen würden für eine ‚*Non-Double-Couple*‘ (*non-DC*) Herdflächenlösung sprechen (Foulger und Julian, 2015). In diesem Fall würde die schematische Herdflächenlösung wie in **Abbildung 7.5a** aussehen, was einer kombinierten Zug- und Scherverwerfung entspricht. Ein solcher Herdprozess wird auch für tiefe „Icequakes“ an der Basis von Gletschern hypothesiert (Dalban Canassy *et al.*, 2013). Die Verifizierung ob der Riss normal zum Riss oder in Richtung der Seitenverschiebung geöffnet wird, kann meines Erachtens rein aus dem Deformationsfeld nicht entschieden werden. Beide Modelle stehen gut im Einklang mit den Rissorientierungen, die am Besten im Orthophotomosaik vom Oktober 2008 erkennbar sind. Frühere Orthophotos können herangezogen werden, weil sich die Risse jedes Frühjahr in sehr ähnlicher, fast identischer Orientierung und Stil in den jeweiligen Gebieten ausbilden. Es kann auch nicht ausgeschlossen werden, dass wenn sich in einer Region mehrere seismische Ereignisse ereignen es sich um ein zusammengesetztes Deformationsfeld aus den einzelnen Deformationen der ko-seismischen Verschiebung, Nachverschiebung (*afterslip*) und/oder viskoelastische Entspannung

handelt. Eine eindeutige Veränderung in diesem Bereich für die UAV-basierten Orthophotos bzw. -mosaiken ist trotz der hohen GSD von < 2 cm nicht möglich (**Abb. 7.7**). Entweder ist die Verschiebung sehr klein, d.h. mm-Bereich oder die größten Verschiebungsbeträge ereignen sich in der Tiefe. Dieses Verhalten von Extension gefolgt von einem heterogenen Deformationsmuster kann in abgeschwächter Form auch in Zone z2 beobachtet werden (**Abb. 7.4, Abb. 7.5b,c**). Jedoch ist die Zuordnung eines konkreten Ereignisses nicht eindeutig. Für den Spannungsabbau zwischen den Zeitabschnitten t_1 und t_{2+3} würden nur Tremore und zwischen t_{2+3} und t_4 ein unklassifiziertes Ereignis am 11.07.2010 infrage kommen.

Einen weiteren markanteren Wechsel von Extension, Abbau, Extension ist im südlichen Abschnitt der westlichen Scherzone beobachtbar (**Abb. 7.4, Abb. 7.5d**). In diesem Areal sind nur Tremore (Ende t_1 und t_{2+3}) registriert. Dieser Signaltyp wird am energiereichsten bevorzugt auf Seismometerstationen in Scherzonen beobachtet. Das stützt die These von Tremoren, die auf den Gleitflächen oder der Scherzone erzeugt werden. Es kann in diesem Fall auch nicht ausgeschlossen werden, dass das seismische Ereignis nicht registriert wurde, aseismisch abgebaut wurde oder der Strain an dieser Stelle ein Artefakt aufgrund der dortigen geringen Datendichte und Randeffekte beinhaltet. Am südlichen Ende des Messgebietes ist eine zunehmend progressive Extension über die drei Zeitabschnitte auszumachen. Auf dem Seismometer nördlich dieser Extensionszone sind zwei Slidequakes registriert. Diese Beobachtung könnte auch implizieren, dass die Slidequakes des Typs SQ2 vielmehr im Zusammenhang mit Extensionsaufbau anstatt -abbau stehen.

In dem Zeitintervall t_4 treten insgesamt sehr wenige seismische Ereignisse auf. In den Abbildungen der Strainraten für t_4 wurden auch seismische Ereignisse die kurz nach t_4 auftraten berücksichtigt. Alle mit einer Ausnahme treten am stärksten an Stationen nahe der westlichen Scherzone auf. Eine erneute Extension im Dilatationsratenfeld in t_4 ist südlich der Zone z1 erkennbar. Am 24.07.2010 (6:12 Uhr UTC) ereignet sich ein Slidequake (Typ SQ1) mit der höchsten Amplitude auf der Station in dem Extensionsbereich. Durch die bisherigen Beobachtungen in den Beispielen der **Abbildung 7.5a-c** liegt es nahe, dass die Extension oder Teile davon durch dieses Slidequake 5 Tage später abgebaut wurden. Andererseits könnte sich die Extension auch weiter gesteigert haben.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Slidequakes im Zusammenhang mit Extension steht. Ob diese initiiert werden durch den Extensionsaufbau, -abbau oder beides kann allein auf der vorliegenden Datenbasis nicht zweifelsfrei gefolgert werden. Tremore treten bevorzugt in den Scherzonen auf. Ob diese durch das Reiben von größeren Komponenten in Gleitfläche oder durch die verbundene Scherrissöffnung in der Scherzone hervorgerufen wird kann derzeit noch nicht differenziert werden.

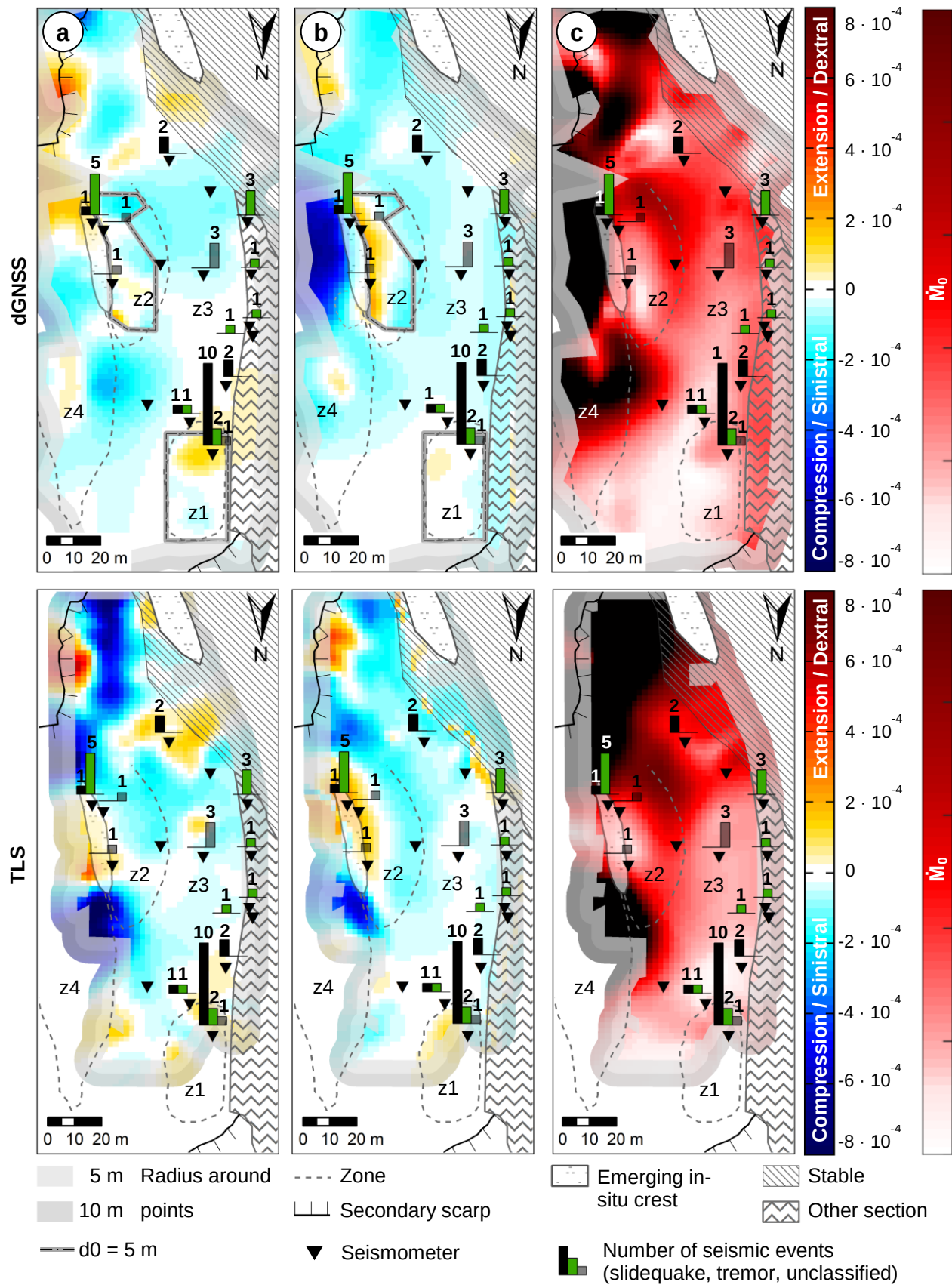


Abb. 7.3: Für den gesamten Messzeitraum von etwa 50 Tagen für die dGNSS- und TLS-Messungen: (a) Dilatationsraten, (b) Scherungsraten in Bewegungsrichtung und (c) geodätische Momentenrate überlagert mit der rutschungsinduzierten Seismizität: 1. Slidequakes (schwarz), 2. Tremore (grün), 3. unklassifiziert (grau).

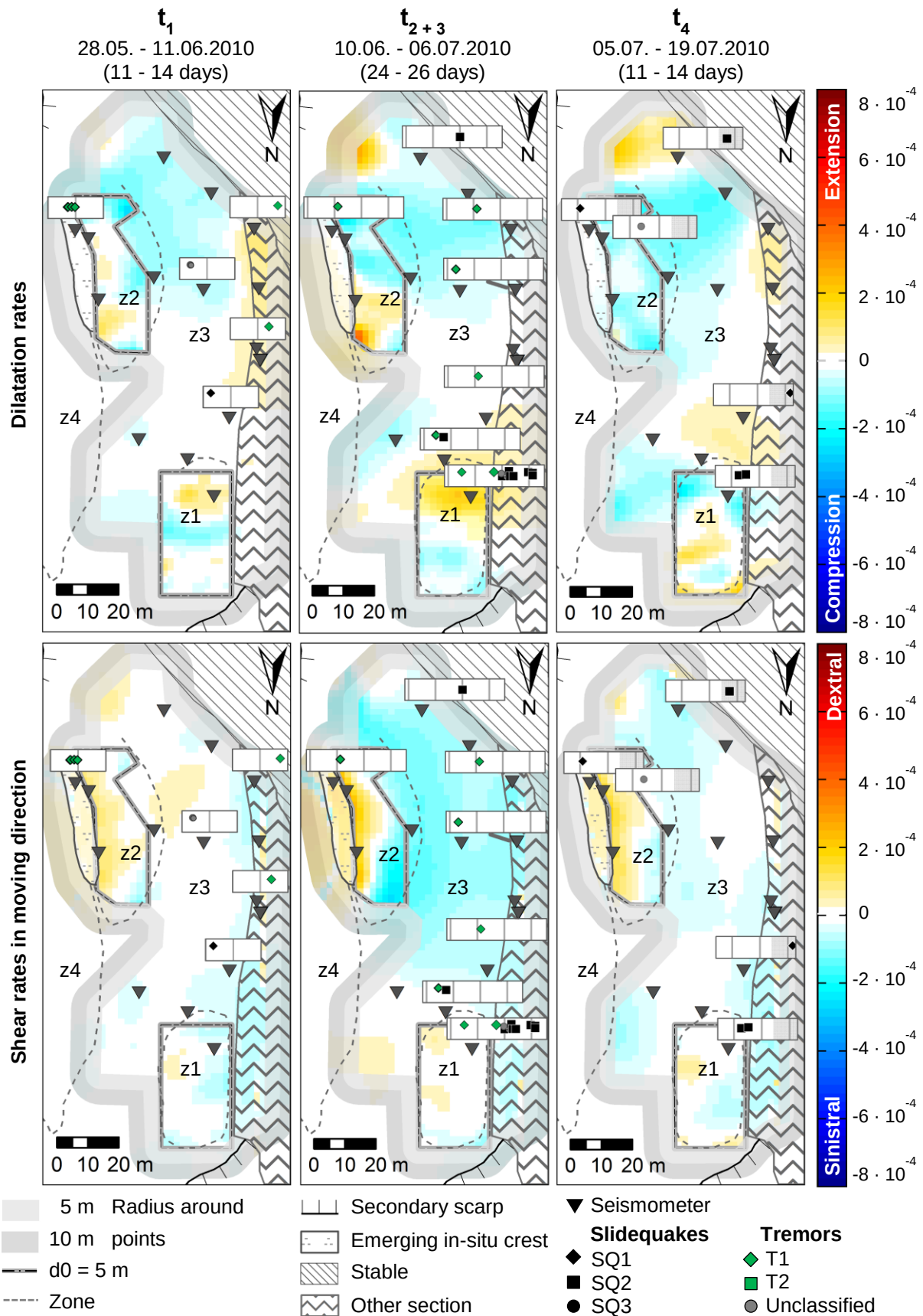
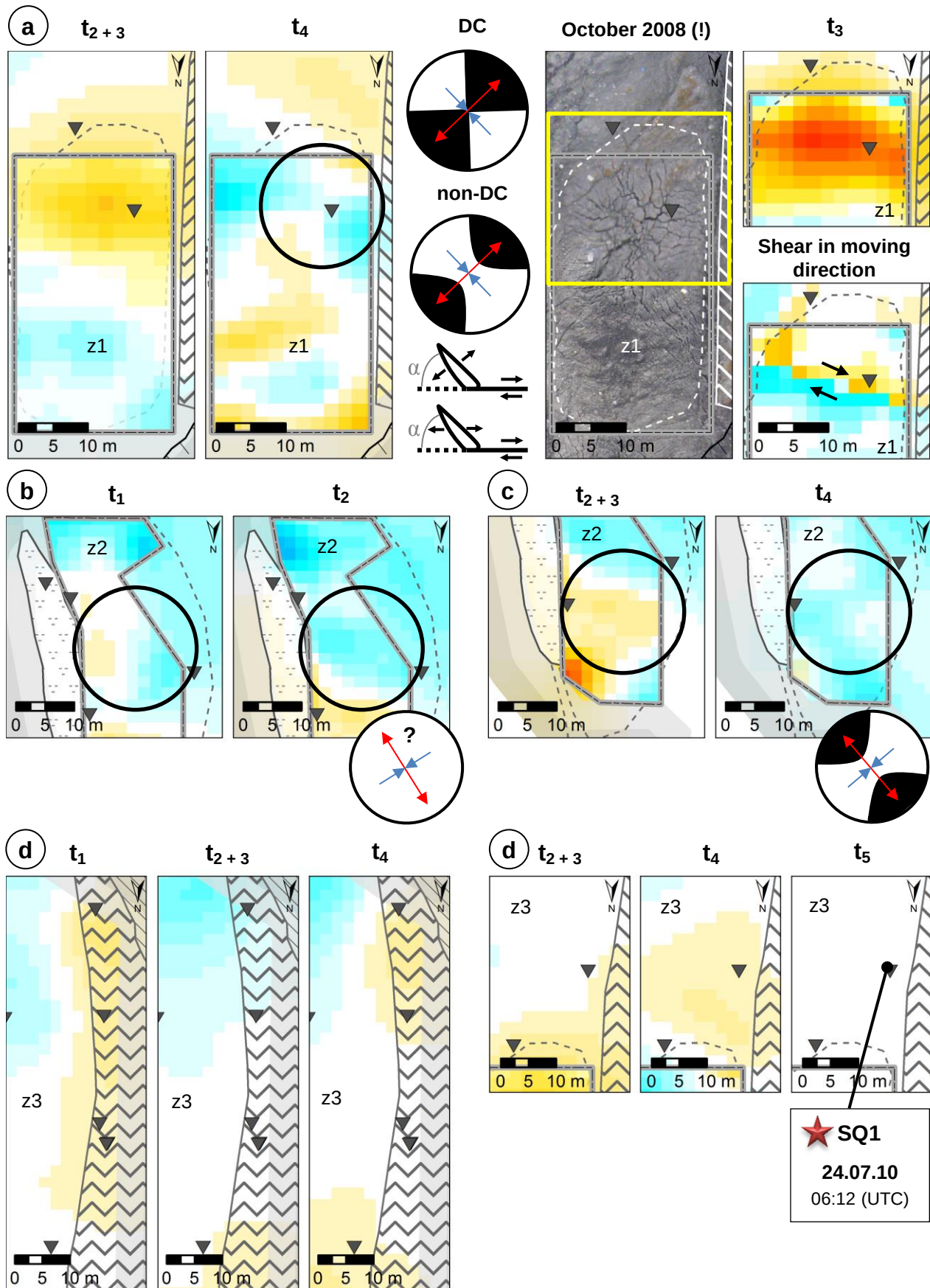


Abb. 7.4: Dilatationsraten (oben) und Scherungsraten in Bewegungsrichtung (unten) für die drei Zeitabschnitte überlagert mit dem zeitlich korrespondierenden Auftreten von seismischen Signaltypen, zugeordnet zu der Seismometerstation mit der höchsten registrierten Amplitude.



◀ **Abb. 7.5:** Ausschnitte aus dem Dilationsratenfeld mit zeitlicher Änderung des Deformationsmusters und die daraus abgeleiteten geschätzten schematischen Herdflächenlösungen überlagert mit den Hauptdehnungsachsen des geodätischen Straintensors (rot: Extension; blau: Kompression). (a) - (c) Änderung von Extension auf ein Muster mit Seitenverschiebungscharakter. Erkennbar ist, dass der kompressive Teil den extensionalen Teil überwiegt, was auf eine „Non-Double-Couple“-Herdflächenlösung, d.h. eine kombinierte Zug- und Scherverwerfung hinweist. Unterstützt wird dies durch die Seitenverschiebung, welche in den Scherungsraten t_{2+3} , besonders in t_3 sichtbar ist und die um 16° von der Horizontalen abweicht. (b) Die Ableitung ist aufgrund der dezenten Ausbildung nicht eindeutig, ob es hier auch eine Überlagerung von 2 Ereignissen oder eine „Non-Double-Couple“-Herdflächenlösung mit einem großen α (Winkel zwischen Seitenverschiebung und Riss) sein könnte. (d) Abbau von Extension und Wiederaufbau. (e) Extensionsaufbau und 5 Tage nach der Deformationsmessung ereignete sich ein Slidequake in diesem Areal.

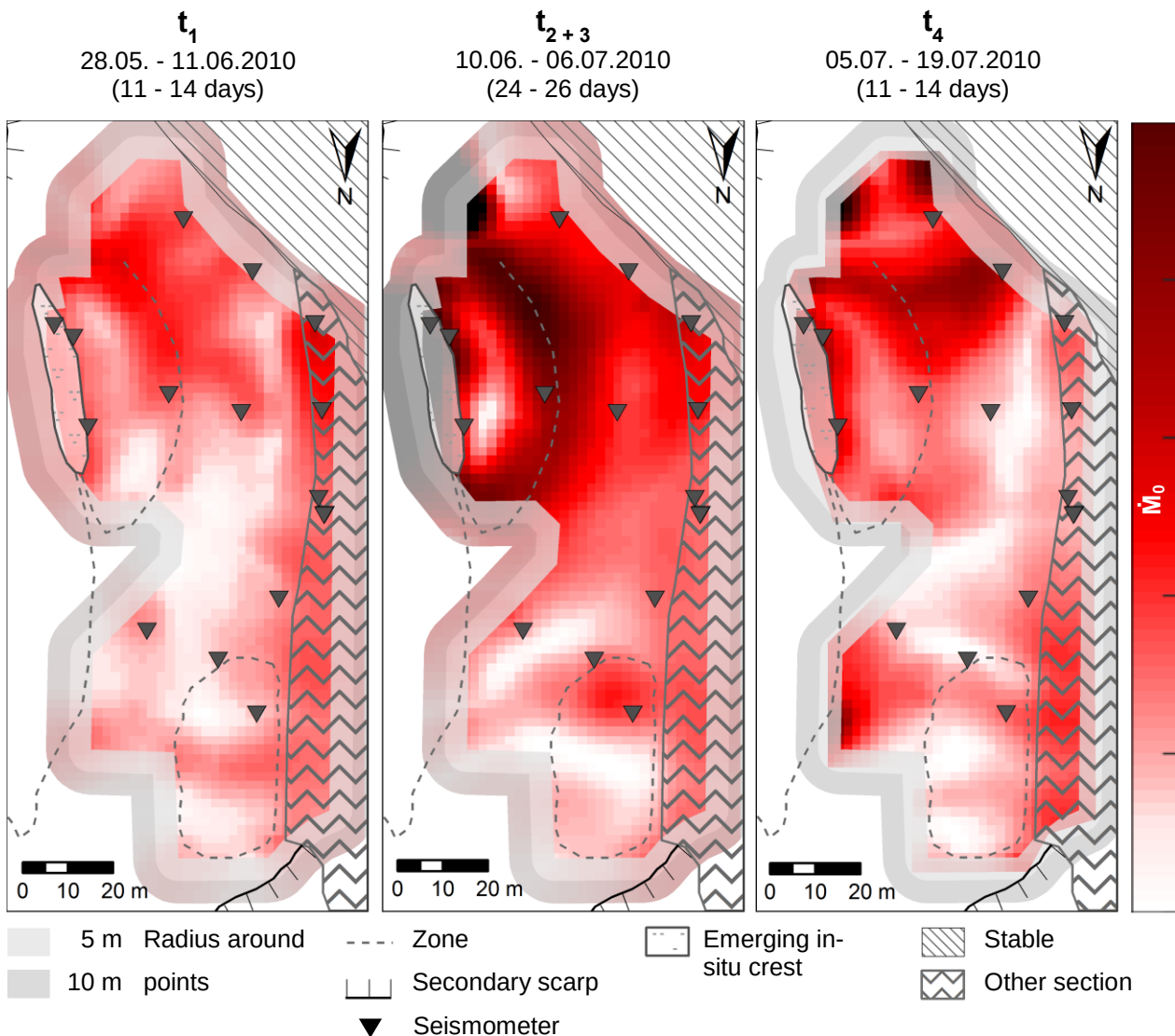


Abb. 7.6: Geodätische relative Momentenrate $\dot{M}_0$ für die drei Zeitintervalle abgeleitet aus den rasterförmigen dGNSS-Messungen. Überlagert sind die geomorphologischen Zonen für eine bessere Orientierung und Vergleichbarkeit.

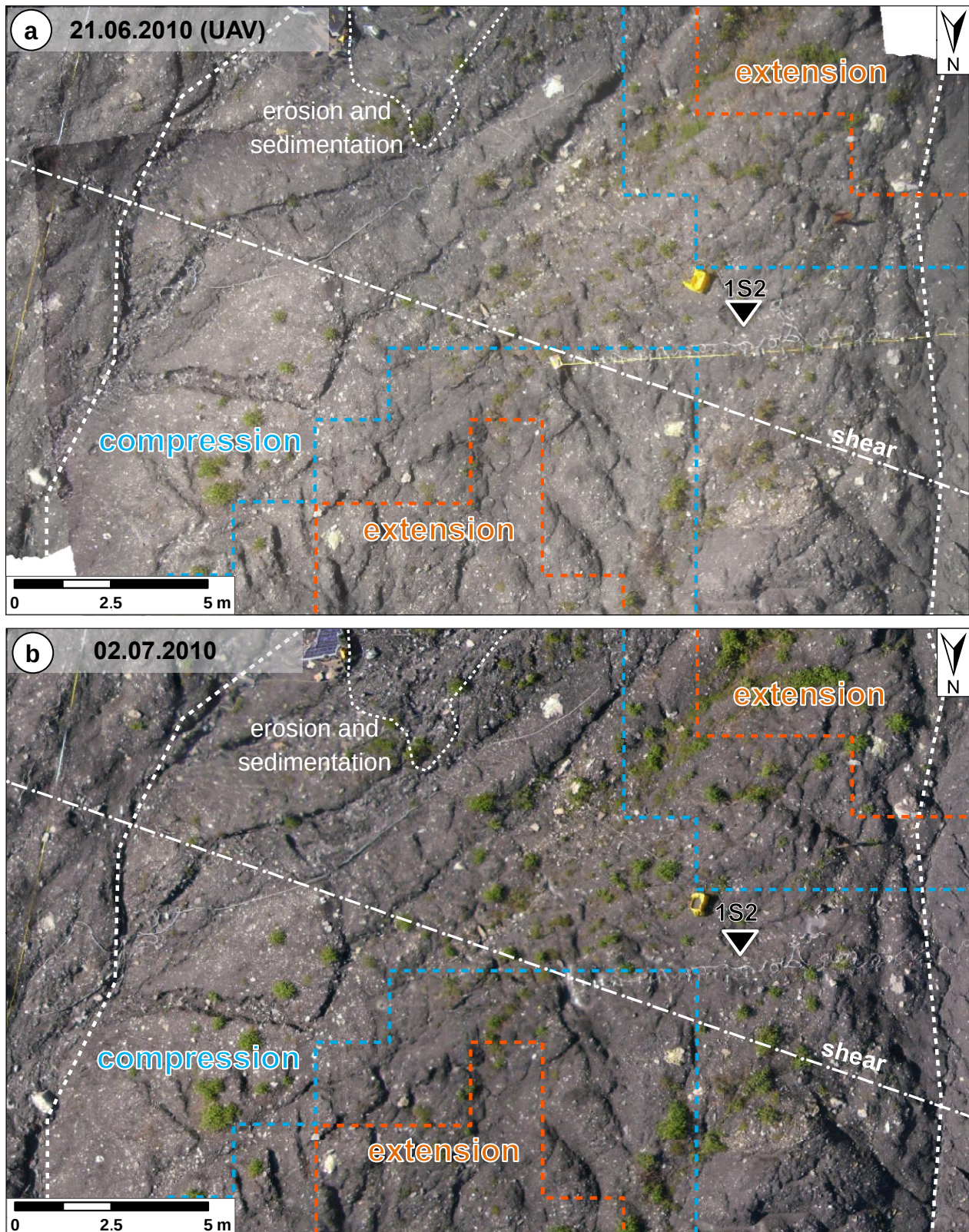


Abb. 7.7: UAV-basierte Orthophotomosaikausschnitte vom 21.06.2010 und 02.07.2010 von dem südlichen Bereich der Zone z1 für den Zeitraum der 8 dort auftretenden seismischen Ereignisse und der Deformationsänderung. Überlagert sind die Grenzen der Kompression und Extension aus dem Dilatationsratenfeld t_4 sowie die Orientierung der Scherung aus dem Scherratenfeld t_3 . Trotz der hohen GSD < 2 cm sind keine Änderungen bezüglich Versatz oder Rissöffnung allein auf Basis der UAV-basierten Bilder erkennbar.

7.1.3 Zusammenhang zwischen Seismizität und Rissentwicklung sowie sekundären Rutschungen

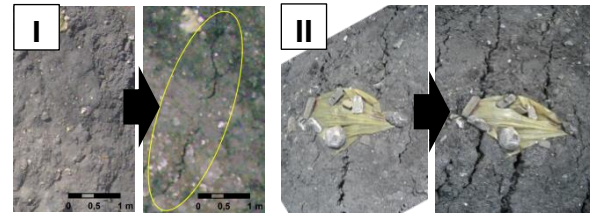
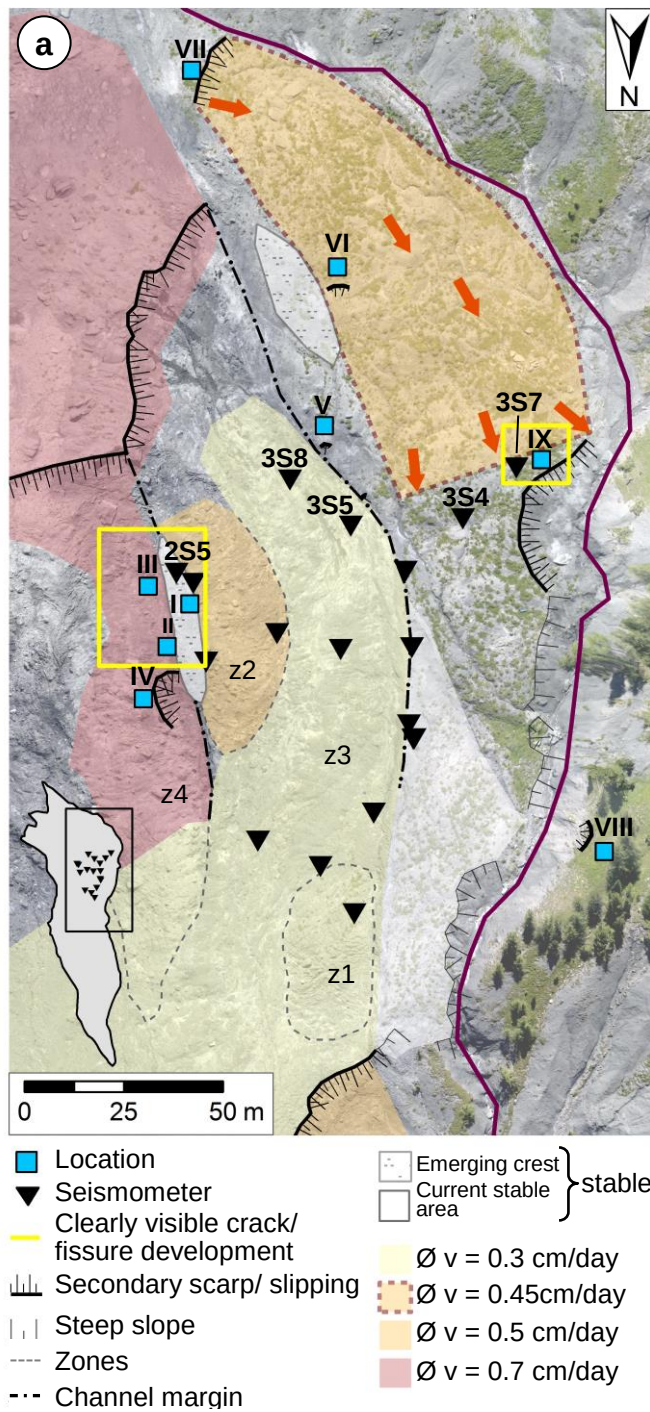
In diesem Abschnitt soll speziell diskutiert werden, ob auf der Datengrundlage des multidisziplinären Feldexperiments 2010 ein Zusammenhang zwischen Rissentwicklung oder sekundärer Rutschung mit rutschungsinduzierten Ereignissen hergestellt werden kann. Ist es eventuell sogar möglich einen seismischen Signaltyp auszumachen?

Im instrumentierten zentralen Messgebiet sind keine sekundären Rutschungen (Rotations- oder Translationsrutschung) und auch keine eindeutig sichtbare Rissentstehung oder -öffnung in den UAV-basierten Orthophotomosaiken vorhanden (**Abb. 7.8**). Rissentstehung und/oder -öffnung konnte auf dem freiliegenden Festgesteinskamm, der überlagert ist mit einer dünnen lockeren Sedimentschicht und östlich von diesem dokumentiert werden (**Abb. 7.8**, I-III). Allerdings kann die Rissbildung und -öffnung im besten Fall auf etwa 10 Tage mit den UAV-basierten Luftbildern eingegrenzt werden (siehe auch 5.7.2.). Das Beispiel der Kronenrissentwicklung liegt außerhalb des Beobachtungsgebiets, weshalb lediglich zwei Luftbilder von zwei Zeitpunkten (01.06.2010 und 16.07.2010) vorliegen und daher der Beobachtungszeitraum 45 Tage beträgt (**Abb. 7.8**, IX).

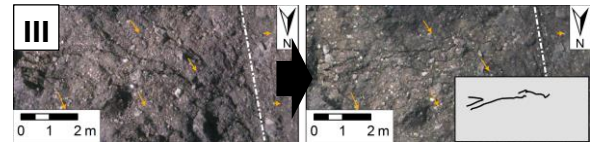
Im Bereich des freiliegenden Festgesteinskamms wurden ein Slidequake und fünf Tremore detektiert. Im in Frage kommenden Zeitraum der Rissentwicklung treten nur Tremore auf (**Abb. 7.8b**). Bezüglich der Kronenrissentwicklung im Westen wurden auf den zwei nächstliegenden Seismometern anfangs ebenfalls Tremore detektiert. Daraufhin folgten Slidequakes und zwei seismische Ereignisse des Typs T2 „Dispergierende Signale“. Diese Beobachtung könnte dafür sprechen, dass einige der Tremore in Verbindung mit der Rissentwicklung stehen könnten.

Bislang ist noch nicht vollständig geklärt, welches der Hauptmechanismus der Rissentwicklung im Rutschungskörper ist. Infrage kommen Schrumpfung infolge Austrocknung, unterschiedliche Verschiebungen einzelner Hangsegmente oder eine Kombination aus beidem. Hinzu kommt, dass es noch unsicher ist wie tief die Risse reichen; nur bis zum Grundwasserspiegel oder tiefer? Folglich könnte auch die Bewegung bzw. das Gleiten einzelner Blöcke zu Tremoren innerhalb der basalen Scherzone und oberflächlich den Riss aseismisch initiieren. Plausibel wäre auch, dass Initialrissbildung mit Seismizität begleitet ist, während hingegen die weitere Rissöffnung aseismisch ist, sehr schwache Ereignisse generiert oder sehr hochfrequent abstrahlt.

Auf dem Seismometer (3S7) direkt bei den Kronenrissen wurden die zwei nur dort auftretenden dispergierenden Ereignisse detektiert, welche auf eine sich bewegende Quelle hindeuten. Die dispergierenden Ereignisse treten in dem Zeitraum der Kronenrissentwicklung auf, weshalb eine Verbindung mit der Reaktivierung der sekundären Rutschung naheliegend ist. Konkreter könnte es sich bei den dispergierenden Signalen um das seismische Signal der Bewegung auf der Hauptgleitfläche handeln. Ob und wie die Tremore und Slidequakes, die den dispergierenden Signalen mehrere Tage vorausgehen zusammenhängen kann nur gemutmaßt werden.

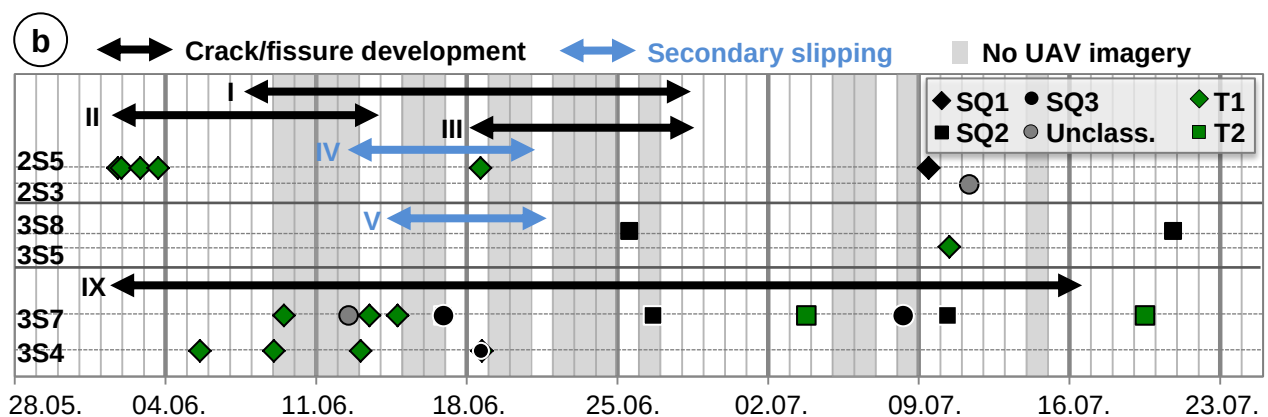
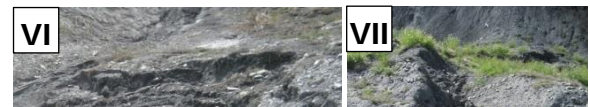
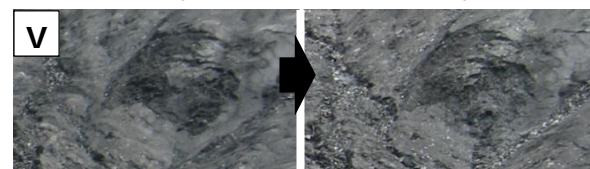
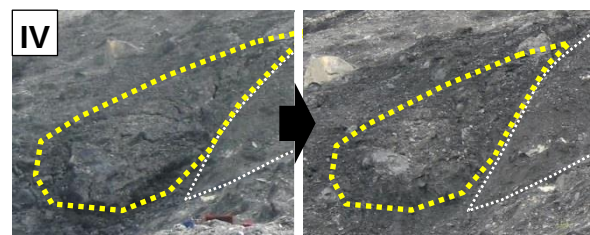


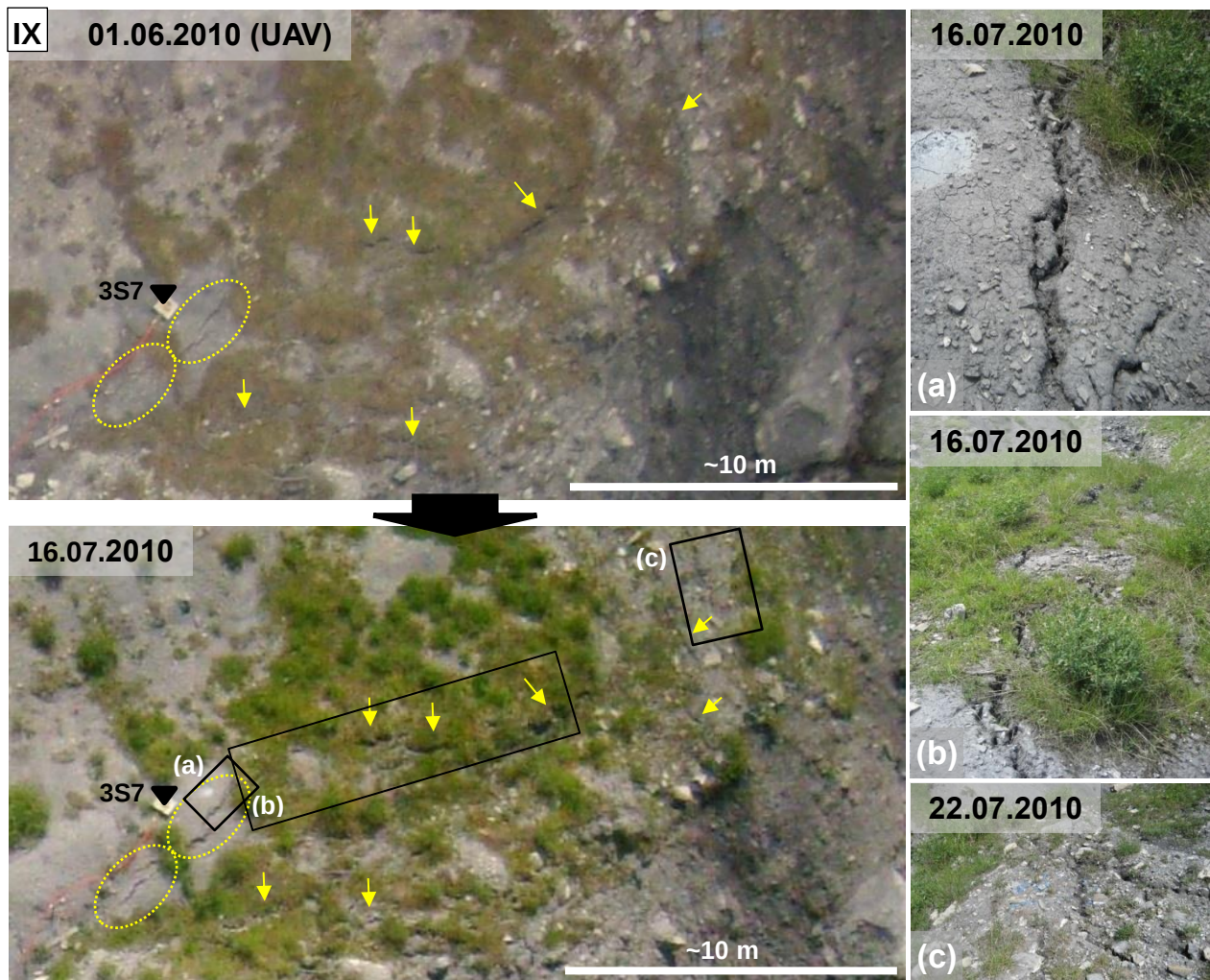
▲▲▼ Abb. 5.21, S.139



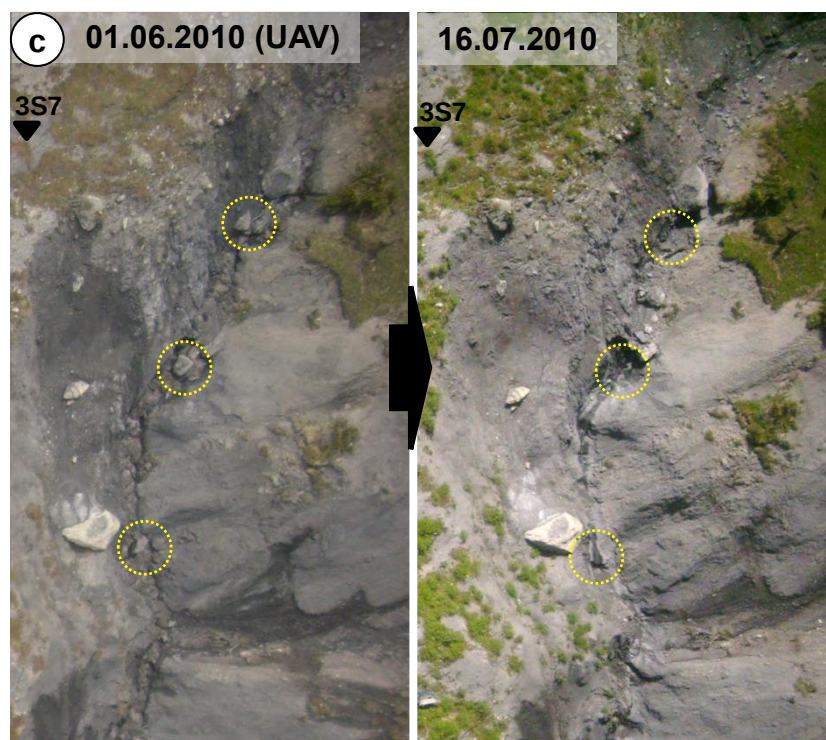
▲ Abb. 5.18, S. 135

▼ Abb. 5.19, S. 136





◄ ▲ **Abb. 7.8:** (a) Übersichtskarte mit Lokalität der sichtbaren Rissentwicklung und sekundären Rutschungen sowie Materialabbrüchen, Seismometer und Durchschnittsgeschwindigkeiten in 2010 sowie die Messstelle und Bewegungsrichtung im Westen (orange Pfeile); dargestellt auf Orthophoto Juli 2009 (persönliche Kommunikation, J.-P. Malet 2010). I - IX: korrespondierende UAV-basierte und terrestrische Bildausschnitte. Für IX wurde neben der Rissentwicklung die Umlagerung 0,4 - 0,8 m großen Gesteinsblöcken (c) dokumentiert. (b) Zeitlich Übersicht der Rissentwicklung und Materialabbrüche an sekundären Rutschungen aus Bildvergleichen sowie der Seismizität auf den nächstliegenden Seismometern.



Am Beispiel der sekundären Rutschung wurden in dem gleichen Zeitraum die Umlagerung mehrerer etwa 0,4 - 0,8 m großer Gesteinsblöcke in der Entwässerungsrinne beobachtet (**Abb. 7.8, IV**). Es ist anzunehmen, dass diese Umlagerung Seismizität verursacht haben könnte, da gemäß der Literatur auch bei Sedimenttransport in Flüssen Seismizität beobachtet wurde (z.B. Govi *et al.*, 1993; Díaz *et al.*, 2014). Für die dispergierenden Signale kann dieser Mechanismus ausgeschlossen werden, da zu diesen Zeitpunkten als auch einige Tage vorher der Wasserabfluss in den lateralen Rinnen bereits sehr gering war und kein Niederschlag stattfand. Wie und ob die oberflächliche Sedimentumlagerung und der Sedimenttransport in den lateralen Rinnen seismisch mit dem Netzwerk erfasst wurde kann derzeit nicht beantwortet werden. Aber auf der vorliegenden Datenbasis scheint es eher plausibel zu sein, dass die Signale zu schwach waren oder sehr hochfrequente seismische Energie abgestrahlt haben.

Sekundäre Rutschungen treten rings um das Messgebiet auf und die aktiven oder markantesten sind in **Abbildung 7.8** eingezeichnet. Aufgrund ihrer Lage außerhalb des seismischen Netzwerkes ist die Korrelation zum nächsten Seismometer aufgrund ihrer Entfernung für den überwiegenden Teil infolge der Dämpfung sowie Mehrdeutigkeit kaum möglich. Für die Materialabbrüche von sekundären Rutschungen (**Abb. 7.8, IV, V**) die sich etwa 10 - 20 m entfernt vom nächsten Seismometer ereigneten wurde kein korrespondierendes Ereignis detektiert. Es ist aber davon auszugehen, dass diese kleinen Felsstürze seismische Signale erzeugt haben.

7.2 SEISMIZITÄT 2010 IM VERGLEICH ZU 2008

Können anhand des Vergleiches der Beobachtungen aus 2010 gegenüber der Messkampagne in 2008 weitere Verifizierungen oder Rückschlüsse bezüglich der rutschungsinduzierten Seismizität geschlossen werden? Walter und Joswig (2009a) detektierten in der 10-tägigen Messkampagne vom 14. - 24. Juli 2008 34 Slidequakes und 44 Tremore im mittleren und oberen Hangbereich. Da die Messkampagne 2008 für die Überwachung der gesamten Hangrutschung ausgelegt war, werden für eine bessere Vergleichbarkeit nur die seismischen Ereignisse herangezogen, die im gleichen Bereich wie das Messgebiet 2010 sowie die aufgrund der Lokalisierungsungenauigkeit im Umkreis von 50 m auftraten. Damit reduziert sich die Anzahl der Slidequakes auf 24 und der Tremore auf 34 (**Abb. 7.10a, Tab. 2.1**). Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Rate von 5,8 seismischen Ereignissen pro Tag, bzw. von 2,4 Slidequakes und 3,4 Tremore pro Tag. Die gesamte durchschnittliche seismische Rate ist im Vergleich zu 2010 mit 0,7 um einen Faktor von etwa 3,5 höher.

Das Jahr 2008 war gekennzeichnet von überdurchschnittlich hohen Geschwindigkeiten, die sich nach der Hauptbeschleunigungsphase im Frühjahr auf konstante 0,02 m/Tag im unteren und mittleren Hangbereich und 0,05 m/Tag im oberen Hangbereich zwischen Juli und Oktober einstellten (Travelletti *et al.*, 2012a). Daraus resultiert für die Messkampagne im Juli 2008 eine Verschiebung von etwa 0,5 m bzw. eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 5 cm/Tag. Folglich hat sich der obere Hangbereich in 2008 gegenüber 2010 mit Durchschnittsgeschwindigkeiten von 0,4 cm/Tag um einen Faktor von mindestens 10 schneller bewegt. Die Rissausbildung war in 2008 außerordentlich markant, während hingegen die Risse in 2010 für das eigentliche Messgebiet kaum

bzw. nicht sichtbar waren infolge der Sedimentverfüllung (**Abb. 7.9, Abb. 7.10b**). Die Mächtigkeit des Hangmaterials im Messgebiet war 2008 teilweise bis zu etwa 1 m höher als 2010. Hierbei werden die höchsten Höhendifferenzen im Bereich der Zone z1 beobachtet (**Abb. 7.9**). Die erhöhte Durchschnittsgeschwindigkeit, die ausgeprägtere sichtbare Rissweite und Scherzonen und/oder der mächtigere Rutschungskörper in 2008 sind als zu begünstigte Faktoren hinsichtlich der Seismizität anzunehmen und könnten die höheren seismischen Raten erklären.

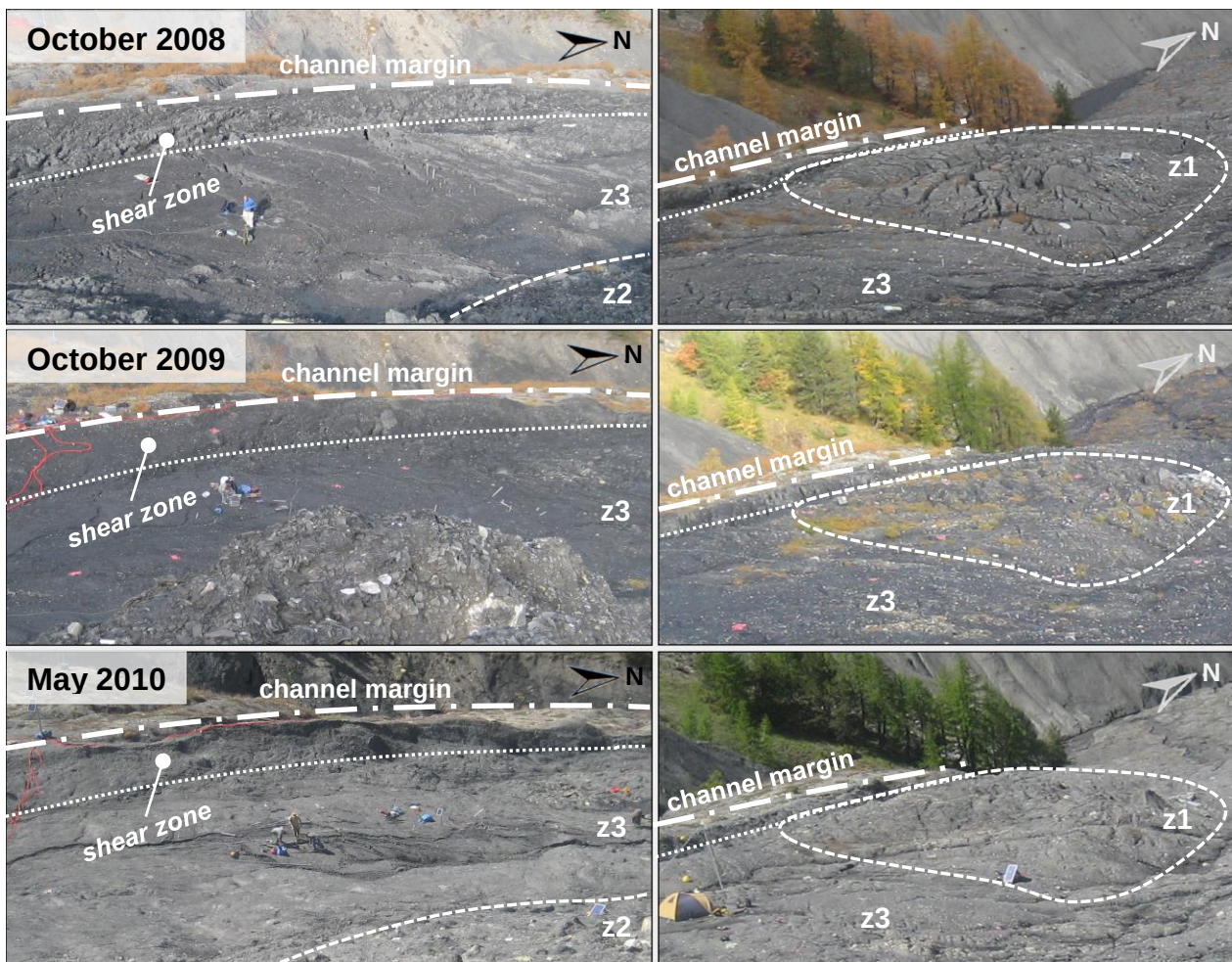


Abb. 7.9: Terrestrische Bilder von der westlichen Scherzone und dem Bereich der gekreuzten Rissstruktur (Zone z1) von Oktober 2008, 2009 und Mai 2010. Von 2008 bis 2010 nehmen die Mächtigkeit des Rutschungsmaterials sowie eine sichtbare Rissöffnung ab.

In **Abbildung 7.10a** ist die räumliche Verteilung der Seismometer sowie der Slidequakes und Tremore für 2008 und 2010 dargestellt. Es gilt zu berücksichtigen, dass die Klassifizierung der beiden seismischen Signaltypen Slidequake und Tremor für die beiden Jahre aufgrund unterschiedlicher Bearbeiter nicht den identischen Klassifizierungskriterien unterliegt. Bei den Lokalisierungen der Slidequakes in 2008 von Walter und Joswig (2009a), die als rote Punkte in der Karte markiert sind, gilt zu beachten, dass auch diese eine Lokalisierungsungenauigkeit von mindestens 20 bis 50 m aufweisen, was etwa der Hälfte der horizontalen Länge des Untersuchungsgebietes entspricht. In 2008 ist eine scheinbar erhöhte Seismizität im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms beobachtbar. In 2010 hingegen tritt eine scheinbar

erhöhte Seismizität in Zone z1 (gekreuzte Rissstruktur) und im westlichen Bereich, besonders bei der sekundären (Rotations-) Rutschung auf. Allerdings sind in 2008 im Bereich der Zone z1 und im westlichen Bereich keine Seismometer installiert worden, weshalb es auch gut möglich ist, dass die eventuell dort auftretende Seismizität infolge der Dämpfung nicht registriert wurde.

Die **Abbildung 7.11** zeigt das zeitliche Auftreten der Slidequakes sowie Tremore als auch den Niederschlag, die Grundwasserspiegelstände und die seismische Datenvollständigkeit der SNS für 2008 und 2010. Zwei Tage vor der Juli 2008 Messkampagne ereignete sich ein Niederschlagsereignis, worauf eine einwöchige oberflächliche Austrocknungsphase folgte, die durch einen Niederschlag am 20.07.2008 unterbrochen wurde (**Abb. 7.10b**). Der Zeitraum mit den markanteren zwei Grundwasserspiegelanstiegen in 2010 hingegen war deutlich niederschlagsreicher, wodurch keine signifikante oberflächliche Austrocknung stattfinden konnte.

In 2008 ist über die 10 Tage ein Grundwasseranstieg und -abfall mit einer Differenz von 0,12 m in der Grundwassermessstelle BV16 im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms aufgezeichnet worden (OMIV, 2017, **Abb. 7.10a**). Aus diesem Grund wurde ein ähnlicher Verlauf und Zeitraum in den Daten von 2010 ausgewählt sowie zusätzlich der Grundwasserspiegel der Grundwassermessstelle von 2008 (BV16) in 2010 dargestellt. Beide Piezometer haben eine sehr ähnliche Filterstrecke von 1,5 - 2,6 m für BV16 und 1,8 - 2,7 m für P2010. Trotzdem ist der Verlauf des Grundwasserspiegels verschieden (**Abb. 7.11**: 2010). Der Grundwasserspiegel in P2010 liegt um mindestens 0,25 m tiefer als der in BV16 und zeigt zwei markante Anstiege mit 0,24 m (t_{v1}) und 0,28 m (t_{v2}). Der Grundwasserspiegel in BV16 zeigt eine deutlich geringere Varianz von maximal 0,06 m für t_{v1} bzw. 0,11 m für t_{v2} und weist einen deutlicheren Anstieg korrespondierend zu dem zweiten Anstieg in P2010 (t_{v2}) auf, während hingegen bei dem ersten Anstieg in t_{v1} nur ein leichter zeitlich versetzter Anstieg beobachtbar ist. Der Grund ist vermutlich die unterschiedliche Material-, kinematische und hydrologische Eigenschaft dieser zwei verschiedenen Areale. Die komplexe räumliche heterogene mechanische und hydrologische Charakteristik findet in zahlreichen Publikationen Erwähnung (z.B. Malet *et al.*, 2002a; Krzeminska *et al.*, 2014). Der Grundwasserspiegelverlauf von BV16 in 2008 und t_{v2} in 2010 sind charakterisiert durch einen sehr ähnlichen Verlauf sowie Anstiegen von 0,12 m bzw. 0,11 m. Infolgedessen ist es sehr wahrscheinlich, dass in dem Areal des Piezometers P2010 die Differenzhöhen der Grundwasserspiegelfluktuationsen ebenfalls höher waren. Jedoch war der Grundwasserstand beim Piezometer BV16 insgesamt in der Kampagne 2010 um etwa 0,13 m höher.

Eine hohe Seismizität tritt besonders bei einem Grundwasserspiegelanstieg oder -abfall auf (**Abb. 7.11**). Dabei ist zu beobachten, dass viele der seismischen Ereignisse in Clustern und Sequenzen auftreten. Zudem scheint es, dass mit einer zeitlichen Verschiebung nach dem Grundwasserspiegelanstieg die stärksten³ seismischen Ereignisse auftreten, auf die eine Reihe deutlich schwächerer³ seismischer Ereignisse folgen. Dies könnte damit begründet sein, dass für die Reaktivierung der Rutschung bzw. Rutschungsabschnitte ein gewisser Grenzwert des Porenwasserdrucks überschritten werden muss (vgl. Sektion 6.6, S. 200; z.B. Picarelli, 2007).

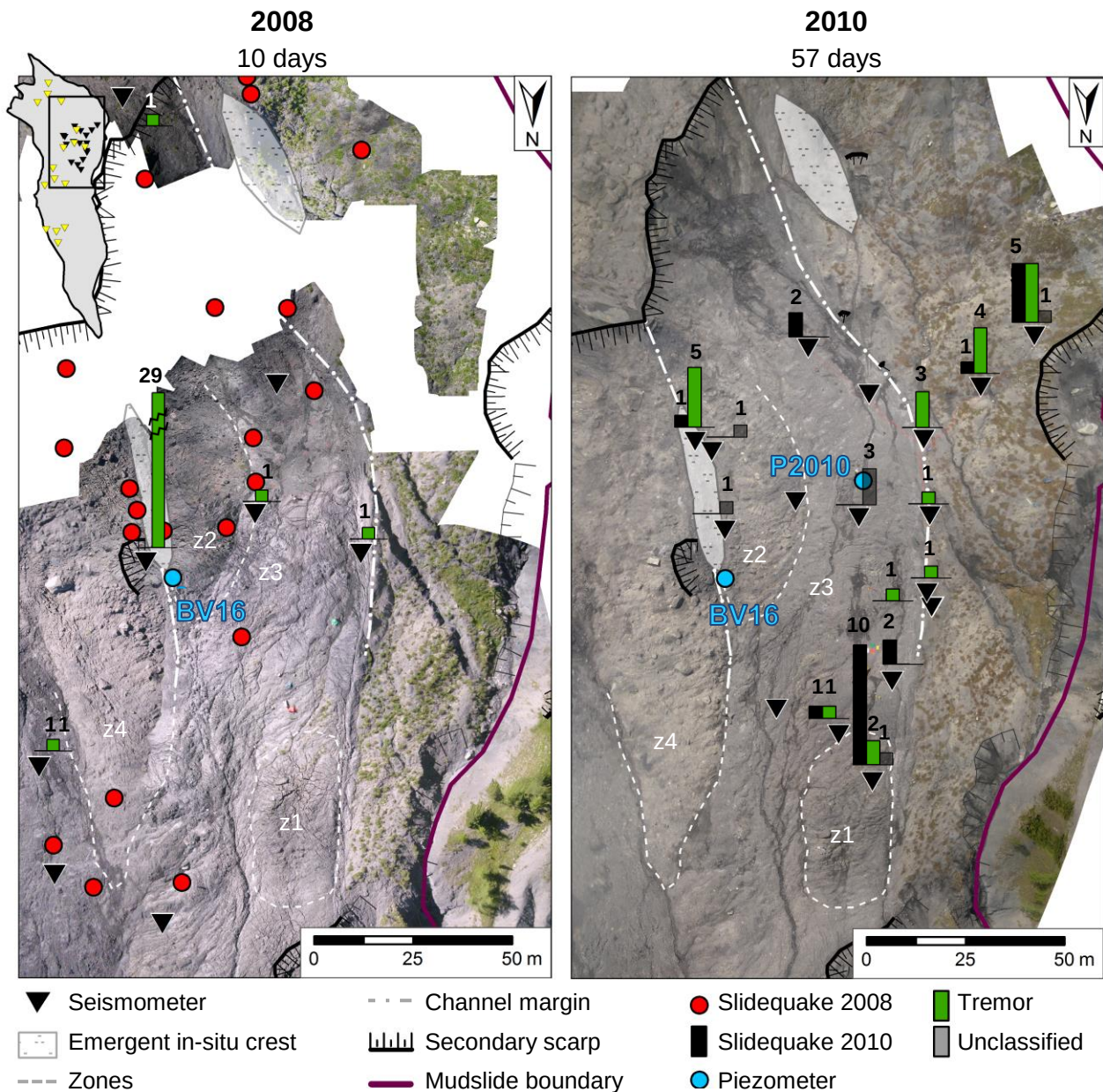
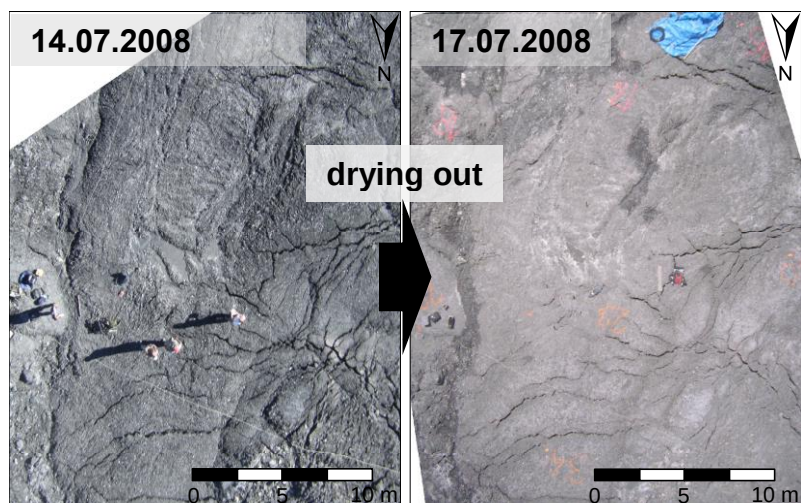


Abb. 7.10: (a) Übersichtskarte der Seismizität in 2008 (nach Walter und Joswig, 2009a) und 2010 sowie die Lage der Piezometer BV16 und P2010 (OMIV, 2017, persönliche Kommunikation: J.P. Malet, 2010). (b) UAV-basierte Luftbilder von 2008 zeigen eine ausgeprägte Rissentwicklung sowie eine kontinuierliche Austrocknung der Hangoberfläche.



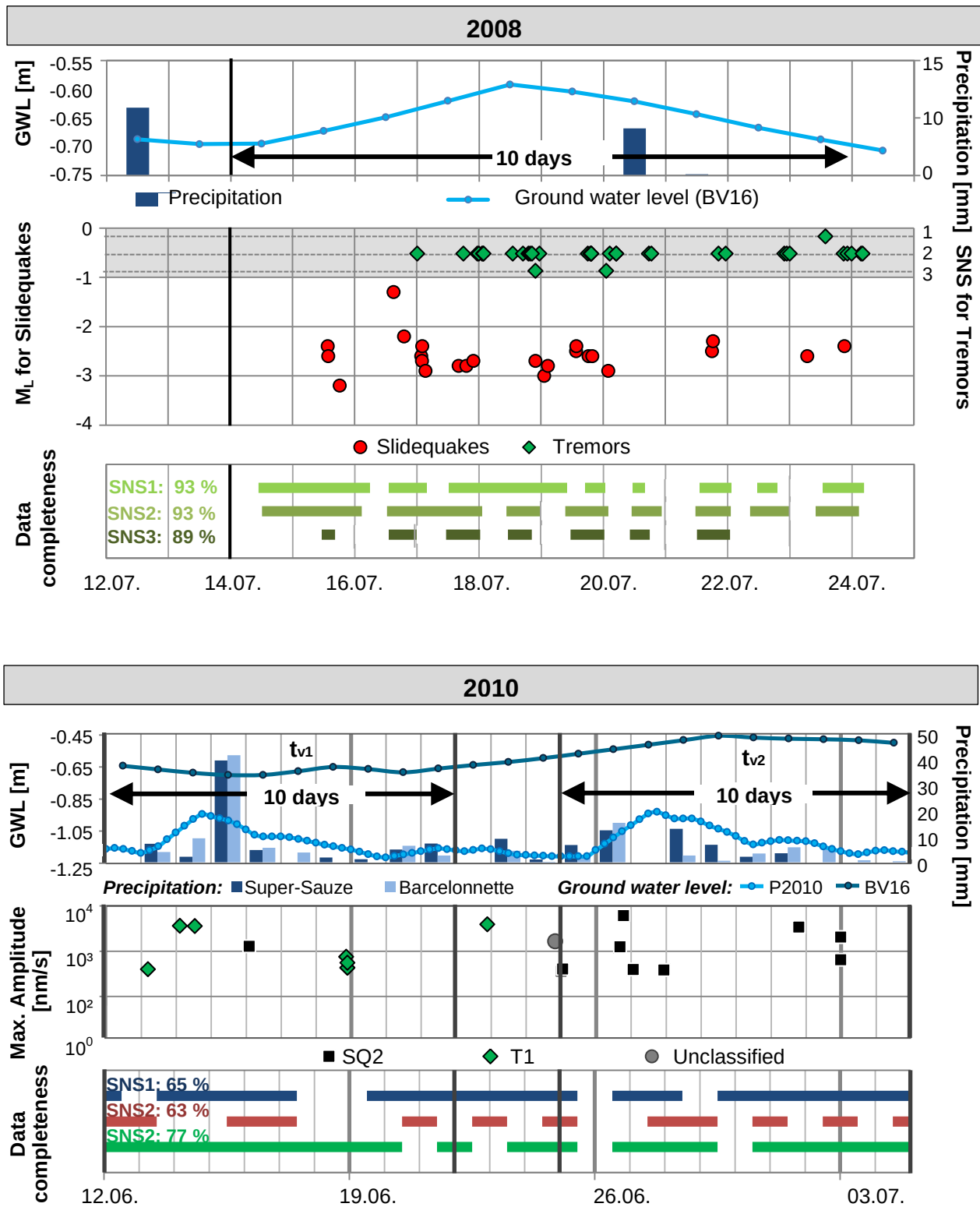


Abb. 7.11: Zeitliches Auftreten der Slidequakes und der Tremore, Grundwasserspiegel und Niederschlag sowie die Vollständigkeit der seismischen Daten für 2008 und 2010. Für 2010 wurden für eine bessere Vergleichbarkeit zwei ähnliche Situationen ausgewählt wie in den 10 Tagen im Juli 2008.

Bei dem Vergleich von 10 Tagen mit ähnlichen Verlauf des Grundwasserspiegels zwischen 2008 und t_{v2} zeigt sich nochmals deutlich, wie gering die seismischen Raten mit etwa 1 Ereignis pro Tag in 2010 gegenüber etwa 5,8 Ereignissen waren. Eigentlich wären gemäß dem Grundwasserspiegel die effektiven Spannungen in 2010 aufgrund des höheren Porenwasserdrucks niedriger als in 2008. Andererseits war die Kinematik höher in 2008, was infolge von Kompression zu Porenwasserüberdrücken und folglich zu Minderung der effektiven Spannungen führt. Möglicherweise begünstigt auch eine ausgeprägte Austrocknungsphase wie in 2008 die Seismizität. Zumindest scheint ein primärer Faktor die Höhe der Kinematik und letztendlich die Deformation zu sein. Wodurch die zeitlichen Cluster und die Sequenzen der Seismizität verursacht werden oder wie diese zusammenhängen, kann in dieser Arbeit nicht weiter vertieft werden, da weitere Daten erforderlich wären. Dies ist ein zukünftiger Forschungspunkt.

Tab. 7.3: Übersicht der Seismizität in 2008 und 2010 sowie die wesentlichen unterschiedlichen Charakteristika.

	2008		2010					
	gesamt		gesamt	t _{v1}		t _{v2}		
Datum	14.07. - 24.07.		29.05. - 23.07.	12.06. - 22.06.		25.06. - 05.07.		
Zeitraum	10 Tage		57 Tage	10 Tage		10 Tage		
Seismizität für die Fläche $\triangle$ Messgebiet 2010								
	Anzahl	Rate	Anzahl	Rate	Anzahl	Rate	Anzahl	Rate
Slidequakes	24	2,4	22	0,39	4	0,4	9	0,9
Tremore	34	3,4	23	0,40	11	1,1	1	0,1
unklassifiziert	-	-	7	0,12	1	0,1	-	-
insgesamt	58	5,8	52	0,91	16	1,6	10	1
M _l	-1,3 - -3,2							
wesentliche Unterschiede zwischen 2008 und 2010								
Ø-Geschwindigkeiten	5 cm/Tag		0,4 cm/Tag					
Risse	sehr ausgeprägt		kaum sichtbar, infolge Sedimentverfüllung					
markante Grundwasserspiegelanstiege	1×: 0,12 m (-0,71 - -0,59 m)		2×: t _{v1} : 0,24 m (-0,70 - -0,64 m); t _{v2} : 0,28 m (-0,57 - -0,46 m)					
Niederschlag	2 Tage vor Messkampagne und am siebten Tag (20.07.)		16 Tage von 24 Tagen					
Rutschungskörper	sehr großer Hangabbruch an Hauptabrissskante in 2007; hohe Auflast auf dem Kopf; Rutschungsmaterial bis zu ca. 1 m mächtiger		geringere Mächtigkeit des Rutschungsmaterial					

7.3 BEWERTUNG DER EXTRAHIERTEN PARAMETER IM HINBLICK AUF DIE RUTSCHUNGSINDUZIERT SEISMIZITÄT

Niederschlag und Grundwasserspiegeländerungen

Rutschungsinduzierte Seismizität scheint unter anderem mit Grundwasserspiegelanstieg bzw. mit der Zunahme des Porenwasserdrucks, der zur Reduktion der effektiven Spannungen führt, in Verbindung zu stehen. Zudem bewirkt ein Über- oder Unterschreiten eines gewissen Grenzwertes des Porendrucks eine Aktivierung bzw. Deaktivierung von Rutschungsbereichen. Essentielle Faktoren für Grundwasserspiegelfluktuationen sind neben den Bodeneigenschaften, die Dauer und Zeitintensität von Niederschlägen, Bodensättigung, Evaporation, laterale Wasserwegsamkeiten, Risse und Deformation. Die Interaktionen und Rückkopplungseffekte sind sehr komplex und derzeit weiterhin Gegenstand von Untersuchungen.

Für weitere Untersuchungen von rutschungsinduzierter Seismizität an komplexen tonreichen Lockergesteinsrutschungen empfiehlt sich ein kurzes Messintervall von höchstens einem Tag, eher einigen Stunden und eine Abdeckung aller räumlichen Dynamikbereiche mit Grundwassermessstellen und Kinematikmonitoring.

Risse

Risse sind in der Regel das Resultat von Sprödbbruch, weshalb diese im Hinblick auf rutschungsinduzierte Seismizität besonders im Fokus stehen. Häufig handelt es sich um Tensionsrisse, die sich nach dem örtlichen Spannungsfeld infolge der Topographie und den Randbegrenzungen orientieren. Weisen die Risse bereits eine ausreichende Breite auf, sind diese in Abhängigkeit der GSD und der Lichtverhältnisse in den UAV-basierten Luftbilder erkennbar und kartierbar. Öfter ist es selbst bei einer GSD von 2 cm und weniger schwierig, eindeutig eine Rissentstehung oder -weitung innerhalb Stunden und Tagen zu erkennen, aufgrund von unterschiedlicher Belichtungsverhältnissen sowie Artefakten bedingt durch die Entzerrung (Resampling) oder die Mosaikbildung (Überblendung). Meist gehen dem Initialriss viele Mikrorisse voraus und der Initialriss selbst ist meist ein Haarriss, weshalb dieser in der Regel nicht in den UAV-basierten Luftbildern detektierbar ist und daher der eigentliche Entstehungszeitpunkt nicht mittels UAV-Bildern erfasst werden kann. Allerdings lassen sich die Rissweitung und -schließung auf wenige Tage eingrenzen. Viele der beobachteten Tensionsrisse sind Scherrisse in der Scherzone im Kontaktbereich zwischen Rutschung und Festgestein oder stabilen Bereichen. Weil viele dieser Scherrisse naturgemäß nahe der Gleitfläche auftreten, ist ihre eindeutige Unterscheidung gegenüber anderen möglichen Quellprozessen kaum möglich: Scherrisse, oder Aneinanderreiben größerer Festgesteinskomponenten, und/oder Verschiebung entlang der Gleitfläche? Der Vergleich von Initialrissbildung und seismischen Signalen in 2010 ist aufgrund der geringen Dynamik und zusedimentierten Risse schwierig. Repräsentative Beispiele deuten jedoch darauf hin, dass eventuell ein Typ der Tremore maßgebend sein könnte. Ein nur zweimal im seismischen Datensatz beobachteter Signaltyp, der dispergierende Tremor, tritt im Zusammenhang mit einer Öffnung und/oder Weitung der Kronenrisse einer sekundären (Rotations-) Rutschung auf. In diesem Fall könnte es sich entweder um die fortschreitende Öffnung der Kronenrisse, um die

Bruchbildung auf der Gleitfläche und das Absacken von wenigen mm/cm des hangenden Materials oder um die Risspropagation von der Tiefe an die Oberfläche, wie es Martel (2004) berichtet, handeln.

Bislang ist die Korrelation zwischen Rissbildung und rutschungsinduzierter Seismizität schwierig und kaum verifizierbar. Denkbar bleibt die Möglichkeit, die Rissentwicklung in einem Hangexperiment noch kleineren Maßstabs oder in Laborversuchen zu dokumentieren und zu analysieren. Auch eine begleitende Messung mit Schallemission, welche sich besser eignet für die Mikrorissdetektion wäre empfehlenswert.

Kinematik und Deformation (Strain)

Die Kinematik scheint ebenfalls ein wichtiger Parameter zu sein, auch wenn nicht immer eine direkte hohe Korrelation mit Peaks von Hangbeschleunigungen oder -verlangsamungen von wenigen Tagen oder Stunden besteht. Die höheren Deformationsraten infolge höherer Durchschnittsgeschwindigkeiten und die hohen seismischen Raten in 2008 gegenüber 2010 bestätigen, dass ein genereller Zusammenhang besteht. Wie auch Benoit *et al.* (2015) feststellten, werden unterschiedliche Hangbereiche im Meterbereich räumlich und zeitlich unterschiedlich reaktiviert. Dadurch können räumlich und zeitlich unterschiedliche lokale Spannungsänderungen und folglich Deformationen hervorgerufen werden. Schnelle Kompressionen können zu Porenwasserüberdrücken und letztendlich zu einer weiteren Beschleunigung und folglich Deformation führen. Die Deformationsänderung mittels multitemporaler hochauflösender Strainratenfelder stellt wohl den wichtigsten Parameter hinsichtlich der rutschungsinduzierten Seismizität dar. Die Slidequakes scheinen zum überwiegenden Teil an Extensionszonen gekoppelt zu sein. Ob diese infolge von Extensionsaufbau, -abbau oder beides erzeugt werden, kann allein auf der vorliegenden Datenbasis nicht zweifelsfrei verifiziert werden. Aus dem Dilatationsratenfeld, welches die ko-seismische Verschiebung und/oder die viskoelastische Relaxation beinhaltet können bei spezifischen Dilatationsratenmuster Herdflächenlösungen grob abgeschätzt werden (z.B. Hackl *et al.*, 2009; Pietrantonio und Riguzzi, 2004). Dies wird wohl nur für etwas stärkere Beben gelten. In Zonen hoher Scherungsraten treten bevorzugt Tremore auf. Bei den Tremoren allerdings wird es sich höchstwahrscheinlich um eine Sequenz von vielen Slidequakes handeln. Aus diesem Grund stellt die Deformationsanalyse einen der wichtigsten Parameter für eine zukünftige weitere Untersuchung rutschungsinduzierter Seismizität dar.

Grundlage für verlässlich interpretierbare Deformationsfelder sind präzise Verschiebungs- bzw. Geschwindigkeitsfelder, da diese sehr sensitiv auf Abweichungen vom Betrag oder Winkel eines Verschiebungsvektors sind. Die erforderlichen Genauigkeiten hängen auch von der Rutschungsgeschwindigkeit und dem Messzeitraum ab. In der achtwöchigen Messkampagne 2010 mit maximaler Verschiebung von 30 cm (durchschnittlich 15 cm) eigneten sich aufgrund der Mess- und Datenaufbereitungsgenauigkeit die dGNSS-Messungen (durchschnittliche Abweichungen 2 - 3 cm) und die mit DIC ermittelten Verschiebungen des ersten und letzten TLS-Scans (durchschnittliche Abweichung 4 - 6 cm) für die Deformationsanalyse. Die UAV-basierten mit Bundler und PMVS2 (Furukawa und Ponce, 2007; Snavely *et al.*, 2006) berechneten digitalen Gelände-modelle wiesen Abweichungen zwischen 8 und 17 cm auf. Folglich wiesen ebenfalls die Ortho-

photomosaik Abweichungen in cm - dm Bereich auf. Aus diesem Grund konnten die UAV-basierten Orthophotomosaiken für keine zuverlässige Bestimmung der Kinematik in 2010 herangezogen werden. Wären die Verschiebungen im Meterbereich, könnten die Orthophotomosaiken eventuell für die Verschiebungsermittlung verwendet werden. Infolge neuer UAV-Systeme, Techniken und Softwarepaketen sind heute theoretisch genauere digitale Geländemodelle und Orthophotomosaiken möglich. Eine neue Datenaufbereitung der UAV-basierten Bilder mit anderen, neueren Algorithmen könnte die Lagegenauigkeit höchstwahrscheinlich steigern.

Es gilt bei der Strainanalyse zu beachten, dass der betrachtete Körper als Kontinuum angenommen wird, weshalb diese nicht über Grenzflächen wie Störungen hinweg gilt und weshalb die Grenzflächen berücksichtigt werden sollten durch die Zerlegung des Gesamtkörpers an diesen Stellen (Drobniowski, 2005). Bei der Rasterinterpolation zur Bestimmung der Deformation kommt es zur Filterung in Abhängigkeit der Wahl der Gitterweite und des Skalierungsfaktors. Zudem treten besonders bei Seitenverschiebungen und in Abhängigkeit ihrer Orientierung zum Raster und der Stationsverteilung numerische Artefakte wie ‚braiding‘ auf (Baxter *et al.*, 2011). Aus diesem Grund ist es ratsam, die Qualität der geodätischen Beobachtungen, ihrer Verteilung und das geologische Inventar zu prüfen.

Quellen und Quellprozesse der rutschungsinduzierten Seismizität

Ein Ziel dieser Arbeit war es zu untersuchen, ob sich mit den hochauflösenden multidisziplinären Daten der Messkampagne 2010 die Quellen und Herdprozesse der verschiedenen rutschungsinduzierten Ereignisse eingrenzen lassen können. Einige der denkbaren Quellen und Quellprozesse an der Super-Sauze Hangrutschung wurden präzisiert oder neue hinzugefügt und sind in dem schematischen 3D-Modell in **Abbildung 7.12** zusammengestellt. In Betracht käme:

- I. Verhakungen oder Reiben von größeren Komponenten auf der Gleitfläche
- II. Bildung von en échelon Scherrissen (Kombination aus Modus I und II oder I und III (Muller und Martel, 2000) in der Scherzone
- III. Risse und Störungen infolge eines Gefälles der Untergrundtopographie, wobei an der Oberfläche Querspalten und Abschiebungen ausgebildet werden und in der Scherzone kommt es zu einem Bereich mit vielen Brüchen
- IV. Risse und Störungen infolge einer Aufwölbung der Untergrundtopographie, führt zu Aufschiebungen und Überschiebungen oder Faltung
- V. Risse und Störungen infolge einer sehr komplexen Untergrundtopographie, führt zu einer komplexen Variation an Störungen aller Art
- VI. Risse und Störungen infolge lateral gekrümmter Begrenzung, führt nach Weitung zu Längsspalten, in der Außenkurve zu Radialspalten
- VII. Scherung von im Rutschungsmaterial eingeschlossenen Festgesteinsblöcken oder „Trockenlinsen“
- VIII. Risse und Störungen in den transversalen Wällen

IX. Seitenverschiebungen/vertikale Scherung infolge unterschiedlicher lateraler Geschwindigkeiten

Hinsichtlich der Störungen wird im Fall von Gletschern angenommen, dass die Strukturen die als Störungen interpretiert werden, nicht durch Scherbrüche generiert werden, sondern vielmehr durch die Scherverschiebungen bei der Öffnung und Schließung von Zugbrüchen (Hudleston, 2015). Möglicherweise basieren auch bei Lockergesteinsrutschungen viele der Risse auf Modus I.

Wenn sich die Dilatationsratenfelder eignen eine Herdflächenlösung abzuleiten, dann scheint es, dass viele Slidequakes durch eine kombinierte Zug- und Scherverwerfung initiiert werden könnten. Gleiches wird von tiefen „Icequakes“ an der Basis von Gletschern hypothesisiert (Dalban Canassy *et al.*, 2013). Wie bereits erwähnt tritt der Großteil der Tremore eher im Bereich der Scherzone auf, weshalb es naheliegend wäre, dass diese durch Scherrissöffnung oder entlang der Gleitfläche initiiert werden. Allerdings bleibt es auch nach dieser multidisziplinären Analyse des Feldexperiments 2010 bisher offen und unverifiziert, welche der anderen oben genannten Herdprozesse mit welchem seismischen Signaltyp einhergeht und ob es überhaupt möglich ist eine Unterscheidung zu finden. Es ist gut vorstellbar, dass die Unterschiede dieser schwachen Signale, d.h. in den Frequenzbereichen und Scheingeschwindigkeiten, der verschiedenen Herdprozesse sehr ähnlich sind und folglich nicht auf seismologischer Basis mit diesem passiven seismischen Verfahren unterschieden werden können.

Für eine bessere Verifizierung, ob die seismischen Ereignisse eher in der basalen Scherzone oder oberflächennah in Rissen oder lateralen Scherzonen generiert werden wären Inklinometermessungen und tief im Untergrund installierte Seismometer und piezoelektrischer Beschleunigungssensoren (AE) hilfreich. Die Inklinometer könnten Aufschluss über den Deformationsverlauf mit der Tiefe geben und klären wieviel Scherzonen wirklich existieren und inwieweit sich die oberflächlichen Deformationsfelder in die Tiefe interpolieren lassen. Bei „Icequakes“ an Gletschern beobachteten Dalban Canassy *et al.* (2013) sowohl welche in der Tiefe an der Basis als auch oberflächennahe, die in Beziehung stehen mit Tensionsrissen und Scherung. Zwar weisen Gletscher und Translationsrutschungen viele Ähnlichkeiten auf, dennoch gibt es Unterschiede. Die Spannungen werden kontrolliert und beeinflusst in Translationsrutschungen durch den Porenwasserdruck, der inneren Reibung, dem Hangneigungswinkel, dem Winkel der Gleitfläche, der Dichte und der Kohäsion (Savage und Smith, 1986). Dennoch ist es höchstwahrscheinlich, dass auch bei tonreichen Lockergesteinsrutschungen basale seismische Ereignisse als auch oberflächennahe zu erwarten sind. Ferner zur Diskussion steht, ob mit einhergehenden Grundwasserspiegelfluktuationen es zu Entlastungsbrüchen kommt oder bei der räumlich variablen Konsolidation Spannungen hervorgerufen werden, die durch Mikrobrüche abgebaut werden könnten.

Weitere Informationen über die Quellmechanismen könnten auch die Ergänzung von Schallemissionsmessungen (AE), seismischen Laborexperimenten und Modellierung liefern.

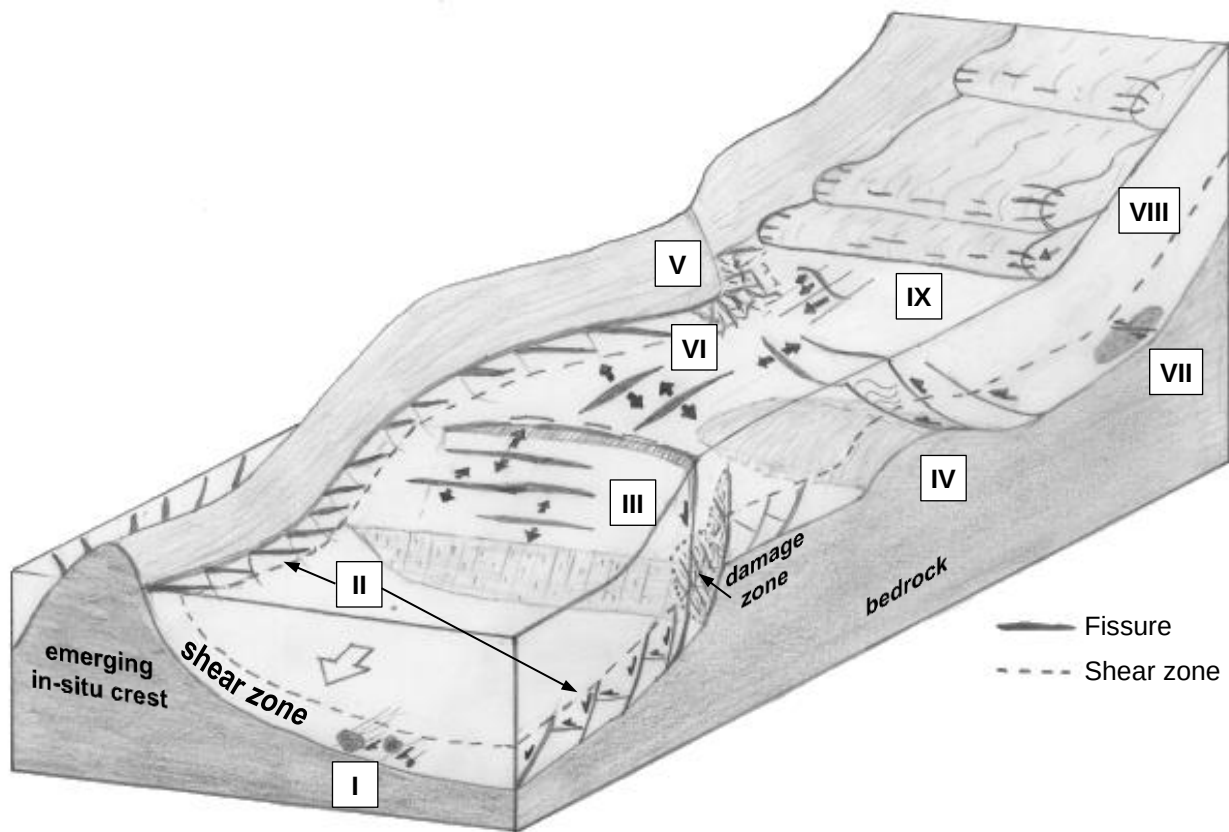


Abb. 7.12: Schematisches 3D-Modell mit denkbar möglichen Quellen und Herdprozessen an der Super-Sauze Hangrutschung. Scherzone kann sich auch innerhalb des Rutschungskörpers befinden.

8 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Das Ziel der Arbeit war anhand der Oberflächenmorphologie und der Oberflächendynamik, die vorrangig aus fernerkundlichen und geodätischen Beobachtungen stammen, Informationen für das Verständnis des Auftretens und der Generierung von rutschungsinduzierter Seismizität an tonreichen Lockergesteinsrutschungen abzuleiten. Datengrundlage bildete das multidisziplinäre achtwöchige Feldexperiment im oberen, 10.000 m² großen Hangbereich der Super-Sauze Hangrutschung von Ende Mai bis Juli 2010, d.h. von nach der Schneeschmelze hin zur sommerlichen Austrocknung. Die eingesetzten Untersuchungsmethoden umfassten Nanoseismic Monitoring, sehr hochauflösende (mm - cm) UAV-basierte Luftbilderfassung und terrestrische Bildaufnahmen mit Auflösung im cm-Bereich, dGNSS-Messungen, terrestrisches Laserscanning (TLS), Geoelektrik, Bodenprobung zur Bestimmung des Wassergehaltes, Grundwasserspiegelmessungen sowie Wetteraufzeichnungen. Der Messzeitraum ist charakterisiert durch zwei trockenere Perioden, welche durch eine etwa zweiwöchige Niederschlagsperiode unterbrochen wurde. Die Auswertung und Analyse der einzelnen Verfahren bzw. Ergebnisse erfolgte durch folgende Personen/-gruppen:

- Seismische Daten mittels Nanoseismic Monitoring: Dr. Naomi Vouillamoz
- Geoelektrik: Juan Carlos Santoyo (im Rahmen seiner Masterarbeit Santoyo Campus, 2013)
- permanentes dGNSS, Wetteraufzeichnung, Grundwasserspiegel: Dr. Jean-Philippe Malet/ EOST-Team
- TIR-Aufnahmen: Ulrich Schwaderer
- dGNSS-Messungen, UAV-basierte und terrestrische Bilder, TLS, Bestimmung des Wassergehaltes aus den Bodenproben fielen in mein Aufgabengebiet

8.1 AUSWERTUNG DER FERNERKUNDLICHEN UND GEODÄTISCHEN DATEN

Ein wesentlicher Teil der Arbeit beschäftigte sich mit der Auswertung und Analyse der multitemporalen UAV-basierten und terrestrischen Bildsequenzen sowie der multitemporalen terrestrischen Laserscans und der multitemporalen dGNSS-Messungen. Zur Verfügung standen, aus der

achtwöchigen Messkampagne 2010, von 40 Tagen 5429 verwendbare UAV-basierte Luftbilder, von 8 Tagen 844 terrestrische Bilder in Sequenzen, 6 TLS-Messungen von drei Positionen mit einem Punktabstand von 1 - 4 cm und 3.784 dGNSS-Messungen, die 5 eingemessenen Messgitter mit 301 bzw. 292 Messpunkten und zwei Messungen mit 662 Messpunkten auf dem gesamten Hang beinhalten.

Die Positionsgenauigkeit für die dGNSS-Messungen beträgt 2 cm für 2D und 3 cm für 3D und für die zusammengefügt und co-registrierten TLS-Punktwolken zwischen 1 - 5 cm. Der Vergleich zwischen den dGNSS-Verschiebungen in 2D und 3D zeigte sehr kleine Abweichungen (Mittelwert 0,04 cm/Tag), weshalb zur einfacheren Handhabung die gesamte Datenanalyse auf den horizontalen Geschwindigkeitsfeldern erfolgte. Aus den dGNSS-Messungen wurden ein Geschwindigkeitsfeld für den gesamten Messzeitraum für das Feldexperiment und den gesamten Hang erstellt sowie vier Perioden für das Feldexperiment berechnet. Auf die TLS-basierten Schummerkarten wurde eine digitale Bildkorrelationssoftware COSI-Corr (Leprince *et al.*, 2007) angewandt um die horizontalen Geschwindigkeitsfelder zu ermitteln. Allerdings lieferte nur der Vergleich zwischen dem ersten und letzten Scan sinnvolle Ergebnisse, die kürzeren Zeitintervalle wiesen aufgrund der geringen Bewegungsraten im Messzeitraum und den Fehlern bei der Mosaikbildung und Co-Registrierung zu große Abweichungen und Unstimmigkeiten auf.

Die Durchschnittsgeschwindigkeiten für den gesamten Zeitraum aus den dGNSS- und TLS-Messungen, welche gut korrespondierten, zeigten, dass sich der östliche 5° steilere Hangbereich mit 0,5 cm/Tag schneller bewegte als der westliche Hangbereich mit 0,3 cm/Tag. Die zeitlich höhere Auflösung zeigte, dass sich der Messbereich in der mittleren Periode beschleunigte, besonders der östliche Bereich.

Für die Erstellung von 3D-Punktwolken aus den ungeordneten, verkippten UAV-basierten und terrestrischen Bildsequenzen wurde die SfM-MVS Softwarepakete Bundler von Snavely *et al.* (2006) und PMVS2 von Furukawa und Ponce (2007) verwendet. Die UAV-basierten 3D-Punktwolken weisen gegenüber den terrestrischen 3D-Punktwolken deutlich weniger Lücken auf, die durch Schattenbereiche verursacht werden. Die Punktdichte ist abhängig von diversen Faktoren wie Struktur und Textur in den Aufnahmen, der Bildauflösung sowie von der Größe und Häufigkeit des Überlappungsbereichs der Bildsets. Die Lagegenauigkeit der 3D-Punktwolken, berechnet mit Bundler und PMVS2, beträgt zwischen 8 und 17 cm. Dadurch eignen sich diese Daten nicht für eine Verschiebungsanalyse der Messkampagne 2010, in der sich der mittlere südwestliche Teil der Super-Sauze Hangrutschung maximal 30 cm in den acht Wochen bewegte. Hierbei wäre zu prüfen, ob mit einer anderen, aktuellen Software, die auf den Methoden der traditionellen Photogrammetrie beruht, eine Steigerung der Lagegenauigkeit möglich ist.

Die Orthophotos vom Feldexperiment 2010 eignen sich für die Analyse der räumlichen und zeitlichen Oberflächenmerkmale, wie die Änderung der oberflächlichen Bodenfeuchtigkeit, die Erosion und Umlagerungen sowie die Rissentwicklung. Die Rissentstehung und -öffnung konnte lediglich im Bereich des freiliegenden östlichen Festgesteinskamms und dem daran östlich angrenzenden Bereich in den Bildern beobachtet werden. Zudem konnte außerhalb des Feld-

experiments am westlichen Rutschungsrand an einer sekundären (Rotations-) Rutschung anhand von zwei Orthophotomosaiken eine Kronenrissentwicklung detektiert werden. Der Beginn der Rissöffnung (Initialrissbildung) und Haarrisse können mittels Luftbilder nicht kartiert werden. Erst wenn die Risse sich im cm-Bereich weit geöffnet haben, sind diese in den Orthophotomosaiken detektierbar. Durch die multitemporalen Bilder konnten ein kleiner Felssturz sowie Materialabbruch von der Sedimentzunge und einer sekundären Rutschung dokumentiert werden. Ersteres Ereignis konnte auf 26,5 Stunden, zweites auf 8 Tage und letzteres auf 7 Tage eingrenzt werden. Einzelereignisse können mittels der Bilder aufgrund der Vollständigkeit, der geometrischen Auflösung und der Dynamik meist nur ungefähr auf eine Woche zeitlich auflöst werden.

8.2 STRAINANALYSE

Die Anwendung der Strainanalyse auf geodätische Beobachtungen um daraus Rückschlüsse und Erkenntnisse über die Krustendeformation als auch zur seismischen Gefährdungsabschätzung abzuleiten findet seit Miyabe ab den 1930ern Anwendung. Für einen Großteil der Arbeiten konnte festgestellt werden, dass die Orientierung und der Stil der geodätischen Strainachsen mit den seismischen Momententensorachsen übereinstimmt (z.B. Kreemer *et al.*, 2000; Caporali *et al.*, 2003a; Masson *et al.*, 2005). Zudem stellt die geodätische Strainrate die Obergrenze des seismischen Spannungsabfalls (*stress drop*) dar. Aus diesen Gründen stellt die Strainanalyse einen weiteren Schwerpunkt dieser Arbeit dar. Die geodätischen Strainratenfelder können im Vergleich zur seismologischen Lokalisierung eine deutlich höhere Ortsauflösung für die Änderung des Spannungsverhältnisses liefern. Dadurch können diese theoretisch eine Möglichkeit bieten, das Auftreten der Seismizität genauer einzugrenzen.

Die 2D-Strainanalyse erfolgt mit dem Matlab-Skript `grid_Strain` von Teza *et al.* (2008a) auf die von den dGNSS- und TLS-Messungen abgeleiteten horizontalen Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder. Die Ergebnisse aus dem Matlab-Skript `grid_Strain` wurden anschließend inhaltlich und graphisch angepasst. Aufgrund der geringen Bewegungsrate während des Feldexperiments und der daraus resultierenden geringen SNR musste sichergestellt werden, dass die resultierenden Strainraten wahre Werte und keine oder nur geringe numerische Artefakte und Fehler beinhalten. Dazu wurde die Datenqualität hinsichtlich der Effekte der Gitterweite, des Skalierungsfaktors, der Signifikanz und der Fehler in der Strainberechnung verifiziert sowie Checkerboard-Tests durchgeführt. Anschließend wurden für die Durchschnittsgeschwindigkeitsfelder für die 50 Tage aus den TLS-Messungen, allen dGNSS-Messungen und lediglich für die rasterförmigen dGNSS-Messungen die Dilatationsraten (entspricht der Divergenz), die Scherungsraten, die Scherungsraten in Bewegungsrichtung und die Raten der zweiten Invariante des Verzerrungstensors berechnet. Die Gegenüberstellung der TLS- und dGNSS-basierten Strainratenfelder zeigten eine gute Übereinstimmung. Die rasterförmigen dGNSS-Messungen konnten in vier Zeitabschnitte untergliedert werden. Jedoch zeigte die Verifizierung eine hohe Unsicherheit für den Zeitabschnitt t_3 aufgrund der kurzen Messdauer von 6 - 7 Tagen, weshalb dieser mit dem vorherigen Zeitabschnitt t_2 zusammengefasst wurde. Zudem entsprach dadurch die Messdauer der drei einzelnen Zeitabschnitte in etwa den drei meteorologischen und hydrologischen Perioden.

Die Strainratenfelder weisen räumliche und zeitliche Variation in den Strainraten auf. In den Dilatationsratenfeldern überwiegt der kompressive Anteil den extensionalen. Da das Messgebiet sich im Bereich der Sackungszone befindet, ist diese Beobachtung zwar unerwartet, kann aber auf die Untergrundtopographie und lateralen Begrenzungen zurückgeführt werden. Die Scherungsraten sind erwartungsgemäß am höchsten im Kontaktbereich zwischen Rutschungsmaterial und Festgestein bzw. deutlich inaktiveren Bereichen. Der Vergleich der Hauptdehnungsachsen mit der Orientierung der Risse ergibt gute Übereinstimmung. Ebenso zeigen Bereiche mit hohen Strainraten eine entsprechende Korrelation mit den morphologischen Merkmalen wie transversale Wälle, Scherzonen und mit erhöhten Stellen in der Untergrundtopographie. Inwieweit sich die oberflächliche Deformation in die Tiefe projizieren lässt kann aufgrund fehlender zeitgleicher Inklinometermessungen nicht mit Sicherheit festgelegt werden. Ältere Inklinometermessungen von 1996 (Malet, 2003), fehlende Verengung und Abscherung von verschieden langen Plastikrohren in 2010 und einheitliche Bewegung kleinerer Hangbereiche sprechen für eine Gleitfläche mit einer circa 1 - 2 m Scherzone, überlagert von einem Starrkörper. Auch Beobachtungen an anderen Rutschungen sprechen dafür, dass der überwiegende Teil der Deformation im Bereich der Gleitfläche und Scherzone stattfindet, und lediglich untergeordnet, wenn überhaupt, interne Deformation im Starrkörper auftritt (z.B. Picarelli *et al.*, 2005). Die Deformation kann eine Änderung des Porenwasserdrucks verursachen (z.B. Picarelli, 2007; van Asch *et al.*, 2006). Bei schneller Kompression kann der Porenwasserüberdruck sogar zu einer Bodenverflüssigung führen. Für die Untersuchung des Feedbacks der Deformation auf den Porenwasserdruck wurden die täglichen permanenten dGNSS-Messungen und die sechsständlichen Grundwasserpegelmessungen im zentralen Bereich des Messgebiets gegenübergestellt. Dieser Bereich ist gemäß den Dilatationsraten kompressiv, wodurch eine Hangbeschleunigung zu einer Erhöhung des Porenwasserdrucks und folglich zu einem Grundwasserspiegelanstieg führen sollte. Dieser Einfluss der Deformation auf den Porenwasserdruck ist durch den Vergleich von Kinematik und Grundwasserspiegeländerungen aufgrund der Änderung des Wasserhaushaltes infolge Niederschlags und lateraler Wasserwegsamkeiten nicht leicht auszumachen. In diesem Areal beträgt der Zeitraum des Einflusses des Niederschlags auf die Hydrologie und somit auf die Kinematik normalerweise maximal zwei Tage. Nach länger als zwei bis zu neun Tagen ausbleibenden Niederschlägen (besonders in der dritten Periode) werden zeitgleich sowie zeitverzögert mit kleineren Hangbeschleunigungen Grundwasserspiegelanstiege beobachtet. Dies könnte möglicherweise auf den Einfluss der Deformation auf den Porenwasserdruck und letztendlich auf die Kinematik hindeuten. Allerdings sind die Geschwindigkeiten zwischen 0,1 bis 0,7 cm/Tag gering und die zahlreichen Risse in dem Gebiet können für eine schnelle Infiltration als auch Drainage sorgen (Krzeminska *et al.*, 2014), weshalb es auch vorstellbar wäre, dass die Deformationsraten und die Drainage für den Messzeitraum nicht für den Rückkopplungseffekt der Deformation auf die Kinematik ausreichen. Um dies zu prüfen, wären künftig zeitlich hochauflösende Messungen in verschiedenen Hangbereichen nötig.

8.3 RUTSCHUNGSINDUZIerte SEISMIZITÄT

Insgesamt wurden innerhalb der acht Wochen 255 rutschungsinduzierte Ereignisse und 84 Lokalbeben von Dr. Naomi Vouillamoz (Universität Stuttgart) detektiert und ausgewertet. Darunter waren 51 Slidequakes, 60 Tremore und 31 unklassifizierbare Ereignisse. Um für die multidisziplinäre Analyse nur die im Messgebiet induzierten seismischen Ereignisse zu erhalten, wurden nur die Ereignisse die nach der Dämpfungsfunktion innerhalb von 40 m liegen berücksichtigt. Folglich ereigneten sich im Messbereich 22 Slidequakes, 18 Tremore (ohne T4) und 6 unklassifizierte rutschungsinduzierte (URS) Ereignisse. Die Amplituden (1 - 50 Hz) liegen zwischen 265 nm/s und 74.000 nm/s. Da die Epizentren nur sehr grob bestimmt werden können (bestenfalls ~20 - 40 m), wurden die rutschungsinduzierten Ereignisse anhand von Frequenzgehalt und Amplituden räumlich den Stationen zugeordnet. Die Herausforderung der rutschungsinduzierten Seismizität ist die Abgrenzung zu anderen seismischen Signalen, welche hervorgerufen werden durch andere geomorphologische und klimatische Prozesse sowie von menschlicher oder tierischer Aktivität.

Zeitlich scheinen die rutschungsinduzierten Ereignisse häufig in Clustern aufzutreten. Die Slidequakes treten bevorzugt zu Beginn eines Grundwasserspiegelanstieges und einer Beschleunigungsphase auf. Diese Tendenz zeigt sich auch bei den Tremoren, allerdings zeigen sich dort auch häufiger Abweichungen. Zugleich treten mit dem Beginn des Grundwasserspiegelanstiegs auch die stärksten³ seismischen Ereignisse (> 10.000 nm/s) auf. Erklärbar wäre dies dadurch, dass mit zunehmendem Wassergehalt die Scherfestigkeit abnimmt (Prinz und Strauß, 2011). Zudem gibt es weitere Faktoren, die sich auf die Scherfestigkeit und folglich auf die Hangstabilität auswirken, die folgend kurz genannt werden sollen. Mit einer Durchfeuchtung der vadosen Zone geht infolge größerer Niederschlagsmengen die Kapillarsaugspannung verloren, wodurch deren stabilisierende Wirkung in den obersten Dezimetern bis Meter verschwindet (Picarelli *et al.*, 2006; Thielen, 2008). Auf den Gleitflächen liegt die deutlich geringere Restscherfestigkeit vor (Cornforth, 2005). Die Regulierung der Kinematik in der Scherzone, die meist höhere Wassergehalte aufweist, hängt nicht nur von der Infiltration von Niederschlagswasser ab, sondern ebenso von den Rückkopplungseffekten infolge der Verschiebung, die zur Volumen- und Porenwasserdruckänderung führen (Iverson, 2005; Schmidt, 2001). Einfluss auf den Rückkopplungseffekt hat die intrinsische Zeitskala des Porenwasserdruckaufbaus- bzw. -abbaus, die Bodenporosität und der Winkel zwischen Verschiebungsvektor und Gleitebene (Iverson, 2005). Allerdings ist für die Beschleunigung bzw. Verlangsamung ein gewisser Grenzwert des Porenwasserdrucks erforderlich. Die Zufuhr von frischem Wasser kann im Fall von marinen bindigen Sedimenten (wie an der Super-Sauze vorkommend) die Porenwasserchemie und letztendlich die Restscherfestigkeit mindern. Weitere Effekte die Einflüsse auf die Scherfestigkeit haben, sind atmosphärische Druckschwankungen, hohe Bodentemperaturgradienten oder Kluftwasserdruck in offenen Rissen (Köhler und Schulze, 2000; Prinz und Strauß, 2011). Ein Fehlen oder Abnahme von seismischen Ereignissen in der oberflächlichen Austrocknungsperiode oder bei der Hangstabilisierung ist für den Messzeitraum nicht erkennbar. Grundsätzlich stellt die Wasserzufuhr den einflussreichsten Parameter dar; mit der Wasserzufuhr geht in der Regel eine Minderung der Scherfestigkeit und Ausbildung von Rissen einher. Welcher der oben genannten Effekte schließlich ausschlaggebend

ist bei der Generierung rutschungsinduzierter Seismizität spielt ist ohne weiteres nicht auf der vorhandenen Datenbasis zu beantworten. In der 10-tägigen Messkampagne 2008 betrug die durchschnittliche seismische Rate 5,8 Ereignisse pro Tag; in der Messkampagne 2010 nur ein Ereignis pro Tag. Damit scheint auch die Kinematik, welche 2008 10-mal höher war als 2010, eine essentielle Rolle zu spielen, eventuell noch verstärkt durch die signifikante, mit ausgeprägter Rissbildung einhergehende Austrocknung. Hingegen war der Grundwasserspiegel in der Messkampagne 2010 deutlich höher, was zu geringeren effektiven Spannungen führt. Die hohe Kinematik in 2008 könnte allerdings infolge der schnellen Deformation Porenwasserüberdrücke erzeugen und so die effektiven Spannungen herabsetzen. Ohne weitere Messungen und Laborversuche wird dieser Zusammenhang nicht zu klären sein.

Neben dem zeitlichen Auftreten wurde die räumliche Verteilung der rutschungsinduzierten Ereignisse analysiert. Dabei wurde die räumliche Verteilung der Seismizität den Dilatationsraten, der Scherungsraten in Bewegungsrichtung und der geodätischen relativen Momentenrate $\dot{M}_0$ für den gesamten Messzeitraum von 50 Tagen und den drei Zeitabschnitten (t_1 , $t_2 + 3$, t_4) gegenübergestellt und miteinander verglichen. Am häufigsten traten die Slidequakes im Bereich der Zone z1, die der gekreuzten Rissstruktur entspricht, und südlich davon auf. Charakterisiert ist dieser Bereich durch starke Extension. Die Mehrheit der Tremore treten an Seismometern nahe der lateralen Scherzonen auf. Tremore innerhalb des Rutschungskörpers wurden nur im Bereich der Zone z1 beobachtet. Das würde für die Theorie sprechen, dass die Tremore hauptsächlich in der Scherzone generiert werden. Allerdings treten im südlichen Messbereich, welcher charakterisiert ist durch sehr hohe Scherungsraten verhältnismäßig wenig bis kaum Tremore auf. Dies könnte aber auch darin begründet sein, dass dort die Energie bevorzugt aseismisch oder durch sehr viele schwache Ereignisse abgebaut wird und die Seismizität infolge der starken Dämpfung nicht mehr auf den wenigen weiter entfernten Seismometern registriert wurde.

Mit der Analyse der drei Zeitabschnitte zeigt sich, dass das Auftreten von seismischen Ereignissen räumlich mit deutlich erhöhten Strain- und Momentenraten korrespondiert, insbesondere wo sich die Strainraten örtlich signifikant ändern, d.h. auf- und abbauen. Auffällig ist, dass besonders Slidequakes zeitlich und räumlich gehäuft in Extensionszonen auftreten, welche anschließend ein lokales komplexes Deformationsmuster aus Kompression und Extension aufweisen. Dieses ist besonders deutlich im Bereich der Zone z1, die im Messzeitraum die höchsten Extensionsraten aufwies. Das danach auftretende Deformationsmuster steht in Konformität mit der Orientierung der Hauptachsen des Straintensors und der dominierenden Rissorientierung. Plausibel für dieses Deformationsmuster wäre, dass dieses Gebiet die ko-seismische Verschiebung und/oder viskoelastische Relaxation im Fernfeld eines Bebens reflektiert (Hackl *et al.*, 2009; Carafa und Bird, 2016). Welche/s der acht Slidequakes vom 24.06. bis 02.07.2010 verantwortlich ist/sind, ist auf der vorhandenen Datengrundlage nicht verifizierbar. Folgt man der Theorie, dass aus dem Deformationsmuster eine schematische Herdflächenlösung abgeleitet werden kann und die stärksten Ereignisse einen ähnlichen Quellprozess aufweisen, dann würde es sich um ein Seitenverschiebungsbeben handeln. Unterstützt wird diese These durch eine markante Scherung in West-Ost-Richtung in dem Zeitabschnitt $t_2 + 3$ bzw. t_3 . Jedoch weist die Seitenverschiebung eine Abweichung von 16° von der Horizontalen auf und das Deformations-

muster einen überwiegenden Anteil an Kompression. Diese Beobachtungen würden für eine ‚Non-Double-Couple‘-Herdflächenlösung, genauer für eine kombinierte Zug- und Scherverwerfung sprechen. Beide Herdflächenlösungen stehen im Einklang mit den Rissorientierungen in diesem Gebiet. Basierend auf den Analysen scheint die Ableitung der Herdflächenlösung aus multitemporalen Dilatationsratenfeldern ein vielversprechender Ansatz zu sein um den Quellprozess besser eingrenzen zu können. Eine eindeutige Veränderung in diesem Bereich für die UAV-basierten Orthophotos bzw. -mosaike ist trotz der hohen GSD von < 2 cm nicht möglich. Entweder ist die Verschiebung sehr klein, d.h. im Millimeterbereich oder die größten Verschiebungsbeträge ereignen sich in der Tiefe und pausen sich nicht bis zur Oberfläche durch.

Allerdings bleibt noch ungeklärt ob die Slidequakes die in Extensionsbereichen initiiert werden durch den Extensionsaufbau, -abbau oder beides verursacht werden, was allein auf der vorliegenden Datenbasis nicht zweifelsfrei verifiziert werden kann. Tremore treten bevorzugt in den Scherzonen auf. Ob diese durch das Reiben von größeren Gesteinskomponenten auf der Gleitfläche oder durch die verbundene Scherrissöffnung in der Scherzone hervorgerufen werden kann derzeit noch nicht differenziert werden.

Die geodätische Momentenrate ist hilfreich für die Eingrenzung des Auftretens der Seismizität, besonders bei multitemporaler Auflösung. Jedoch sollte kein Spannungsabfall (*stress drop*) bei dem vorliegenden bindigen Lockersediment charakterisiert durch stark variierende Porositäten und Wassergehalte abgeleitet werden, da dazu strenggenommen die Annahme eines elastischen Materials nötig wäre, was hier nicht gegeben wäre. Cannavó *et al.* (2015) bestimmten die Energiebilanz aus der geodätischen Strainrate und der seismischen Energiefreisetzung, welche einen möglichen Parameter für die Vorhersage von seismischem Risiko und von Erdbeben darstellen könnte, an dem Vulkan Ätna. Für die Zukunft wäre es interessant, diese Methode auch an den deutlich geringer dynamischen tonreichen Lockergesteinsrutschungen zu verifizieren.

Der Vergleich mit den in den Bildern und Orthophotomosaiken identifizierten Rissöffnungen sowie sekundären Rutschungen und seismischen Ereignissen ist aufgrund der statistisch geringen Datenanzahl mit Vorsicht zu betrachten. Die exemplarischen Datenbeispiele hinsichtlich der Rissentstehung und -öffnung scheinen darauf hinzudeuten, dass diese eventuell mit Tremoren in Verbindung stehen. Für kleinere beobachtete Abbrüche von sekundären Rutschungen konnte oftmals kein zeitlich passendes seismisches Ereignis gefunden werden. Diese können aber auch in den Daten unsichtbar sein infolge geringer SNR, zu großer Distanz zum nächsten Seismometer, des in der Aufzeichnung abgeschnittenen Frequenzbereichs und der begrenzten Datenvollständigkeit. Im Bereich einer sehr aktiven sekundären Rutschung mit Kronenrissentwicklung, die einmalig im Messbereich und -zeitraum war, konnten viele Slidequakes und Tremore aber auch zwei dispergierende seismische Signale beobachtet werden. Anhand der Beobachtungen ist davon auszugehen, dass besonders die dispergierenden Signale in einem kausalen Zusammenhang mit der aktiven Kronenrissentwicklung oder der Bewegung auf der Gleitfläche stehen.

Wie die verschiedenen Signaltypen, die häufig in Clustern und in einer gewissen Abfolge auftreten, miteinander in Verbindung stehen, kann aufgrund der geringen Datenanzahl bislang noch nicht verifiziert werden. Dazu wären statistisch mehr Beobachtungen notwendig.

8.4 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EMPFEHLUNGEN

Das passive seismische Monitoring zeichnet sich besonders durch die sehr hohe zeitliche Auflösung von geomorphologischen Prozessen, wie etwa der rutschungsinduzierten Seismizität aus. Es ermöglicht die Erfassung von verschiedenen Signaltypen, die die Hangdynamik reflektieren. Bislang gibt es aber bezüglich ihrer Herdprozesse und ob und welcher Signaltyp eventuell für Frühwarnsysteme eingesetzt werden kann noch viele offene Fragen und es bedarf weiterer seismischer Feldmessungen.

Die mit durchschnittlich 2 cm aufgelösten UAV-basierten Luftbilder unterstützen die Prüfung von morphologischen Merkmalen, allerdings ist die Kartierung von Rissentstehung und der Anfangsentwicklung, welche für das Verständnis der rutschungsinduzierten Seismizität der essentielle Parameter wäre, trotz sehr hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung kaum bis sehr schwierig möglich. Mittlerweile sind die UAV-Systeme und die Kameras als auch die Auswertesoftware deutlich weiterentwickelt, so dass höhere Genauigkeit der 3D-Punktwolken erzielt werden können.

Die Ableitung von multitemporalen Strainratenfeldern aus hochauflösenden Geschwindigkeitsfeldern erwies sich als sehr hilfreich für die Identifizierung von Spannungsänderungen, welche als Voraussetzung der rutschungsbegleitenden Seismizität zugrundegelegt werden. Dadurch konnte erstmals festgestellt werden, dass die Slidequakes bevorzugt in Extensionszonen auftreten sowie schematische Herdflächenlösungen abgeleitet werden. Anhand des multidisziplinären Vergleichs fiel auf, dass viele seismische Ereignisse am Anfang eines Grundwasserspiegelanstiegs auftreten, wobei die ersten Ereignisse immer die energiereichsten sind. Generell scheint die Zufuhr von Wasser, welches zur Minderung der Scherfestigkeit und folglich bei Überschreitung eines gewissen Porenwasserdruckgrenzwertes zur Beschleunigung führt, der essentielle Parameter für die Generierung der Seismizität zu sein. Welche Signaltypen mit welchen Quellprozessen genau einhergehen konnte auch mit dieser Kampagne nicht weiter eingegrenzt werden. Allerdings geben die Dilatationsratenfelder Hinweise auf kombinierte Zug- und Scherverwerfungen. Aus diesen Gründen sollte die Strainanalyse künftig ein wichtiger methodischer Bestandteil bei der Untersuchung von rutschungsinduzierter Seismizität sein. Hierzu bedarf es zeitlich hochauflösender, flächendeckender und präziser Verschiebungsmessungen. Diese hochauflösenden Verschiebungsmessungen wären heutzutage mit den neuen TLS-Systemen und GB-INSAR einfacher zu bewerkstelligen. Zeitgleiche Inklinometermessungen um das Deformationsverhalten in die Tiefe zu observieren wären sehr empfehlenswert. Kleinere Laborexperimente, die Deformation und Seismizität überwachen, könnten ebenfalls zum tieferen Verständnis der rutschungsinduzierten Slidequakes und Tremore beitragen.

9 LITERATURVERZEICHNIS

- Abellán, A., Vilaplana, J.M. and Martínez, J.** (2006). Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Núria (Eastern Pyrenees, Spain), *Engineering Geology* **88**(3-4): 136-148, doi: 10.1016/j.enggeo.2006.09.012.
- Acar, M.** (2010). Determination of strain accumulation in landslide areas with GPS measurements, *Scientific Research and Essays* **5**(8): 763-768.
- Akca, D.** (2013). Photogrammetric Monitoring of an Artificially Generated Shallow Landslide, *The Photogrammetric Record* **28**(142): 178-195, doi: 10.1111/phor.12016.
- Albertz, J. and Wiggenghagen, M.** (2009). Taschenbuch zur Photogrammetrie und Fernerkundung: Guide for photogrammetry and remote sensing, 5., völlig neu bearb. und erw. Aufl., Heidelberg: Wichmann. ISBN: 9783879073849.
- Allison, R.J. and Brunsden, D.** (1990). Some mudslide movement patterns, *Earth Surface Processes and Landforms* **15**(4): 297-311, doi: 10.1002/esp.3290150402.
- Amelung, F. and King, G.** (1997). Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature* **386**(6626): 702-705, doi: 10.1038/386702a0.
- Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.-P. and Maquaire, O.** (2007). Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: The Super-Sauze (South-East French Alps) case study, *Bulletin de la Societe Geologique de France* **178**(2): 149-157, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.149.
- Amitrano, D., Grasso, J.R. and Senfaute, G.** (2005). Seismic precursory pattern before a cliff collapse and critical-point phenomena, *Geophysical Research Letters* **32**(8): 1-5.
- Anderson, J.G.** (1979). Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies, *Bulletin of the Seismological Society of America* **69**(1): 135-158.
- Angeli, M.-G., Gasparetto, P., Menotti, R.M., Pasuto, A. and Silvano, S.** (1996). A visco-plastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **29**(3): 233-240, doi: 10.1144/GSL.QJEGH.1996.029.P3.06.
- Anuta, P.** (1970). Spatial Registration of Multispectral and Multitemporal Digital Imagery Using Fast Fourier Transform Techniques, *IEEE Transactions on Geoscience Electronics* **8**(4): 353-368, doi: 10.1109/TGE.1970.271435.
- Arattano, M.** (1999). On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning Systems for Debris Flows, *Natural Hazards* **20**: 197-213.
- Avouac, J.-P., Ayoub, F., Leprince, S., Konca, O. and Helmberger, D.V.** (2006). The 2005, Mw 7.6 Kashmir earthquake: Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis, *Earth and Planetary Science Letters* **249**(3-4): 514-528, doi: 10.1016/j.epsl.2006.06.025.
- Ayoub, F. and Leprince, S.** (2007). User's Guide to COSI-CORR v1.0: Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation.

- Ayoub, F., Leprince, S. and Avouac, J.-P.** (2009). Co-registration and correlation of aerial photographs for ground deformation measurements, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **64**(6): 551-560, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2009.03.005.
- Baig, A. and Urbancic, T.** (2010). Microseismic moment tensors: A path to understanding frac growth, *The Leading Edge*: 320-324.
- Bari, C. de, Lapenna, V., Perrone, A., Puglisi, C. and Sdao, F.** (2011). Digital photogrammetric analysis and electrical resistivity tomography for investigating the Picerno landslide (Basilicata region, southern Italy), *Geomorphology* **133**(1-2): 34-46, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.06.013.
- Bauer, A., Paar, G. and Kaltenböck, A.** (2005). Mass Movement Monitoring Using Terrestrial Laser Scanner for Rock Fall Management, in P. Oosterom, E.M. Fendel and S. Zlatanova, (eds.), *Geo-information for Disaster Management*, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 393-406.
- Bauer, A., Paar, G. and Kaufmann, V.** (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring, in M. Phillips, S.M. Springman and L.U. Arenson, (eds.), *Permafrost: Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*, Lisse: Balkema, pp. 55-60.
- Bäumker, M., Przybilla, H.-J. and Zurhorst, A.** (2013). Enhancements in UAV flight control and sensor orientation, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XL-1/W2**: 33-38, doi: 10.5194/isprsarchives-XL-1-W2-33-2013.
- Baxter, S.C., Kedar, S., Parker, J.W., Webb, F.H., Owen, S.E., Sibthorpe, A. and Dong, D.** (2011). Limitations of strain estimation techniques from discrete deformation observations, *Geophysical Research Letters* **38**(1): L01305, doi: 10.1029/2010GL046028.
- Beard, F.D.** (1961). Predicting slides in cut slopes, *Western Construction* **72**.
- Becker, W. and Gross, D.** (2002). *Mechanik elastischer Körper und Strukturen*, Berlin, Heidelberg, s.l.: Springer Berlin Heidelberg. ISBN: 9783540435112.
- Bendig, J., Bolten, A. and Bareth, G.** (2012). Introducing a low-cost mini-UAV for thermal-and multispectral-imaging, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXIX-B1**: 345-349, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B1-345-2012.
- Benoit, L., Briole, P., Martin, O., Thom, C., Malet, J.-P. and Ulrich, P.** (2015). Monitoring landslide displacements with the Geocube wireless network of low-cost GPS, *Engineering Geology* **195**: 111-121, doi: 10.1016/j.enggeo.2015.05.020.
- Bernardie, S., Desramaut, N., Malet, J.-P., Gourlay, M. and Grandjean, G.** (2015). Prediction of changes in landslide rates induced by rainfall, *Landslides* **12**(3): 481-494, doi: 10.1007/s10346-014-0495-8.
- Berni, J., Zarco-Tejada, P.J., Suarez, L. and Fereres, E.** (2009). Thermal and Narrowband Multispectral Remote Sensing for Vegetation Monitoring From an Unmanned Aerial Vehicle, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **47**(3): 722-738, doi: 10.1109/TGRS.2008.2010457.
- Bertini, T., Cugusi, F., D'Elia, B. and Rossi-Doria, M.** (1986). Lenti movimenti di versante nell'Abruzzo adriatico: caratteri e criteri di stabilizzazione, *Proc. XVI Convegno Nazionale Di Geotecnica, Bologna* **1**: 91-100.
- Besl, P.J. and McKay, H.D.** (1992). A method for registration of 3-D shapes, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* **14**(2): 239-256, doi: 10.1109/34.121791.
- BGS NERC.** British Geological Survey, Natural Environment Research Council: How does BGS classify landslides? http://www.bgs.ac.uk/landslides/How_does_BGS_classify_landslides.html. (accessed 7 November 2017).
- Bird, P. and Carafa, M.M.C.** (2016). Improving deformation models by discounting transient signals in geodetic data: 1. Concept and synthetic examples, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**(7): 5538-5556, doi: 10.1002/2016JB013056.
- Bitelli, G., Dubbini, M. and Zanutta, A.** (2004). Terrestrial laser scanning and digital photogrammetry techniques to monitor landslide bodies, in *Proceedings of the XXth ISPRS Congress (Istanbul)*, pp. 246-251.

- Brauchle, J., Rüther-Kindel, W. and Berger, R.** (2014). MACS-TumbleCam - A Novel Approach for Aerial Oblique Imaging, *Photogrammetrie - Fernerkundung - Geoinformation* **2014**(4): 253-263, doi: 10.1127/1432-8364/2014/0241.
- Brecher, H.H. and Thompson, L.G.** (1993). Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **59**: 1017.
- Brückl, E., Brunner, F.K. and Kraus, K.** (2006). Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data, *Engineering Geology* **88**(3-4): 149-159, doi: 10.1016/j.enggeo.2006.09.004.
- Brückl, E., Brunner, F.K., Lang, E., Mertl, S., Müller, M. and Stary, U.** (2013). The Gradenbach Observatory—monitoring deep-seated gravitational slope deformation by geodetic, hydrological, and seismological methods, *Landslides* **10**(6): 815-829, doi: 10.1007/s10346-013-0417-1.
- Brunner, F.K., Woschitz, H. and Macheiner, K.** (2007). Monitoring of deep-seated mass movements, in The 3rd International Conference on Structural Health Monitoring of Intelligent Infrastructure (Vancouver, British Columbia, Canada, 13-16.10.2007).
- Burg, J.-P.** (2011). Einführung in die Strukturgeologie: Geologisches Institut, ETH Zürich.
- Burtin, A., Bollinger, L., Cattin, R., Vergne, J. and Nábělek, J.L.** (2009). Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise, *Journal of Geophysical Research* **114**(F4), doi: 10.1029/2008JF001198.
- Cadman, J.D. and Goodman, R.E.** (1967). Landslide noise, *Science (New York, N.Y.)* **158**(3805): 1182-1184, doi: 10.1126/science.158.3805.1182.
- Calcaterra, S., Cesi, C., Di Maio, C., Gambino, P., Merli, K., Vallario, M. and Vassallo, R.** (2010). Surface displacements of two landslides evaluated by GPS and inclinometer systems: A case study in Southern Apennines, Italy, *Natural Hazards* **61**(1): 257-266, doi: 10.1007/s11069-010-9633-3.
- Cannavó, F., Arena, A. and Monaco, C.** (2015). Local geodetic and seismic energy balance for shallow earthquake prediction, *Journal of Seismology* **19**(1): 1-8, doi: 10.1007/s10950-014-9446-z.
- Caporali, A.** (2003). Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network - I. Statistical analysis of the time-series of permanent GPS stations, *Geophysical Journal International* **155**: 241-253.
- Caporali, A., Barba, S., Carafa, M.M.C., Devoti, R., Pietrantonio, G. and Riguzzi, F.** (2011). Static stress drop as determined from geodetic strain rates and statistical seismicity, *Journal of Geophysical Research* **116**(B2), doi: 10.1029/2010JB007671.
- Caporali, A., Martin, S. and Massironi, M.** (2003a). Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network - II. Strain rate versus seismicity and structural geology, *Geophysical Journal International* **155**(1): 254-268, doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.02035.x.
- Caporali, A., Martin, S. and Massironi, M.** (2003b). Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network - II. Strain rate versus seismicity and structural geology, *Geophysical Journal International* **155**: 254-268.
- Carafa, M.M.C. and Bird, P.** (2016). Improving deformation models by discounting transient signals in geodetic data: 2. Geodetic data, stress directions, and long-term strain rates in Italy, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**(7): 5557-5575, doi: 10.1002/2016JB013038.
- Cardenal, J., Mata, E., Perez-Garcia, J.L., Delgado, J., Andez, M., Gonzalez, A. and Diaz-de-Teran, J.R.** (2008). Close range digital photogrammetry techniques applied to landslide monitoring, in International Archives of Photogrammetry 2008: XXIst ISPRS Congress Technical Commission VIII, WG VIII/1: Human Settlements and Impact Analysis (Beijing, China, 3-11 July), pp. 235-240.
- Carey, J.** (2011). The Progressive Development and Post-failure Behaviour of Deep-seated Landslide Complexes, Dissertation, Durham University, 2011.
- Carvajal, F., Agüera, F. and Pérez, M.** (2011). Surveying a landslide in a road embankment using unmanned aerial vehicle photogrammetry, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXVIII-1/C22**: 201-206, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-201-2011.

- Casagli, N., Catani, F., Del Ventisette, C. and Luzi, G.** (2010). Monitoring, prediction, and early warning using ground-based radar interferometry, *Landslides* 7(3): 291-301, doi: 10.1007/s10346-010-0215-y.
- Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X. and Shen, Z.-K.** (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR, *Earth and Planetary Science Letters* 275(3-4): 246-257, doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.057.
- Chandler, J., Ashmore, P., Paola, C., Gooch, M. and Varkaris, F.** (2002). Monitoring River-Channel Change Using Terrestrial Oblique Digital Imagery and Automated Digital Photogrammetry, *Annals of the Association of American Geographers* 92(4): 631-644.
- Chou, T.-Y., Yeh, M.-L., Chen, Y.C. and Chen, Y.H.** (2010). Disaster monitoring and management by the unmanned aerial vehicle technology, in ISPRS Technical Commission VII Symposium: 100 Years ISPRS Advancing Remote Sensing Science (Vienna, Austria, 5-7 July), pp. 137-142.
- Cignoni, P., Callieri, M., Corsini, M., Dellepiane, M., Ganovelli, F. and Ranzuglia, G.** (2008). MeshLab: an Open-Source Mesh Processing Tool, *Sixth Eurographics Italian Chapter Conference*: 129-136, doi: 10.2312/LocalChapterEvents/ItalChap/ItalianChapConf2008/129-136.
- Colomina, I. and Molina, P.** (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 92: 79-97, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013.
- Comegna, L., Picarelli, L. and Urciuoli, G.** (2007). The mechanics of mudslides as a cyclic undrained-drained process, *Landslides* 4(3): 217-232, doi: 10.1007/s10346-007-0083-2.
- Cornforth, D.H. (Ed.)** (2005). *Landslides in practice: Investigations, analysis, and remedial/preventive options in soils*, Hoboken, NJ: Wiley. ISBN: 978-0-471-67816-8.
- Cramer, M. and Leinss, B.** (2016). Welche ist am besten? - Anmerkungen zur Auswahl von Kamerasystemen in der UAS-Luftbildphotogrammetrie, in UAV 2016 - Vermessung mit unbemannten Flugsystemen: Beiträge zum 148. DVW-Seminar am 18. und 19. Februar in Bonn; Augsburg: Wißner-Verlag.
- Cruden, D.M. and Varnes, D.J.** (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes, *Transportation research board special report*(247): 36-75.
- D'Agostino, N., Mantenuto, S., D'Anastasio, E., Avallone, A., Barchi, M., Colletini, C., Radicioni, F., Stoppini, A. and Fastellini, G.** (2009). Contemporary crustal extension in the Umbria-Marche Apennines from regional CGPS networks and comparison between geodetic and seismic deformation, *Tectonophysics* 476(1-2): 3-12, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.033.
- Dalamagkidis, K.** (2015). Classification of UAVs, in K.P. Valavanis and G.J. Vachtsevanos, (eds.), *Handbook of Unmanned Aerial Vehicles*, Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 83-91.
- Dalamagkidis, K., Valavanis, K.P. and Piegler, L.A.** (2011). On integrating unmanned aircraft systems into the national airspace system: issues, challenges, operational restrictions, certification, and recommendations, Vol. 54: Springer Science & Business Media. ISBN: 9400724799.
- Dalban Canassy, P., Walter, F., Husen, S., Maurer, H., Faillettaz, J. and Farinotti, D.** (2013). Investigating the dynamics of an Alpine glacier using probabilistic icequake locations: Triftgletscher, Switzerland, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118(4): 2003-2018, doi: 10.1002/jgrf.20097.
- Dandois, J.P. and Ellis, E.C.** (2010). Remote Sensing of Vegetation Structure Using Computer Vision, *Remote Sensing* 2(4): 1157-1176, doi: 10.3390/rs2041157.
- Debella-Gilo, M. and Käab, A.** (2012). Measurement of Surface Displacement and Deformation of Mass Movements Using Least Squares Matching of Repeat High Resolution Satellite and Aerial Images, *Remote Sensing* 4(12): 43-67, doi: 10.3390/rs4010043.
- Debieche, T.-H., Bogaard, T.A., Marc, V., Emblanch, C., Krzeminska, D.M. and Malet, J.-P.** (2012). Hydrological and hydrochemical processes observed during a large-scale infiltration experiment at the Super-Sauze mudslide (France), *Hydrological Processes* 26(14): 2157-2170, doi: 10.1002/hyp.7843.
- Delacourt, C., Allemand, P., Berthier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C. and Varel, E.** (2007). Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: A review, *Bulletin de la Société géologique de France* 178(2): 89-100, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.89.

- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B. and Vadon, H.** (2004). Velocity field of the “La Clapière” landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images, *Geophysical Research Letters* **31**(15), doi: 10.1029/2004GL020193.
- Deparis, J., Jongmans, D., Cotton, F., Baillet, L., Thouvenot, F. and Hantz, D.** (2008). Analysis of Rock-Fall and Rock-Fall Avalanche Seismograms in the French Alps, *Bulletin of the Seismological Society of America* **98**(4): 1781-1796, doi: 10.1785/0120070082.
- Dermanis, A. and Livieratos, E.** (1983). Applications of deformation analysis in geodesy and geodynamics, *Reviews of Geophysics* **21**(1): 41, doi: 10.1029/RG021i001p00041.
- Di Maio, C., Vassallo, R. and Vallario, M.** (2013a). Plastic and viscous shear displacements of a deep and very slow landslide in stiff clay formation, *Engineering Geology* **162**: 53-66, doi: 10.1016/j.enggeo.2013.05.003.
- Di Maio, C., Vassallo, R., Vallario, M., Calcaterra, S. and Gambino, P.** (2013b). Surface and Deep Displacements Evaluated by GPS and Inclinometers in a Clayey Slope, in C. Margottini, P. Canuti and K. Sassa, (eds.), *Landslide Science and Practice*, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 265-271.
- Díaz, J., Ruíz, M., Crescentini, L., Amoroso, A. and Gallart, J.** (2014). Seismic monitoring of an Alpine mountain river, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**(4): 3276-3289, doi: 10.1002/2014JB010955.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. and Ibsen, M.-L.** (1997). Landslide recognition: identification, movement, and causes, *Report / European Commission Environment Programme*, Vol. 1, Reprinted., Chichester: JohnWiley & Sons; Wiley. ISBN: 0471964778.
- Dikau, R. and Glade, T.** (2002). Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen.
- Dikau, R., Stötter, J., Wellmer, F.W. and Dehn, M.** (2001). Massenbewegungen, in E.J. Plate and B. Merz, (eds.), *Naturkatastrophen: Ursachen - Auswirkungen - Vorsorge ; mit 51 Abbildungen und 31 Tabellen*, Stuttgart: Schweizerbart, pp. 115-138.
- Dille, M., Chen, R.S., Deichmann, U., Lerner-Lam, A.L., Arnold, M., Agwe, J., Buys, P., Kjekstad, O., Lyon, B. and Yetman, G.** (2007). Natural disaster hotspots: A global risk analysis, *Disaster risk management series*, Vol. 5, 3., Washington D.C.: World Bank. ISBN: 0-8213-5931-2.
- Dixon, N., Meldrum, P., Smith, A., Haslam, E., Spriggs, M. and Ridley, A.** (2015). Stability monitoring of a rail slope using acoustic emission, *Proceedings of the ICE - Geotechnical Engineering* **168**(5): 373-384, doi: 10.1680/geng.14.00152.
- Dixon, N. and Spriggs, M.** (2007). Quantification of slope displacement rates using acoustic emission monitoring, *Canadian Geotechnical Journal* **44**(8): 966-976, doi: 10.1139/T07-046.
- Dodel, H. and Häupler, D.** (2010a). Bahnen für die Satellitennavigation, in H. Dodel and D. Häupler, (eds.), *Satellitennavigation*, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 79-112.
- Dodel, H. and Häupler, D. (Eds.)** (2010b). Satellitennavigation, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-540-79443-1.
- Dogan, U., Oz, D. and Ergintav, S.** (2013). Kinematics of landslide estimated by repeated GPS measurements in the Avcilar region of Istanbul, Turkey, *Studia Geophysica et Geodaetica* **57**(2): 217-232, doi: 10.1007/s11200-012-1147-x.
- d'Oleire-Oltmanns, S., Marzolf, I., Peter, K. and Ries, J.** (2012). Unmanned Aerial Vehicle (UAV) for Monitoring Soil Erosion in Morocco, *Remote Sensing* **4**(12): 3390-3416, doi: 10.3390/rs4113390.
- Drobniewski, P.G.** (2005). Integration geodätischer und geotechnischer Beobachtungen und Strukturinformationen für eine 3D-Strainanalyse, Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau, Technischen Universität Bergakademie Freiberg, 2005.
- Dunford, R., Michel, K., Gagnage, M., Piégay, H. and Trémelo, M.-L.** (2009). Potential and constraints of Unmanned Aerial Vehicle technology for the characterization of Mediterranean riparian forest, *International Journal of Remote Sensing* **30**(19): 4915-4935, doi: 10.1080/01431160903023025.
- Eberhardt, E., Spillmann, T., Maurer, H., Willenberg, H., Loew, S. and Stead, D.** (2004). The Randa Rockslide Laboratory: Establishing brittle and ductile instability mechanisms using numerical modelling and microseismicity, *9th International Symposium of Landslides*, Rio de Janeiro, A. A. Balkema, Leiden: 481-487.

- Edrich, M.** (2006). Ultra-lightweight synthetic aperture radar based on a 35 GHz FMCW sensor concept and online raw data transmission, *IEEE Proceedings - Radar, Sonar and Navigation* **153**(2): 129, doi: 10.1049/ip-rsn:20045080.
- Edwards, S.J., Clarke, P.J., Penna, N.T. and Goebell, S.** (2010). An Examination of Network RTK GPS Services in Great Britain, *Survey Review* **42**(316): 107-121, doi: 10.1179/003962610X12572516251529.
- Eisenbeiß, H.** (2009). UAV photogrammetry: ETH Zurich, Switzerland. ISBN: 3906467864.
- Eisenbeiss, H., Lambers, K., Sauerbier, M. and Li, Z.** (2005). Photogrammetric documentation of an archaeological site (Palpa, Peru) using an autonomous model helicopter, in Proceedings of the XX. International Symposium CIPA 2005; Turin: CIPA, pp. 238-243.
- Ekström, G. and England, P.** (1989). Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **94**(B8): 10231-10257, doi: 10.1029/JB094iB08p10231.
- ENVI**, Boulder, Colorado, United States: Harris Geospatial Solutions. <http://www.harrisgeospatial.com/SoftwareTechnology/ENVI.aspx> (accessed 29 November 2017).
- Essen, H., Johannes, W., Stanko, S., Sommer, R., Wahlen, A. and Wilcke, J.** (2012). High resolution W-band UAV SAR, in IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012: 22 - 27 July 2012, Munich, Germany ; proceedings (Munich, Germany); Piscataway, NJ: IEEE, pp. 5033-5036.
- Europäische Kommission** (2017). Galileo. https://ec.europa.eu/growth/sectors/space/galileo_de. (accessed 7 November 2017).
- Everaerts, J.** (2009). NEWPLATFORMS—Unconventional Platforms (Unmanned Aircraft Systems) for Remote Sensing, *Official Publication*(56).
- Faillietaz, J., Funk, M. and Vincent, C.** (2015). Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives, *Reviews of Geophysics* **53**(2): 203-224, doi: 10.1002/2014RG000466.
- Feigl, K.L., Agnew, D.C., Bock, Y., Dong, D., Donnellan, A., Hager, B.H., Herring, T.A., Jackson, D.D., Jordan, T.H., King, R.W., Larsen, S., Larson, K.M., Murray, M.H., Shen, Z. and Webb, F.H.** (1993). Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **98**(B12): 21677-21712, doi: 10.1029/93JB02405.
- Fernandez Diaz, J.C., Carter, W.E., Shrestha, R.L. and Glennie, C.L.** (2013). Lidar Remote Sensing, in J.N. Pelton, S. Madry and S. Camacho-Lara, (eds.), *Handbook of Satellite Applications*, New York, NY: Springer, pp. 757-808.
- Fialko, Y.** (2006). Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system, *Nature* **441**(7096): 968-971, doi: 10.1038/nature04797.
- Finsterwalder, R.** (1968). Photogrammetrie: Walter de Gruyter. ISBN: 3111706621.
- Fischler, M.A. and Bolles, R.C.** (1981). Random sample consensus: A paradigm for model fitting with applications to image analysis and automated cartography, *Communications of the ACM* **24**(6): 381-395, doi: 10.1145/358669.358692.
- Flageollet, J.-C.** (1989). Les mouvements de terrain et leur prévention, Vol. 41: Masson.
- Flageollet, J.-C., Malet, J.-P. and Maquaire, O.** (2000). The 3D structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* **25**(9): 785-791.
- Fleming, R.W. and Baum, R.L.** (1999). Map and Description of the Active Part of the Slumgullion Landslide, Hinsdale County, Colorado, U.S. Geological Survey Pamphlet to accompany GEOLOGIC INVESTIGATIONS SERIES MAP I-2672.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L. and Carbonneau, P.E.** (2013). Topographic structure from motion: A new development in photogrammetric measurement, *Earth Surface Processes and Landforms* **38**(4): 421-430, doi: 10.1002/esp.3366.
- Fossen, H.** (2016). Structural geology, Second edition, Cambridge: Cambridge University Press. ISBN: 9781107057647.

- Foulger, G.R. and Julian, B.R.** (2015). Non-Double-Couple Earthquakes, in M. Beer, I.A. Kougioumtzoglou, E. Patelli and I.S.-K. Au, (eds.), *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 1-31.
- Fujiwara, T., Ishibashi, A. and Monma, K.** (1999). Application of acoustic emission method to Shirasu slope monitoring, in Proceedings of international symposium on slope stability engineering (Matsuyama).
- Furukawa, Y. and Ponce, J.** (2007). Accurate, Dense, and Robust Multi-View Stereopsis, in *IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, 2007: CVPR'07 ; Minneapolis, MN, 17 - 22 June 2007 ; [proceedings]*, Los Alamitos, Calif.: IEEE Computer Society, pp. 1-8.
- Furukawa, Y. and Ponce, J.** (2010). Accurate, dense, and robust multiview stereopsis, *IEEE transactions on pattern analysis and machine intelligence* **32**(8): 1362-1376, doi: 10.1109/TPAMI.2009.161.
- Gance, J., Grandjean, G., Samyn, K. and Malet, J.-P.** (2012). Quasi-Newton inversion of seismic first arrivals using source finite bandwidth assumption: Application to subsurface characterization of landslides, *Journal of Applied Geophysics* **87**: 94-106, doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.09.008.
- Gance, J., Malet, J.-P., Supper, R., Sailhac, P., Ottowitz, D. and Jochum, B.** (2016). Permanent electrical resistivity measurements for monitoring water circulation in clayey landslides, *Journal of Applied Geophysics* **126**: 98-115, doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.01.011.
- GEOSYM** (2017). Geophysikalische Messsysteme. <http://www.geosym.de>. (accessed 23 December 2017).
- Glade, T.** (2007). Formbildung durch gravitative Massenbewegungen, in H. Gebhardt, (ed.), *Geographie: Physische Geographie und Humangeographie*, [Nachdr.], Heidelberg: Spektrum Akad. Verl.
- Gomberg, J., Bodin, P., Savage, W. and Jackson, M.E.** (1995). Landslide faults and tectonic faults, analogs?: The Slumgullion earthflow, Colorado, *Geology* **23**(1): 41, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0041:LFATFA>2.3.CO;2.
- Gomberg, J., Schulz, W., Bodin, P. and Kean, J.** (2011). Seismic and geodetic signatures of fault slip at the Slumgullion Landslide Natural Laboratory, *Journal of Geophysical Research* **116**: B9404, doi: 10.1029/2011JB008304.
- Govi, M., Maraga, F. and Moia, F.** (1993). Seismic detectors for continuous bed load monitoring in a gravel stream, *Hydrological Sciences Journal* **38**(2): 123-132, doi: 10.1080/02626669309492650.
- Grandjean, G., Bitri, A. and Krzeminska, D.M.** (2012). Characterisation of a landslide fissure pattern by integrating seismic azimuth tomography and geotechnical testing, *Hydrological Processes* **26**(14): 2120-2127, doi: 10.1002/hyp.7993.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A. and Meric, O.** (2006a). Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides, *Bulletin de la Societe Geologique de France* **178**(2): 127-136, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.127.
- Grandjean, G., Pennetier, C., Bitri, A., Meric, O. and Malet, J.-P.** (2006b). Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique: L'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France), *Comptes Rendus Geoscience* **338**(9): 587-595, doi: 10.1016/j.crte.2006.03.013.
- Greiwe, A. and Gehrke, R.** (2013a). Foveon Chip oder Bayer Pattern-geeignete Sensoren zur Aerophotogrammetrie mit AUS, in T. Luhmann and C. Müller, (eds.), *Photogrammetrie, Laserscanning, optische 3D-Messtechnik: Beiträge der Oldenburger 3D-Tage 2013*, Berlin: Wichmann VDE-Verlag, pp. 334-343.
- Greiwe, A. and Gehrke, R.** (2013b). Kameras zur 3D-Modellierung mit UAS, in J. Strobl, T. Blaschke, G. Griesebner and B. Zagel, (eds.), *Angewandte Geoinformatik 2013: Beiträge zum 25. AGIT-Symposium Salzburg*, Berlin: Wichmann, pp. 41-46.
- Grenzdörffer, G.J. and Niemeyer, F.** (2011). UAV based BRDF-measurements of agricultural surfaces with PFIFFikus, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXVIII-1/C22*: 229-234, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-229-2011.
- Griffiths, J.S. and Whitworth, M.** (2012). Engineering geomorphology of landslides, in J.J. Clague and D. Stead, (eds.), *Landslides*, Cambridge: Cambridge University Press, pp. 172-186.

- Gromek, D., Samczynski, P., Kulpa, K., Cruz, G.C.S., Oliveira, T.M.M., Felix, L.F.S., Goncalves, P.A.V., Silva, C.M.B.P., Santos, A.L.C. and Morgado, J.A.P.** (2016). C-band SAR radar trials using UAV platform: Experimental results of SAR system integration on a UAV carrier, in 2016 17th International Radar Symposium (IRS) (Krakow, Poland, 10-12 May), pp. 1-5.
- Günther, T. and Rücker, C.** (2015). Boundless Electrical Resistivity Tomography BERT 2-the user tutorial.
- Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M. and Chang, K.-T.** (2012). Landslide inventory maps: New tools for an old problem, *Earth-Science Reviews* **112**(1-2): 42-66, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001.
- Haala, N., Cramer, M. and Rothermel, M.** (2013). Quality of 3D point clouds from highly overlapping UAV imagery, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XL-1/W2**: 183-188, doi: 10.5194/isprsarchives-XL-1-W2-183-2013.
- Haberler-Weber, M.** (2005). Analysis and interpretation of geodetic landslide monitoring data based on fuzzy systems, *Natural Hazards and Earth System Sciences* **5**(5): 755-760, doi: 10.5194/nhess-5-755-2005.
- Hackl, M., Malservisi, R. and Wdowinski, S.** (2009). Strain rate patterns from dense GPS networks, *Natural Hazards and Earth System Science* **9**(4): 1177-1187, doi: 10.5194/nhess-9-1177-2009.
- Hambrey, M.J.** (1977). Foliation, minor folds and strain in glacier ice, *Tectonophysics* **39**(1-3): 397-416, doi: 10.1016/0040-1951(77)90106-8.
- Hammer, C., Ohrnberger, M. and Schlindwein, V.** (2015). Pattern of cryospheric seismic events observed at Ekström Ice Shelf, Antarctica, *Geophysical Research Letters* **42**(10): 3936-3943, doi: 10.1002/2015GL064029.
- Hammond, W.C., Kreemer, C., Blewitt, G. and Plag, H.-P.** (2010). Effect of viscoelastic postseismic relaxation on estimates of interseismic crustal strain accumulation at Yucca Mountain, Nevada, *Geophysical Research Letters* **37**(6): n/a-n/a, doi: 10.1029/2010GL042795.
- Hancock, G. and Willgoose, G.** (2001). The production of digital elevation models for experimental model landscapes, *Earth Surface Processes and Landforms* **26**(5): 475-490, doi: 10.1002/esp.187.
- Haneberg, W.C.** (2008). Using close range terrestrial digital photogrammetry for 3-D rock slope modeling and discontinuity mapping in the United States, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **67**(4): 457-469, doi: 10.1007/s10064-008-0157-y.
- Haque, U., Blum, P., da Silva, P.F., Andersen, P., Pilz, J., Chalov, S.R., Malet, J.-P., Auflič, M.J., Andres, N., Poyiadji, E., Lamas, P.C., Zhang, W., Peshevski, I., Pétursson, H.G., Kurt, T., Dobrev, N., García-Davalillo, J.C., Halkia, M., Ferri, S., Gaprindashvili, G., Engström, J. and Keellings, D.** (2016). Fatal landslides in Europe, *Landslides* **13**(6): 1545-1554, doi: 10.1007/s10346-016-0689-3.
- Hartmann, W., Tilch, S., Eisenbeiss, H. and Schindler, K.** (2012). Determination of the UAV position by automatic processing of thermal images, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXIX-B6**: 111-116, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B6-111-2012.
- Harwin, S. and Lucieer, A.** (2012). Assessing the Accuracy of Georeferenced Point Clouds Produced via Multi-View Stereopsis from Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Imagery, *Remote Sensing* **4**(12): 1573-1599, doi: 10.3390/rs4061573.
- Helmstetter, A., Garambois, S., Helmstetter, A. and Garambois, S.** (2010). Seismic monitoring of Séchilienne Rockslide (French Alps): analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls: Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **115**: F03016, doi: 10.1029/2009JF001532.
- Heritage, G.L., Fuller, I.C., Charlton, M.E., Brewer, P.A. and Passmore, D.P.** (1998). CDW photogrammetry of low relief fluvial features: Accuracy and implications for reach-scale sediment budgeting, *Earth Surface Processes and Landforms* **23**(13): 1219-1233, doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199812)23:13<1219:AID-ESP927>3.0.CO;2-R.
- Herwitz, S., Johnson, L., Dunagan, S., Higgins, R., Sullivan, D., Zheng, J., Lobitz, B., Leung, J., Gallmeyer, B., Aoyagi, M., Slye, R. and Brass, J.** (2004). Imaging from an unmanned aerial vehicle:

- Agricultural surveillance and decision support, *Computers and Electronics in Agriculture* **44**(1): 49-61, doi: 10.1016/j.compag.2004.02.006.
- Hindayar, J.N., Dasarwar, P., Srivastava, S.P., Thrideep Kumar, N., Mohan, M. and Som, S.K.** (2016). Dynamicity of the Himalayan landslide - A tectono-geotechnical appraisal of the 13th mile landslide, Sikkim, *Journal of the Geological Society of India* **88**(2): 197-205, doi: 10.1007/s12594-016-0478-6.
- Ho, Y.-c.** (2013). Analysis of surface strains and velocities at the Pos Selim landslide, Master Thesis, Hong Kong University of Science and Technology, Hong Kong, 2013.
- Hodson, A., Anesio, A.M., Ng, F., Watson, R., Quirk, J., Irvine-Fynn, T., Dye, A., Clark, C., McCloy, P., Kohler, J. and Sattler, B.** (2007). A glacier respire: Quantifying the distribution and respiration CO₂ flux of cryoconite across an entire Arctic supraglacial ecosystem, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **112**(G4), doi: 10.1029/2007JG000452.
- Hudleston, P.J.** (2015). Structures and fabrics in glacial ice: A review, *Journal of Structural Geology* **81**: 1-27, doi: 10.1016/j.jsg.2015.09.003.
- Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L.** (2014). The Varnes classification of landslide types, an update, *Landslides* **11**(2): 167-194, doi: 10.1007/s10346-013-0436-y.
- Hunstad, I., Selvaggi, G., D'Agostino, N., England, P., Clarke, P. and Pierozzi, M.** (2003). Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001, *Geophysical Research Letters* **30**(4), doi: 10.1029/2002GL016447.
- Hunt, J., Hively, W.D., Fujikawa, S.J., Linden, D.S., Daughtry, C.S.T. and McCarty, G.W.** (2010). Acquisition of NIR-Green-Blue Digital Photographs from Unmanned Aircraft for Crop Monitoring, *Remote Sensing* **2**(1): 290-305, doi: 10.3390/rs2010290.
- Immerzeel, W.W., Kraaijenbrink, P., Shea, J.M., Shrestha, A.B., Pellicciotti, F., Bierkens, M. and Jong, S.M. de** (2014). High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles, *Remote Sensing of Environment* **150**: 93-103, doi: 10.1016/j.rse.2014.04.025.
- Ingensand, H.** (2006). Metrological aspects in terrestrial laser-scanning technology, in *Proceedings of the 3rd IAG/12th FIG symposium, Baden, Austria.*, Vol. 2224.
- InnovMetric Software Inc.** (2017). PolyWorks. <https://www.innovmetric.com>. (accessed 23 December 2017).
- Iverson, R.M.** (2005). Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback, *Journal of Geophysical Research* **110**(F2), doi: 10.1029/2004JF000268.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., Iverson, N.R., LaHusen, R.G., Logan, M., Mann, J.E. and Brien, D.L.** (2000). Acute Sensitivity of Landslide Rates to Initial Soil Porosity, *Science* **290**(5491): 513-516, doi: 10.1126/science.290.5491.513.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R. and Pedrazzini, A.** (2010). Use of LIDAR in landslide investigations: A review, *Natural Hazards* **61**(1): 5-28, doi: 10.1007/s11069-010-9634-2.
- Jackson, J., Haines, J. and Holt, W.** (1994). A comparison of satellite laser ranging and seismicity data in the Aegean Region, *Geophysical Research Letters* **21**(25): 2849-2852, doi: 10.1029/94GL02734.
- Jackson, J. and McKenzie, D.** (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal* **93**: 45-73.
- James, M.R. and Robson, S.** (2012). Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **117**: F03017, doi: 10.1029/2011JF002289.
- James, M.R., Robson, S., d'Oleire-Oltmanns, S. and Niethammer, U.** (2017). Optimising UAV topographic surveys processed with structure-from-motion: Ground control quality, quantity and bundle adjustment, *Geomorphology* **280**: 51-66, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.11.021.
- Janssen, V. and Haasdyk, J.** (2011). Assessment of network RTK performance using CORSnet-NSW, in *International Global Navigation Satellite Systems Society IGNSS Symposium 2011, University of New South Wales, Sydney, NSW, Australia.*

- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. and Kahle, H.-G.** (2004). Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean, *Geophysical Journal International* **157**(3): 1331-1347, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02261.x.
- Jin, S. and Park, P.-H.** (2006). Strain accumulation in South Korea inferred from GPS measurements, *Earth, Planets and Space* **58**(5): 529-534, doi: 10.1186/BF03351950.
- Joswig, M.** (2008). Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. special topic, Leveraging Technology, *First Break* **26**: 117-124.
- Joyce, K.E., Belliss, S.E., Samsonov, S.V., McNeill, S.J. and Glassey, P.J.** (2009). A review of the status of satellite remote sensing and image processing techniques for mapping natural hazards and disasters, *Progress in Physical Geography* **33**(2): 183-207, doi: 10.1177/0309133309339563.
- Jurich, D.M. and Miller, R.J.** (1987). Acoustic Monitoring of Landslides, in E.W. Kaplan, (ed.), *Geotechnology, Transportation research record*, Washington, DC: Transportation Research Board National Research Council, pp. 30-38.
- Kääb, A.** (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: Examples using digital aerial imagery and ASTER data, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **57**(1-2): 39-52, doi: 10.1016/S0924-2716(02)00114-4.
- Kaufmann, V.** (2012). The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äusseres Hochebenkar rock glacier (Austria), *Austrian Journal of Earth Sciences* **105**(2): 63-77.
- Kelcey, J. and Lucieer, A.** (2012). Sensor correction and radiometric calibration of a 6-band multispectral imaging sensor for UAV remote sensing, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXIX-B1**: 393-398, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B1-393-2012.
- Kersten, T., Lindstaedt, M., Mechelke, K. and Zobel, K.** (2012). Automatische 3D-Objektrekonstruktion aus unstrukturierten digitalen Bilddaten für Anwendungen in Architektur, Denkmalpflege und Archäologie, *ublikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation eV* **21**(32): 137-148.
- Kersten, T.P.** (2016). Auf Knopfdruck - Auswertung und Resultate UAV-gestützter Bildflugdaten, in UAV 2016 - Vermessung mit unbemannten Flugsystemen: Beiträge zum 148. DVW-Seminar am 18. und 19. Februar in Bonn; Augsburg: Wißner-Verlag, pp. 135-158.
- Kienzler, R. and Schröder, R.** (2009). Einführung in die Höhere Festigkeitslehre, *Springer-Lehrbuch*, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 9783540893257.
- Kim, A. and Dreger, D.S.** (2008). Rupture process of the 2004 Parkfield earthquake from near-fault seismic waveform and geodetic records, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **113**(B7), doi: 10.1029/2007JB005115.
- Kirby, R.P.** (1991). Measurement of surface roughness in desert terrain by close range photogrammetry, *The Photogrammetric Record* **13**(78): 855-875, doi: 10.1111/j.1477-9730.1991.tb00753.x.
- Klose, M., Maurischat, P. and Damm, B.** (2016). Landslide impacts in Germany: A historical and socioeconomic perspective, *Landslides* **13**(1): 183-199, doi: 10.1007/s10346-015-0643-9.
- Koerner, R.M. and Lord, A.** (1974). Acoustic Emissions in Stressed Soil Samples, *J. Acoust. Sec. Am.* **56**(6).
- Koerner, R.M., McCabe, W.M. and Lord, A.E.** (1977). Acoustic emission behavior of cohesive soils, *Journal of the Geotechnical Engineering Division* **103**(8): 837-850.
- Koerner, R.M., McCabe, W.M. and Lord, A.E.** (1981). Acoustic Emission Behavior and Monitoring of Soils, in V.P. Drnevich and R.S. Gray, (eds.), *Acoustic emissions in geotechnical engineering practice*, Vol. 750, 93-141.
- Köhler, H.-J. and Montenegro, H.** (2005). Investigations regarding soils below phreatic surface as unsaturated porous media, in T. Schanz, (ed.), *Unsaturated Soils: Numerical and Theoretical Approaches: Proceedings of the International Conference From Experimental Evidence towards Numerical Modeling of Unsaturated Soils, Weimar, Germany, September 18-19, 2003, Springer Proceedings in Physics*, Vol. 94, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 139-157.
- Köhler, H.-J. and Schulze, R.** (2000). Landslide triggering induced by barometric pressure changes, in Proc. GeoEng2000 (Melbourne).

- Kohoutek, T.K. and Eisenbeiss, H.** (2012). Processing of UAV based range imaging data to generate detailed elevation models of complex natural structures, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXIX-B1**: 405-410, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B1-405-2012.
- Kostrov** (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, *Physics of the Solid Earth* **1**: 13-21.
- Kostrzewa, J., Meyer, W.H., Laband, S., Terre, W.A., Petrovich, P., Swanson, K., Sundra, C., Sener, W. and Wilmott, J.** (2003). Infrared microsensor payload for miniature unmanned aerial vehicles, in *AeroSense 2003* (Orlando, FL, Monday 21 April 2003): SPIE, pp. 265-274.
- Kraft, T., Geßner, M., Meißner, H., Przybilla, H.-J. and Gerke, M.** (2016). Vorstellung eines photogrammetrischen Kamerasystems für UAV's mit hochgenauer GNSS/INS Information für standardisierte Verarbeitungsverfahren, *15. Oldenburger 3D-Tage, optische 3D-Messtechnik – Photogrammetrie - Laserscanning*.
- Kraus, K.** (2004). Photogrammetrie: Geometrische Informationen aus Photographien und Laserscanner-aufnahmen, *De Gruyter Lehrbuch*, Vol. 1, 7.th ed., Tübingen: DE GRUYTER. ISBN: 3110177080.
- Kreemer, C., Holt, W.E., Goes, S. and Govers, R.** (2000). Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **105**(B1): 663-680, doi: 10.1029/1999JB900356.
- Kreemer, C., Holt, W.E. and Haines, A.J.** (2002). The global moment rate distribution within plate boundary zones, in S. Stein and J.T. Freymueller, (eds.), *Plate boundary zones, Geodynamics series*, Washington, DC: American Geophysical Union, pp. 173-190.
- Krosley, L., Oerter, E. and Ortiz, T.** (2006). Digital ground-based photogrammetry for measuring discontinuity orientations in steep rock exposures, *Proceedings of the 41st U.S. Symposium of Rock Mechanics*, Golden, Colorado: 1-13.
- Krzeminska, D.M.** (2012). The influence of fissures on landslide hydrology, Dissertation, Technische Universiteit Delft, 2012.
- Krzeminska, D.M., Bogaard, T.A., Debieche, T.-H., Cervi, F., Marc, V. and Malet, J.-P.** (2014). Field investigation of preferential fissure flow paths with hydrochemical analysis of small-scale sprinkling experiments, *Earth Surface Dynamics* **2**(1): 181-195, doi: 10.5194/esurf-2-181-2014.
- Krzeminska, D.M., Bogaard, T.A., Malet, J.-P. and van Beek, L. P. H.** (2013). A model of hydrological and mechanical feedbacks of preferential fissure flow in a slow-moving landslide, *Hydrology and Earth System Sciences* **17**(3): 947-959, doi: 10.5194/hess-17-947-2013.
- Krzeminska, D.M., Steele-Dunne, S.C., Bogaard, T.A., Rutten, M.M., Sailhac, P. and Geraud, Y.** (2012). High-resolution temperature observations to monitor soil thermal properties as a proxy for soil moisture condition in clay-shale landslide, *Hydrological Processes* **26**(14): 2143-2156, doi: 10.1002/hyp.7980.
- Kumsar, H., Aydan, Ö., Tano, H., Çelik, S.B. and Ulusay, R.** (2016). An Integrated Geomechanical Investigation, Multi-Parameter Monitoring and Analyses of Babadağ-Gündoğdu Creep-like Landslide, *Rock Mechanics and Rock Engineering* **49**(6): 2277-2299, doi: 10.1007/s00603-015-0826-7.
- Kuna, M.** (2010). Numerische Beanspruchungsanalyse von Rissen: Finite Elemente in der Bruchmechanik: Vieweg+Teubner Verlag. ISBN: 9783834810069.
- Lacasse, S. and Nadim, F.** (2009). Landslide risk assessment and mitigation strategy, in K. Sassa and P. Canuti, (eds.), *Landslides - Disaster Risk Reduction*: Springer Berlin Heidelberg, pp. 31-61.
- Laliberte, A.** (2009). Unmanned aerial vehicle-based remote sensing for rangeland assessment, monitoring, and management, *Journal of Applied Remote Sensing* **3**(1): 33542, doi: 10.1117/1.3216822.
- Lambers, K., Eisenbeiss, H., Sauerbier, M., Kupferschmidt, D., Gaisecker, T., Sotoodeh, S. and Hanusch, T.** (2007). Combining photogrammetry and laser scanning for the recording and modelling of the Late Intermediate Period site of Pinchango Alto, Palpa, Peru, *Journal of Archaeological Science* **34**(10): 1702-1712, doi: 10.1016/j.jas.2006.12.008.
- Lane, S.N., Richards, K.S. and Chandler, J.H.** (1994). Developments in monitoring and modelling small-scale river bed topography, *Earth Surface Processes and Landforms* **19**(4): 349-368, doi: 10.1002/esp.3290190406.

- Lang, H.-J., Huder, J., Amann, P. and Puzrin, A.M.** (2011). *Bodenmechanik und Grundbau*, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-642-14686-2.
- Lange, N.d.** (2002). *Geoinformatik in Theorie und Praxis: Mit 59 Tabellen*, Berlin u.a.: Springer. ISBN: 3-540-43286-8.
- Leica Geosystems** (2016). Handbuch. <http://www.leica-geosystems.co.uk> (accessed 11 August 2016).
- Lelong, C.C.D.** (2008). Assessment of Unmanned Aerial Vehicles Imagery for Quantitative Monitoring of Wheat Crop in Small Plots, *Sensors* **8**(5): 3557-3585, doi: 10.3390/s8053557.
- Leprettre, B., Martin, N., Glangeaud, F. and Navarre, J.-P.** (1998). Three-Component Signal Recognition Using Time, Frequency-Time, and Polarization Information - Application to Seismic Detection of Avalanches, *IEEE Transactions on Signal Processing* **46**(1): 83-102.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F. and Avouac, J.-P.** (2007). Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **45**(6): 1529-1558, doi: 10.1109/TGRS.2006.888937.
- Leva, D., Nico, G., Tarchi, D., Fortuny-Guasch, J. and Sieber, A.J.** (2003). Temporal analysis of a landslide by means of a ground-based SAR interferometer, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **41**(4): 745-752, doi: 10.1109/TGRS.2003.808902.
- Levy, C., Jongmans, D. and Baillet, L.** (2011). Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps), *Geophysical Journal International* **186**(1): 296-310, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05046.x.
- Lin, J., Tao, H., Wang, Y. and Huang, Z.** (2010). Practical application of unmanned aerial vehicles for mountain hazards survey, in 2010 18th International Conference on Geoinformatics (Beijing, China), pp. 1-5.
- Lin, Y., Hyypä, J. and Jaakkola, A.** (2011). Mini-UAV-Borne LIDAR for Fine-Scale Mapping, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* **8**(3): 426-430, doi: 10.1109/LGRS.2010.2079913.
- Lindenmaier, F., Zehe, E., Dittfurth, A. and Ihringer, J.** (2005). Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps, *Hydrological Processes* **19**(8): 1635-1651.
- Lindner, G., Schraml, K., Mansberger, R. and Hübl, J.** (2016). UAV monitoring and documentation of a large landslide, *Applied Geomatics* **8**(1): 1-11, doi: 10.1007/s12518-015-0165-0.
- Lingua, A., Piatti, D. and Rinaudo, F.** (2008). Remote monitoring of a landslide using an integration of GB-INSAR and LIDAR techniques, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **37**: 133-139.
- Liu, C., Li, W., Lei, W., Liu, L. and Wu, H.** (2012). Architecture planning and geo-disasters assessment mapping of landslide by using airborne lidar data and UAV images, in International Symposium on Lidar and Radar Mapping Technologies (Nanjing, China, Thursday 26 May 2011): SPIE, 82861Q.
- Löffler, E., Honecker, U. and Stabel, E.** (2005). *Geographie und Fernerkundung: Eine Einführung in die geographische Interpretation von Luftbildern und modernen Fernerkundungsdaten ; mit 9 Tabellen*, *Studienbücher der Geographie*, 3., neubearb. und erw. Aufl., Berlin u.a.: Borntraeger. ISBN: 3-443-07140-6.
- Lourakis, M. and Argyros, A.** (2004). The design and implementation of a generic sparse bundle adjustment software package based on the levenberg-marquardt algorithm.
- Lowe, D.G.** (2004). Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints, *International Journal of Computer Vision* **60**(2): 91-110, doi: 10.1023/B:VISI.0000029664.99615.94.
- Löwner, M.-O., Dörschlag, D. and Plümer, L.** (2005). GeoSaMT - ein Konzept zur Kartierung und Modellierung von steilen Hangbereichen mittels terrestrischer Photos, *Photogrammetrie Fernerkundung Geoinformation* **4**: 281-297.
- Lucieer, A., Jong, S.M.d. and Turner, D.** (2014). Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography, *Progress in Physical Geography* **38**(1): 97-116, doi: 10.1177/0309133313515293.
- Luhmann, T.** (2010). *Nahbereichsphotogrammetrie: Grundlagen, Methoden und Anwendungen*, 3., völlig neu bearb. und erw. Aufl., Berlin: Wichmann VDE-Verlag, ISBN: 9783879074792.

- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C. and Jaboyedoff, M.** (2012). Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **117**(F1), doi: 10.1029/2011JF002159.
- Malet, J.P. and Maquaire, O.** (2003). Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern France, *Proc. 1st Int. Conf. on Fast Slope Movements*: 333-340.
- Malet, J.-P.** (2003). Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique, Dissertation, Université Louis Pasteur Strasbourg, 2003.
- Malet, J.-P., Auzet, A.-V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Esteves, M., Vandervaere, J.-P. and Truchet, E.** (2003a). Soil surface characteristics influence on infiltration in black marls: Application to the Super-Sauze earthflow (southern Alps, France), *Earth Surface Processes and Landforms* **28**(5): 547-564, doi: 10.1002/esp.457.
- Malet, J.-P., Laigle, D., Remaître, A. and Maquaire, O.** (2005a). Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows, *Geomorphology* **66**(1-4): 215-235, doi: 10.1016/j.geomorph.2004.09.014.
- Malet, J.-P., Maquaire, O. and Calais, E.** (2002a). The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France), *Geomorphology* **43**(1): 33-54.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Locat, J. and Remaitre, A.** (2004). Assessing debris flow hazards associated with slow moving landslides: Methodology and numerical analyses, *Landslides* **1**(1): 83-90, doi: 10.1007/s10346-003-0005-x.
- Malet, J.-P., Maquaire, O. and Vanash, T.W.J.** (2003b). Hydrological behaviour of earthflows developed in clay-shales: investigation, concept and modelling, *The occurrence and mechanisms of flows in natural slopes and earthfills*, Patron Editore, Bologna: 175-193.
- Malet, J.-P., Remaître, A., Maquaire, O., Durand, Y., Etchevers, P., Guyomarch, G., Déqué, M. and van Beek, L.** (2007). Assessing the influence of climate change on the activity of landslides in the Ubaye Valley, in R. McInnes, (ed.), *Landslides and Climate Change: Proceedings of the International Conference on Landslides and Climate Change*, Ventnor, Isle of Wight, UK, 21-24 May 2007, Hoboken: CRC Press, pp. 195-205.
- Malet, J.-P., van Asch, T.W.J., van Beek, L.H. and Maquaire, O.** (2002b). Distributed hydrological modelling of the Super-Sauze earthflow (south east France): implementation of the Starwars model, in *Geomorphology, from Expert Opinion to Modelling* (Strasbourg, 26-27 April 2002), pp. 65-72.
- Malet, J.-P., van Asch, T.W.J., van Beek, R. and Maquaire, O.** (2005b). Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model, *Natural Hazards and Earth System Science* **5**(1): 71-85.
- Mandolini, A. and Urciuoli, G.** (1999). Previsione dell'evoluzione cinematica dei pendii mediante un procedimento di simulazione statistica, *Rivista Italiana di Geotecnica* **33**(1): 37-44.
- Maquaire, O., Flageollet, J.-C., Malet, J.-P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., Desclôîtres, M., Dietrich, M. and Guérin, R.** (2001). Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien:(Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France), *Revue française de géotechnique* (95-96): 15-31.
- Maquaire, O., Malet, J.-P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S. and Guillon, J.** (2003). Instability conditions of marly hillslopes: Towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France, *Engineering Geology* **70**(1-2): 109-130, doi: 10.1016/S0013-7952(03)00086-3.
- Marc, V., Bertrand, C., Malet, J.-P., Carry, N., Simler, R. and Cervi, F.** (2017). Groundwater-Surface waters interactions at slope and catchment scales: Implications for landsliding in clay-rich slopes, *Hydrological Processes* **31**(2): 364-381, doi: 10.1002/hyp.11030.
- Marek, L., Miřijovský, J. and Tuček, P.** (2015). Monitoring of the Shallow Landslide Using UAV Photogrammetry and Geodetic Measurements, in G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski and N. Sciarra, (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2: Landslide Processes*, Cham, s.l.: Springer International Publishing, pp. 113-116.
- Martel, S.** (2004). Mechanics of landslide initiation as a shear fracture phenomenon, *Marine Geology* **203**(3-4): 319-339, doi: 10.1016/S0025-3227(03)00313-X.

- Martin, C. and Eiblmaier, M. (Eds.)** (2003). Lexikon der Geowissenschaften: In sechs Bänden, Heidelberg: Spektrum Akad. Verlag, ISBN: 978-3-8274-0420-6.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. and Ghafory-Ashtiani, M.** (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophysical Journal International* **160**(1): 217-226, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02465.x.
- Means, W.D.** (1976). Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologists, New York, NY: Springer New York. ISBN: 9780387075563.
- Meric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Gueguen, P. and Jongmans, D.** (2007). Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization, *Bulletin de la Société géologique de France* **178**(2): 137-148, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.137.
- Metternicht, G., Hurni, L. and Gogu, R.** (2005). Remote sensing of landslides: An analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments, *Remote Sensing of Environment* **98**(2-3): 284-303, doi: 10.1016/j.rse.2005.08.004.
- Michele, M.d. and Briole, P.** (2007). Deformation between 1989 and 1997 at Piton de la Fournaise volcano retrieved from correlation of panchromatic airborne images, *Geophysical Journal International* **169**(1): 357-364, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03307.x.
- Michlmayr, G., Cohen, D. and Or, D.** (2012). Sources and characteristics of acoustic emissions from mechanically stressed geologic granular media - A review, *Earth-Science Reviews* **112**(3-4): 97-114, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.009.
- Mitchell, H.L.** (1983). Wave heights in the surf zone, *The Photogrammetric Record* **11**(62): 183-193, doi: 10.1111/j.1477-9730.1983.tb00469.x.
- Miyabe, N.** (1930). Deformation of Earthcrust in California, *Tokyo Univ. Earthquake Research Inst. Bull.* **8**(45).
- Montety, V.d., Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O. and Bogaard, T.A.** (2007). Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: Insights from a hydrochemical survey, *Earth Surface Processes and Landforms* **32**(1): 32-48, doi: 10.1002/esp.1370.
- Moore, R. and Brunsden, D.** (1996). Physico-chemical effects on the behaviour of a coastal mudslide, *Géotechnique* **46**(2): 259-278, doi: 10.1680/geot.1996.46.2.259.
- Muller, J.R. and Martel, S.J.** (2000). Numerical Models of Translational Landslide Rupture Surface Growth, *Pure and Applied Geophysics* **157**(6-8): 1009-1038, doi: 10.1007/s000240050015.
- Nagai, M., Chen, T., Ahmed, A. and Shibasaki, R.** (2008). UAV Borne mapping by multi sensor integration, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci* **37**: 1215-1221.
- Nagai, M., Shibasaki, R., Manandhar, D. and Zhao, H.** (2004). Development of digital surface model and feature extraction by integrating laser scanner and CCD sensor with IMU, in XXth ISPRS Congress Technical Commission V: Geo-Imagery Bridging Continents (Istanbul, Turkey, July 12-23), pp. 655-659.
- Nagai, M., Tianen Chen, Shibasaki, R., Kumagai, H. and Ahmed, A.** (2009). UAV-Borne 3-D Mapping System by Multisensor Integration, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **47**(3): 701-708, doi: 10.1109/TGRS.2008.2010314.
- Nakamura, H.** (1984). A landslide, its movement mechanism and control works, in Proceedings of the 4th international symposium on landslides (Toronto).
- Nakayama, F., Nagai, M., Kuroda, S., Yuuki, Y. and Hatakeyama, K.** (2006). Application of 3D laser mapping and HEM using UAV for the landslide investigation of the Mid Niigata Prefecture Earthquake, in Proceedings of the 8th SEGJ International Symposium (Kyoto, Japan, 26 November 2006), pp. 1-4.
- Nebiker, S., Annen, A., Scherrer, M. and Oesch, D.** (2008). A light-weight multispectral sensor for micro UAV - Opportunities for very high resolution airborne remote sensing, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **37**(B1): 1193-1199.
- Necsoiu, M., Leprince, S., Hooper, D.M., Dinwiddie, C.L., McGinnis, R.N. and Walter, G.R.** (2009). Monitoring migration rates of an active subarctic dune field using optical imagery, *Remote Sensing of Environment* **113**(11): 2441-2447, doi: 10.1016/j.rse.2009.07.004.

- Neitzel, F. and Klonowski, J.** (2011). Mobile 3D mapping with a low-cost UAV system, in International Conference on Unmanned Aerial Vehicle in Geomatics (UAV-g) (Volume XXXVIII-1/C22) (Zurich, Switzerland, 14-16 September 2006), pp. 39-44.
- Nex, F. and Remondino, F.** (2014). UAV for 3D mapping applications: A review, *Applied Geomatics* 6(1): 1-15, doi: 10.1007/s12518-013-0120-x.
- Ng, K.Y. and Petley, D.N.** (2009). The use of pore pressure reinflation testing in landslide management in Hong Kong, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 42(4): 487-498, doi: 10.1144/1470-9236/08-008.
- Niethammer, U.** (2013). UAV-basierte Fernerkundungsmethoden der Aerogeophysik fuer die hochauflösende Beobachtung von alpinen Rutschhaengen, Dissertation, Universität Stuttgart, 2013.
- Niethammer, U., James, M.R., Rothmund, S., Travelletti, J. and Joswig, M.** (2012). UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results, *Engineering Geology* 128: 2-11, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.03.012.
- Niethammer, U., Rothmund, S., James, Travelletti, J. and Joswig, M.** (2010). UAV-based remote sensing of landslides, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 38(Part 5): 496-501.
- Niethammer, U., Rothmund, S. and Joswig, M.** (2009). UAV-based remote sensing of the slow-moving landslide Super-Sauze, in J.-P. Malet, A. Remaître and T.A. Bogaard, (eds.), *Landslide processes: From geomorphologic mapping to dynamic modelling ; proceedings of the Landslide processes conference, Strasbourg, France, 6-7 Feb. 2009; a tribute to Dr. Theo van Asch*, Strasbourg: CERG Ed.
- Niethammer, U., Rothmund, S., Schwaderer, U., Zeman, J. and Joswig, M.** (2011). Open source image-processing tools for low-cost UAV-based landslide investigations, in International Conference on Unmanned Aerial Vehicle in Geomatics (UAV-g) (Volume XXXVIII-1/C22) (Zurich, Switzerland, 14-16 September 2006), pp. 161-166.
- Nocedal, J. and Wright, S.J.** (1999). Numerical optimization, *Springer series in operations research*, Corr. 2. print, New York, NY: Springer. ISBN: 0-387-98793-2.
- Noferini, L., Pieraccini, M., Mecatti, D., Macaluso, G., Atzeni, C., Mantovani, M., Marcato, G., Pasuto, A., Silvano, S. and Tagliavini, F.** (2007). Using GB-SAR technique to monitor slow moving landslide, *Engineering Geology* 95(3-4): 88-98, doi: 10.1016/j.enggeo.2007.09.002.
- Novosad, S., Blaha, P. and Kneizlik, J.** (1977). Geoacoustic methods in the slope stability investigation, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16(1): 229-231, doi: 10.1007/BF02591492.
- OMIV** (2017). Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants. <https://omiv.osug.fr/> (accessed 23 December 2017).
- Pancha, A., Anderson, John, G. and Kreemer, C.** (2006). Comparison of Seismic and Geodetic Scalar Moment Rates across the Basin and Range Province, *Bulletin of the Seismological Society of America* 96(1): 11-32, doi: 10.1785/0120040166.
- Pellegrino, A., Picarelli, L. and Urciuoli, G.** (2004). Experiences of mudslides in Italy, in Occurrence and mechanisms of flow-like landslides in natural slopes and earthfills: Sorrento, May 14-16, 2003 [international workshop]; Quarto Inferiore (Bologna): Pàtron, pp. 191-206.
- Pelton, J.N., Madry, S. and Camacho-Lara, S. (Eds.)** (2013). Handbook of Satellite Applications, New York, NY: Springer. ISBN: 978-1-4419-7670-3.
- Pesci, A. and Teza, G.** (2008). Strain rate analysis over the Central Apennines from GPS velocities: the development of a new free software., *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*. 56: 69-88.
- Petley, D.** (2012). Global patterns of loss of life from landslides, *Geology* 40(10): 927-930, doi: 10.1130/G33217.1.
- Petley, D.N., Bulmer, M.H. and Murphy, W.** (2002). Patterns of movement in rotational and translational landslides, *Geology* 30(8): 719, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0719:POMIRA>2.0.CO;2.
- Petrova, R.V.** (2014). Introduction to Static Analysis Using SolidWorks Simulation: CRC Press. ISBN: 9781482236194.
- Picarelli, L.** (2007). Considerations about the Mechanics of Slow Active Landslides in Clay, in K. Sassa, H. Fukuoka, F. Wang and G. Wang, (eds.), *Progress in Landslide Science*, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 27-45.

- Picarelli, L. and Russo, C.** (2004). Remarks on the mechanics of slow active landslides and the interaction with man-made works, in *Landslides: Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides*, June 28-July 2, 2004 Rio de Janeiro, Brazil; Hoboken: Taylor and Francis, pp. 1141-1176.
- Picarelli, L., Russo, C. and Urcioli, G.** (1995). Modelling earthflow movement based on experiences, in *The interplay between geotechnical engineering and engineering geology: XI ECSMFE; proceedings of the eleventh European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*; Copenhagen, 28 May - 1 June 1995 (Copenhagen); Lyngby: Danish Geotechnical Society.
- Picarelli, L., Urcioli, G., Mandolini, A. and Ramondini, M.** (2006). Softening and instability of natural slopes in highly fissured plastic clay shales, *Natural Hazards and Earth System Science* **6**(4): 529-539, doi: 10.5194/nhess-6-529-2006.
- Picarelli, L., Urcioli, G., Ramondini, M. and Comegna, L.** (2005). Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales, *Landslides* **2**(1): 15-30, doi: 10.1007/s10346-004-0040-2.
- Pieraccini, M., Noferini, L., Mecatti, D., Atzeni, C., Teza, G., Galgaro, A. and Zaltron, N.** (2006). Integration of Radar Interferometry and Laser Scanning for Remote Monitoring of an Urban Site Built on a Sliding Slope, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **44**(9): 2335-2342, doi: 10.1109/TGRS.2006.873574.
- Piermattei, L., Carturan, L. and Guarnieri, A.** (2015). Use of terrestrial photogrammetry based on structure-from-motion for mass balance estimation of a small glacier in the Italian alps, *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(13): 1791-1802, doi: 10.1002/esp.3756.
- Pietrantonio, G. and Riguzzi, F.** (2004). Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: Methodological aspects and geophysical applications, *Journal of Geodynamics* **38**(1): 1-18, doi: 10.1016/j.jog.2004.02.021.
- Pilz, M., Parolai, S., Bindi, D., Saponaro, A. and Abdybachaev, U.** (2014). Combining Seismic Noise Techniques for Landslide Characterization, *Pure and Applied Geophysics* **171**(8): 1729-1745, doi: 10.1007/s00024-013-0733-3.
- Poyraz, F.** (2016). Determination and testing of strain parameters in landslide region of Koyulhisar, Turkey, *Survey Review* **48**(347): 101-109, doi: 10.1179/1752270614Y.0000000152.
- Prescott, W.H., Savage, J.C. and Kinoshita, W.T.** (1979). Strain accumulation rates in the western United States between 1970 and 1978, *Journal of Geophysical Research* **84**(B10): 5423, doi: 10.1029/JB084iB10p05423.
- Prinz, H. and Strauß, R.** (2011). *Ingenieurgeologie*, 5., bearb. und erw. Aufl., Heidelberg: Spektrum Akad. Verl. ISBN: 9783827424723.
- Provost, F., Hibert, C. and Malet, J.-P.** (2017). Automatic classification of endogenous landslide seismicity using the Random Forest supervised classifier, *Geophysical Research Letters* **44**(1): 113-120, doi: 10.1002/2016GL070709.
- Przybilla, H.J. and Wester-Ebbinghaus, W.** (1979). Bildflug mit ferngelenktem Kleinflugzeug, *Bildmessung und Luftbildwesen* **47**(5): 137-142.
- Przybilla, H.-J., Reuber, C., Bäumker, M. and Gerke, M.** (2015). Untersuchungen zur Genauigkeitssteigerung von UAV-Bildflügen, *Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation eV* **24**: 45-54.
- Rango, A., Laliberte, A., Herrick, J.E., Winters, C., Havstad, K., Steele, C. and Browning, D.** (2009). Unmanned aerial vehicle-based remote sensing for rangeland assessment, monitoring, and management, *Journal of Applied Remote Sensing* **3**(1): 33542, doi: 10.1117/1.3216822.
- Rau, J.Y., Jhan, J.P., Lo, C.F. and Lin, Y.S.** (2011). Landslide mapping using imagery acquired by a fixed-wing UAV, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXVIII-1/C22*: 195-200, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-195-2011.
- Rehak, M., Mabillard, R. and Skaloud, J.** (2013). A micro-UAV with the capability of direct georeferencing, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XL-1/W2*: 317-323, doi: 10.5194/isprsarchives-XL-1-W2-317-2013.
- Remaître, A., Maquaire, O. and Pierre, S.** (2002). Analyse d'une lave torrentielle dans le torrent de Faucon (bassin de Barcelonnette Alpes de Haute-Provence), détermination des zones de déclenchement et de contribution., *Géomorphologie* **1**: 71-74.

- Remondino, F.** (2011). Heritage Recording and 3D Modeling with Photogrammetry and 3D Scanning, *Remote Sensing* **3**(12): 1104-1138, doi: 10.3390/rs3061104.
- Remondino, F., Del Pizzo, S., Kersten, T.P. and Troisi, S.** (2012). Low-Cost and Open-Source Solutions for Automated Image Orientation - A Critical Overview, in M. Ioannides, D. Fritsch, J. Leissner, R. Davies, F. Remondino and R. Caffo, (eds.), *Progress in cultural heritage preservation: 4th international conference, EuroMed 2012, Limassol, Cyprus, October 29 - November 3, 2012; proceedings, Lecture Notes in Computer Science*, Vol. 7616, Berlin: Springer, pp. 40-54.
- Remy, M.A., Macedo, K.A.C. de and Moreira, J.R. (Eds.)** (2012). The first UAV-based P-and X-band interferometric SAR system: IEEE. ISBN: 146731160X.
- RESIF** (2006). French Multidisciplinary Observatory of Versant Instabilities; RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français: RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- Resnik, B. and Bill, R.** (2003). Vermessungskunde für den Planungs-, Bau- und Umweltbereich, 2., völlig neu bearb. und erw. Aufl., Heidelberg: Wichmann. ISBN: 3879073996.
- Reulke, R. and Döring, T.** (2006). Computer Vision im Kontext von Photographie und Photogrammetrie, in W. Reisig and J.-C. Freytag, (eds.), *Informatik: Aktuelle Themen im historischen Kontext*, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 315-328.
- Reuther, C.-D.** (2012). Deformation, in C.-D. Reuther, (ed.), *Grundlagen der Tektonik: Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur*, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, pp. 199-212.
- Rieke-Zapp, D.H. and Nearing, M.A.** (2005). Digital close range photogrammetry for measurement of soil erosion, *The Photogrammetric Record* **20**(109): 69-87, doi: 10.1111/j.1477-9730.2005.00305.x.
- Riguzzi, F., Crespi, M., Devoti, R., Doglioni, C., Pietrantonio, G. and Pisani, A.R.** (2012). Geodetic strain rate and earthquake size: New clues for seismic hazard studies, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **206-207**: 67-75, doi: 10.1016/j.pepi.2012.07.005.
- Riveiro, B., González-Jorge, H., Conde, B. and Puente, I.** (2016). Laser Scanning Technology: Fundamentals, Principles and Applications in Infrastructure, in B. Riveiro and M. Solla, (eds.), *Non-Destructive Techniques for the Evaluation of Structures and Infrastructure, Structures & Infrastructures Series*: CRC Press, pp. 7-33.
- Rosnell, T. and Honkavaara, E.** (2012). Point cloud generation from aerial image data acquired by a quadcopter type micro unmanned aerial vehicle and a digital still camera, *Sensors (Basel, Switzerland)* **12**(1): 453-480, doi: 10.3390/s120100453.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L.H. and Lecomte, I.** (2004). Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Aknes, Norway, *NORSAR, Report for the International Centre for Geohazards*, Norway.
- Rothmund, S.** (2009). Photogrammetrische Auswertung zur morphometrischen Analyse der Super-Sauze-Hangrutschung (Französische Alpen), Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Stuttgart, 2009.
- Rothmund, S., Niethammer, U., Malet, J.-P. and Joswig, M.** (2013). Landslide surface monitoring based on UAV- and ground-based images and terrestrial laser scanning: accuracy analysis and morphological interpretation., *First Break* **31**(8): 81-87.
- Rouse, C., Styles, P. and Wilson, S.A.** (1991). Microseismic emissions from flowslide-type movements in South Wales, *Engineering Geology* **31**(1): 91-110, doi: 10.1016/0013-7952(91)90059-T.
- Rubin, M.J., Camp, T., van Herwijnen, A. and Schweizer, J.** (2012). Automatically Detecting Avalanche Events in Passive Seismic Data, in Eleventh International Conference on Machine Learning and Applications (ICMLA) (Boca Raton, FL, USA), pp. 13-20.
- Rufino, G. and Moccia, A.** (2005). Integrated VIS-NIR Hyperspectral/Thermal-IR Electro-Optical Payload System for a Mini-UAV, *Infotech@ Aerospace*: 1-9, doi: 10.2514/6.2005-7009.
- Rüger, W., Pietschner, J. and Regensburger, K.** (1987). Photogrammetrie: Verfahren u. Geräte zur Kartenherstellung, 5., stark bearb. Aufl., Berlin u.a.: Verlag f. Bauwesen. ISBN: 3-345-00196-9.
- Rutter, E.H., Arkwright, J.C., Holloway, R.F. and Waghorn, D.** (2003). Strains and displacements in the Mam Tor landslide, Derbyshire, England, *Journal of the Geological Society* **160**(5): 735-744, doi: 10.1144/0016-764903-002.
- SafeLand** (2012). Living with landslide risk in Europe; Assessment, effects of global change, and risk management strategies <http://www.safeland.no> (accessed 2 August 2017).

- SafeLand - Deliverable 4.1** (2012). Review of Techniques for Landslide Detection, Fast Characterization, Rapid Mapping and Long-Term Monitoring.
- Saggiani, G., Amici, S., Buongiorno, M.F. and Romeo, G.** (2006). UAV systems volcano monitoring: first test on Stromboli on October 2004, Vol. 8, Geophysical Research Abstracts; European Geoscience Union, Munich, Germany.
- Sandau, R. (Ed.)** (2005). Digitale Luftbildkamera: Einführung und Grundlagen, Heidelberg: Wichmann. ISBN: 3879073910.
- Santoyo Campus, J.C.** (2013). Time lapse inversion of electrical resistivity tomography (ERT) of the Super-Sauze Mudflow (South East Alps France), MSc Thesis, Universität Stuttgart, 2013.
- Sauerbier, M. and Eisenbeiss, H.** (2010). UAVs for the documentation of archaeological excavations, *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **38**(Part 5): 526-531.
- Savage, J.C. and Simpson, R.W.** (1997). Surface strain accumulation and the seismic moment tensor, *Bulletin of the Seismological Society of America* **87**(5): 1345-1353.
- Savage, W.Z. and Smith, W.K.** (1986). A model for the plastic flow of landslides, *U.S. Geol. Surv. Bull.* **1385**.
- Scambos, T.A., Dutkiewicz, M.J., Wilson, J.C. and Bindenschadler, R.A.** (1992). Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data, *Remote Sensing of Environment* **42**(3): 177-186, doi: 10.1016/0034-4257(92)90101-O.
- Scherler, D., Leprince, S. and Strecker, M.** (2008). Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery—Accuracy improvement and quality assessment, *Remote Sensing of Environment* **112**(10): 3806-3819, doi: 10.1016/j.rse.2008.05.018.
- Schmidt, H.-H.** (2001). Grundlagen der Geotechnik: Mit 73 Tabellen, 2., überarb. Aufl., Stuttgart: Teubner. ISBN: 3-519-15019-0.
- Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.J. and Descloitres, M.** (2000). Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France), *Surveys in Geophysics* **21**: 371-390, doi: 10.1034/j.1398-9995.2001.00103.x-i1.
- Schmutz, M., Guérin, R., Andrieux, P. and Maquaire, O.** (2009). Determination of the 3D structure of an earthflow by geophysical methods, *Journal of Applied Geophysics* **68**(4): 500-507, doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.12.004.
- Scholtz, A., Kaschwich, C., Krüger, A., Kufieta, K., Schnetter, P., Wilkens, C.-S., Krüger, T. and Vörsmann, P.** (2011). Development of a new multi-purpose UAS for scientific application, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXVIII-1/C22*: 149-154, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-149-2011.
- Schulz, W.H., Kean, J.W. and Wang, G.** (2009). Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides, *Nature Geoscience* **2**(12): 863-866, doi: 10.1038/ngeo659.
- Schüttler, T. (Ed.)** (2014). Satellitennavigation: Wie sie funktioniert und wie sie unseren Alltag beeinflusst, *Technik im Fokus*, Berlin: Springer Vieweg. ISBN: 978-3-642-53886-5.
- Schwalbe, E., Maas, H.G., Dietrich, R. and Ewert, H.** (2008). Glacier velocity determination from multi temporal terrestrial long range laser scanner point clouds, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **37**: 457-462.
- Settles, E., Göttele, A. and Poschinger, A. von** (2008). Slope monitoring methods -a state of the art report, *ClimChalp Interreg III B Alpine Space Work package 6*.
- Shan, J. and Toth, C.K. (Eds.)** (2009). Topographic laser ranging and scanning: Principles and processing, Boca Raton, Fla.: CRC Press. ISBN: 9781420051421.
- Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y. and Wang, F.** (2015). Optimal Interpolation of Spatially Discretized Geodetic Data, *Bulletin of the Seismological Society of America* **105**(4): 2117-2127, doi: 10.1785/0120140247.
- Shen, Z.-K., Jackson, D.D. and Ge, B.X.** (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **101**(B12): 27957-27980, doi: 10.1029/96JB02544.

- Shen, Z.-K., Jackson, D.D. and Kagan, Y.Y.** (2007). Implications of Geodetic Strain Rate for Future Earthquakes, with a Five-Year Forecast of M5 Earthquakes in Southern California, *Seismological Research Letters* **78**(1): 116-120, doi: 10.1785/gssrl.78.1.116.
- Shen-Tu, B., Holt, W.E. and Haines, A.J.** (1998). Contemporary kinematics of the western United States determined from earthquake moment tensors, very long baseline interferometry, and GPS observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) **103**(B8): 18087-18117, doi: 10.1029/98JB01669.
- Shi, B., Liu, C., Wu, H. and Lu, P.** (2016). Elementary Analysis of the Mechanism of Xishan Landslide Based on Pixel Tracking on VHR Images, *International Journal of Geohazards and Environment* **2**(2): 53-71, doi: 10.15273/ijge.2016.02.007.
- Sick, B., Walter, M. and Joswig, M.** (2012). Visual Event Screening of Continuous Seismic Data by Supersonograms, *Pure and Applied Geophysics*, doi: 10.1007/s00024-012-0618-x.
- Smolczyk, U. (Ed.)** (2001). Grundbau-Taschenbuch, 6. Aufl., Berlin: Ernst. ISBN: 3-433-01445-0.
- Snavely, N., Seitz, S.M. and Szeliski, R.** (2006). Photo tourism: Exploring photo collections in 3D, in J. Finnegan, (ed.), *ACM SIGGRAPH 2006 Educators program*, Vol. 25, New York: ACM, pp. 835-846.
- Snavely, N., Seitz, S.M. and Szeliski, R.** (2008). Modeling the World from Internet Photo Collections, *International Journal of Computer Vision* **80**(2): 189-210, doi: 10.1007/s11263-007-0107-3.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H. and Husen, S.** (2007). Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, *Journal of Geophysical Research* **112**(B7), doi: 10.1029/2006JB004723.
- Stempfhuber, W. and Buchholz, M.** (2011). A precise, low-cost RTK GNSS system for UAV applications, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXVIII-1/C22*: 289-293, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXVIII-1-C22-289-2011.
- Stojic, M., Chandler, J., Ashmore, P. and Luce, J.** (1998). The assessment of sediment transport rates by automated digital photogrammetry, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **64**(5): 387-395.
- Straub, C., Kahle, H. and Schindler, C.** (1997). GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) **102**(B12): 27587-27601, doi: 10.1029/97JB02563.
- Stumpf, A., Lampert, T.A., Malet, J.-P. and Kerle, N.** (2012). Multi-scale line detection for landslide fissure mapping, in *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS): IEEE International*, pp. 5450-5453.
- Stumpf, A., Malet, J.-P., Allemand, P. and Ulrich, P.** (2014). Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **95**: 1-12, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2014.05.008.
- Stumpf, A., Malet, J.-P., Kerle, N., Niethammer, U. and Rothmund, S.** (2013). Image-based mapping of surface fissures for the investigation of landslide dynamics, *Geomorphology* **186**: 12-27, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.12.010.
- Sturzenegger, M. and Stead, D.** (2009). Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques, *Natural Hazards and Earth System Sciences* **9**(2): 267-287, doi: 10.5194/nhess-9-267-2009.
- Sumaryono, S.T., Sulaiman, C., Triana, Y.D., Robiana, R. and Irawan, W.** (2015). Landslide Investigation and Monitoring at Ciloto, West Java, Indonesia, in G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski and N. Sciarra, (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2*, Cham: Springer International Publishing, pp. 1089-1096.
- Suzuki, T., Miyoshi, D., Meguro, J., Amano, Y., Hashizume, T., Sato, K. and Takiguchi, J.** (2008). Real-time hazard map generation using small unmanned aerial vehicle, in *SICE 2008 - 47th Annual Conference of the Society of Instrument and Control Engineers of Japan (Chofu)*, pp. 443-446.
- Tahar, K.N., Ahmad, A. and Akib, Wan Abdul Aziz Wan Mohd (Eds.)** (2011). Unmanned aerial vehicle technology for low cost landslide mapping.
- Talich, M.** (2014). Using Strain Analysis For Landslides, in *Proceedings of World Landslide Forum 3* (Beijing, 2-6 June), pp. 2-6.
- Technodigit** (2017). 3DReshaper. <https://www.3dreshaper.com> (accessed 23 December 2017).

- Terada, T. and Miyabe, N.** (1929). Deformation of the Earth Crust in Kwansai Districts and its relation to the Orographic Feature, *Bull. Earthquake Res. Inst., University of Tokyo, Japan* **7**: 223-241.
- Teza, G., Galgaro, A., Zaltron, N. and Genevois, R.** (2007). Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: A new approach, *International Journal of Remote Sensing* **28**(16): 3425-3446, doi: 10.1080/01431160601024234.
- Teza, G., Pesci, A. and Galgaro, A.** (2008a). Grid_strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments, *Computers & Geosciences* **34**(9): 1142-1153, doi: 10.1016/j.cageo.2007.07.006.
- Teza, G., Pesci, A., Genevois, R. and Galgaro, A.** (2008b). Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation, *Geomorphology* **97**(3-4): 424-437, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.09.003.
- Thielen, A.** (2008). Einfluss der Bodensättigung auf die Stabilität von Hängen. Zugl.: Zürich, Eidgenöss. Techn. Hochsch., Diss, *ETH-Dissertation*, Vol. 17303, Zürich: Vdf Hochschulverl. an der ETH Zürich. ISBN: 978-3728131652.
- Thrun, S., Dietl, M. and Hähnel, D. (Eds.)** (2003). Scan alignment and 3-D surface modeling with a helicopter platform: Springer.
- Tonnellier, A. and Helmstetter, A.** (2012). Microseismic long-term monitoring at Super-Sauze landslide: seismic sources identification and seasonal variations, *GNGTS Potenza 2012*(3): 33-39.
- Tonnellier, A., Helmstetter, A., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Corsini, A. and Joswig, M.** (2013). Seismic monitoring of soft-rock landslides: The Super-Sauze and Valoria case studies, *Geophysical Journal International* **193**(3): 1515-1536, doi: 10.1093/gji/ggt039.
- Tonnellier, A. and Malet, J.-P.** (2011). Seismic monitoring of landslides in clay-shales: the Super-Sauze case, *GNGTS Trieste 2011*: 451-454.
- Travelletti, J.** (2011). Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour Imagerie multi-paramètres et multi-résolutions pour l'observation et la caractérisation des mécanismes de glissements-coulées, Dissertation, Université de Caen Basse-Normandie, 2011.
- Travelletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R. and Bastard, M.** (2012a). Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring: Application, potential and limitations, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **70**: 39-55, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2012.03.007.
- Travelletti, J. and Malet, J.-P.** (2012). Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: A methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data, *Engineering Geology* **128**: 30-48, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003.
- Travelletti, J., Malet, J.-P. and Delacourt, C.** (2014). Image-based correlation of Laser Scanning point cloud time series for landslide monitoring, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **32**: 1-18, doi: 10.1016/j.jag.2014.03.022.
- Travelletti, J., Malet, J.-P., Samyn, K., Grandjean, G. and Jaboyedoff, M.** (2013). Control of landslide retrogression by discontinuities: Evidence by the integration of airborne- and ground-based geophysical information, *Landslides* **10**(1): 37-54, doi: 10.1007/s10346-011-0310-8.
- Travelletti, J., Saille, P., Malet, J.-P., Grandjean, G. and Ponton, J.** (2012b). Hydrological response of weathered clay-shale slopes: Water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography, *Hydrological Processes* **26**(14): 2106-2119, doi: 10.1002/hyp.7983.
- Tsuboi, C.** (1930). A note on the analytical treatments of the horizontal deformation of the Earth's crust.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G.** (2010). Geodynamics, 2. ed., Cambridge: Cambridge Univ. Press. ISBN: 0521661862.
- Turner, A.K.** (1996). Landslides: Investigation and Mitigation: Transportation Research Board Special Report, 247, Washington, DC: National Academy, pp 673. ISBN: 030906208X.
- Turner, D., Lucieer, A. and Watson, C.** (2012). An Automated Technique for Generating Georectified Mosaics from Ultra-High Resolution Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Imagery, Based on Structure from Motion (SfM) Point Clouds, *Remote Sensing* **4**(12): 1392-1410, doi: 10.3390/rs4051392.
- Tzenkov, T. and Gospodinov, S.** (2003). Geometric Analysis of Geodetic Data for Investigation of 3D Landslide Deformations, *Natural Hazards Review* **4**(2): 78-81, doi: 10.1061/(ASCE)1527-6988(2003)4%3A2(78).

- van Asch, T., Malet, J.-P. and Bogaard, T.A.** (2009). The effect of groundwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslides, *Natural Hazards and Earth System Science* **9**(3): 739-749, doi: 10.5194/nhess-9-739-2009.
- van Asch, T., Malet, J.-P., Remaître, A. and Maquaire, O.** (2004). Numerical modelling of the run-out of a muddy debris flow. The effect of rheology on velocity and deposit thickness along the run-out track, in *Landslides: Proceedings of the Ninth International Symposium on Landslides*, June 28 -July 2, 2004 Rio de Janeiro, Brazil; Hoboken: Taylor and Francis, pp. 1433-1439.
- van Asch, T., Malet, J.-P. and van Beek, L.** (2006). Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: Some theoretical considerations, *Engineering Geology* **88**(1-2): 59-69, doi: 10.1016/j.enggeo.2006.08.002.
- van Asch, T., Malet, J.-P., van Beek, L.P. and Amitrano, D.** (2007). Techniques, issues and advances in numerical modelling of landslide hazard, *Bulletin de la Societe Geologique de France* **178**(2): 65-88, doi: 10.2113/gssgfbull.178.2.65.
- van Asch, T. W. J. and Malet, J.-P.** (2009). Flow-type failures in fine-grained soils: An important aspect in landslide hazard analysis, *Natural Hazards and Earth System Science* **9**(5): 1703-1711, doi: 10.5194/nhess-9-1703-2009.
- van Blyenburgh, P.** (2013). 2013-2014 RPAS Yearbook: Remotely Piloted Aircraft Systems-The Global Perspective 2013/2014. Technical Report., *UVS International*.
- Varnes, D.J.** (1978). Slope movement types and processes, in R.L. Schuster and R.J. Krizek, (eds.), *Landslides - Analysis and Control. Transportation Research Board, National Academy Sciences: Special report 176*, Washington, DC, pp. 11-33.
- Verhoeven, G., Taelman, D. and VERMEULEN, F.** (2012). Computer vision-based orthophoto mapping of complex archaeological sites: the ancient quarry of Pitaranha (Portugal-Spain), *Archaeometry* **54**(6): 1114-1129, doi: 10.1111/j.1475-4754.2012.00667.x.
- Vouillamoz, N.** (2017). Characterizing endogenous seismicity patterns at active clayey landslides: The Super-Sauze (Southern France) and Pechgraben (Upper Austria) case studies, *EGU Galileo conference*, Ohlstadt, Germany.
- Vouillamoz, N., Rothmund, S. and Joswig, M.** (2017). Characterizing the complexity of seismic signals at slow-moving clay-rich debris slides: The Super-Sauze (Southeastern France) and Pechgraben (Upper Austria) case studies, *Earth Surface Dynamics Discussions*: 1-34, doi: 10.5194/esurf-2017-65.
- Vouillamoz, N., Santoyo, J.C., Ottowitz, D., Jochum, B., Pfeiler, S., Supper, R. and Joswig, M.** (2016a). Seismic monitoring of soft-rock landslides: New case study at Pechgraben mudslide - Upper Austria, Vol. 18.
- Vouillamoz, N., Wust-Bloch, G.H., Abednego, M. and Mosar, J.** (2016b). Optimizing Event Detection and Location in Low-Seismicity Zones: Case Study from Western Switzerland, *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Vulliet, L., Laloui, L., Klubertanz, G. and Geiser, F. (Eds.)** (2004). *Mechanik ungesättigter Böden und deren Anwendung auf Hangbewegungen (Mechanics of unsaturated soils and their application on slope stability)*.
- Wallace, L., Lucieer, A., Watson, C. and Turner, D.** (2012). Development of a UAV-LiDAR System with Application to Forest Inventory, *Remote Sensing* **4**(12): 1519-1543, doi: 10.3390/rs4061519.
- Walter, M.** (2012). Seismische Untersuchung von Lockergesteins-Hangrutschungen und ihr Beitrag zum ganzheitlichen Verständnis der Hangdynamic, Dissertation, Fakultät für Bau- und Umweltingenieurwissenschaften, Universität Stuttgart, Stuttgart, 16 November.
- Walter, M., Arnhardt, C. and Joswig, M.** (2012a). Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps, *Engineering Geology* **128**: 12-22, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.11.002.
- Walter, M., Gomborg, J., Schulz, W., Bodin, P. and Joswig, M.** (2013). Slidequake Generation versus Viscous Creep at Softrock-landslides: Synopsis of Three Different Scenarios at Slumgullion Landslide, Heumoes Slope, and Super-Sauze Mudslide, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics* **18**(4): 269-280, doi: 10.2113/JEEG18.4.269.
- Walter, M. and Joswig, M.** (2008). Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps, *First Break* **26**(6): 131-135.

- Walter, M. and Joswig, M.** (2009a). Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: the Super-Sauze case-study, in *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*; Strasbourg: CERG Editions, pp. 215-220.
- Walter, M. and Joswig, M.** (2009b). Seismic Monitoring of Slope Dynamics Caused by a Slow-moving Landslide in the Vorarlberg Alps, Austria, in *Near Surface 2009* (Dublin, Ireland, 7 - 9 September).
- Walter, M. and Joswig, M.** (2014). Comprehensive mapping of landslide dynamics by nanoseismic monitoring, *First Break* **32**: 99-105.
- Walter, M., Niethammer, U., Rothmund, S. and Joswig, M.** (2009). Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing, *First Break* **27**: 53-60.
- Walter, M., Schwaderer, U. and Joswig, M.** (2012b). Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria, *Natural Hazards and Earth System Science* **12**(11): 3545-3555, doi: 10.5194/nhess-12-3545-2012.
- Walter, T.R.** (2011a). Low cost volcano deformation monitoring: Optical strain measurement and application to Mount St. Helens data, *Geophysical Journal International* **186**(2): 699-705, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05051.x.
- Walter, T.R.** (2011b). Structural architecture of the 1980 Mount St. Helens collapse: An analysis of the Rosenquist photo sequence using digital image correlation, *Geology* **39**(8): 767-770, doi: 10.1130/G32198.1.
- Wang, C., Feng, Y., Higgins, M. and Cowie, B.** (2010). Assessment of Commercial Network RTK User Positioning Performance over Long Inter-Station Distances, *Journal of Global Positioning Systems* **9**(1): 78-89, doi: 10.5081/jgps.9.1.78.
- Wangensteen, B., Eiken, T., Ødegård, R.S. and Sollid, J.L.** (2007). Measuring coastal cliff retreat in the Kongsfjorden area, Svalbard, using terrestrial photogrammetry, *Polar Research* **26**(1): 14-21, doi: 10.1111/j.1751-8369.2007.00002.x.
- Ward, S.N.** (1994). A multidisciplinary approach to seismic hazard in southern California, *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**(5): 1293-1309.
- Ward, S.N.** (1998a). On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: The United States, *Geophysical Journal International* **134**(1): 172-186, doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00556.x.
- Ward, S.N.** (1998b). On the consistency of earthquake moment release and space geodetic strain rates: Europe, *Geophysical Journal International* **135**(3): 1011-1018, doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.t01-2-00658.x.
- Weber, D.** (2000). The Super Sauze landslide (Southern French Alps): Contribution of geomorphology in the understanding of flowslides., in *Landslides in Research, Theory and Practice* (Cardiff, 26-30 June 2000): Thomas Telford, pp. 1563-1569.
- Weber, D. and Herrmann, A.** (2000). Contribution de la photogrammetrie numerique a l'etude spatio-temporelle de versants instables; l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France), *Bulletin de la Société géologique de France* **171**(6): 637-648.
- Welsch, W.** (1989). Strainanalyse aus geodätischen Netzbeobachtungen, *Kersting N, Welsch W Rezente Krustenbewegungen. Schriftenreihe Vermessungswesen der Universität der Bundeswehr*(39): 171-189.
- Wester-Ebbinghaus, W.** (1980). Aerial photography by radio controlled model helicopter, *The Photogrammetric Record* **10**(55): 85-92, doi: 10.1111/j.1477-9730.1980.tb00006.x.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. and Reynolds, J.M.** (2012). 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications, *Geomorphology* **179**: 300-314, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
- White, P.D. and Jones, R.R.** (2008). A cost-efficient solution to true color terrestrial laser scanning, *Geosphere* **4**(3): 564, doi: 10.1130/GES00155.1.
- Wickens, E.H. and Barton, N.R.** (1971). The application of photogrammetry to the stability of excavated rock slopes, *The Photogrammetric Record* **7**(37): 46-54, doi: 10.1111/j.1477-9730.1971.tb01127.x.
- Wong, K.-y.** (2010). Strain analysis of displacement data from the pos selim landslide.

- Working Group on California Earthquake Probabilities** (1995). Seismic hazards in Southern California: Probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bulletin of the Seismological Society of America* **85**(2): 379-439.
- Woschitz, H. and Brunner, F.K.** (2008). Monitoring a deep-seated mass movement using a large strain rosette, in *Proceedings 13th FIG Symposium on Deformation Measurements and Analysis*.
- WP/WLI** (1993). International Geotechnical societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory: A suggested method for describing the activity of a landslide, *International Association Engineering Geology Bulletin*(47): 53-57.
- Wu, T.H. and Sangrey, D.A.** (1978). Strength properties and their measurement., in R.L. Schuster, (ed.), *Landslides: Analysis and control, Special report/Transportation Research Board*, 2. printing, Washington, DC, pp. 139-154.
- Xie, F., Lin, Z., Gui, D. and Lin, H.** (2012). Study on construction of 3D building based on UAV images, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXIX-B1*: 469-473, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B1-469-2012.
- Yan, L., Gou, Z. and Duan, Y.** (2009). A UAV Remote Sensing System: Design and Tests, in D. Li, J. Gong and J. Shan, (eds.), *Geospatial Technology for Earth Observation*, Boston, MA: Springer-Verlag US, pp. 27-44.
- Yun, M.H., Kim, J., Seo, D., Lee, J. and Choi, C.** (2012). Application possibility of smartphone as payload for photogrammetric UAV system, *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XXXIX-B4*: 349-352, doi: 10.5194/isprsarchives-XXXIX-B4-349-2012.
- Zaki, A., Chai, H.K., Razak, H.A. and Shiotani, T.** (2014). Monitoring and evaluating the stability of soil slopes: A review on various available methods and feasibility of acoustic emission technique, *Comptes Rendus Geoscience* **346**(9-10): 223-232, doi: 10.1016/j.crte.2014.01.003.
- Zangerl, C., Prager, C., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G. and Schönlaub, H.** (2008). Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen, *Geo. Alp* **5**: 1-51.
- Zavatsky, A.** (2007). Lecture 8. Plane strain and measurement of strain. Supplementary Lecture Handouts (ABZ), Oxford. http://users.ox.ac.uk/~kneabz/Stress8_ht08.pdf (accessed 23 December 2017).
- Zhang, Y., Xiong, J. and Hao, L.** (2011). Photogrammetric processing of low-altitude images acquired by unpiloted aerial vehicles, *The Photogrammetric Record* **26**(134): 190-211, doi: 10.1111/j.1477-9730.2011.00641.x.
- Zhou, G. and Zang, D.** (2007). Civil UAV system for earth observation, in 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Barcelona, Spain, 23-28 July), pp. 5319-5322.
- Zimmer, V.L. and Sitar, N.** (2015). Detection and location of rock falls using seismic and infrasound sensors, *Engineering Geology* **193**: 49-60, doi: 10.1016/j.enggeo.2015.04.007.
- Zoppè, G., Costa, G., Dixon, N., Spriggs, M.P. and Marcato, G.** (2015). Microseismicity and Acoustic Emission for Landslide Monitoring (North-East Italy), in G. Lollino, D. Giordan, G.B. Crosta, J. Corominas, R. Azzam, J. Wasowski and N. Sciarra, (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2: Landslide Processes*, Springer International Publishing, pp. 1527-1530.

DANKSAGUNG

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Erstellung dieser Arbeit unterstützt und mich während dieser Zeit begleitet haben.

Mein Dank gilt zuerst Herrn Prof. Dr. Manfred Joswig, der mir die Gelegenheit gegeben hat dieses sehr interessante Thema an seinem Institut zu bearbeiten. Zudem danke ich ihm für das entgegengebrachte Vertrauen und dafür, dass er immer wieder versucht hat mich an meine Grenzen zu bringen.

Ich danke Herrn Prof. Dr. Michael Krautblatter für die Übernahme der Korreferenz.

Besonderer Dank gilt den Mitarbeitern des Instituts für Geophysik:

Ganz besonderer Dank geht an Dr. Naomi Vouillamoz, die die seismischen Auswertungen nach Jahren kurz vor der Fertigstellung dieser Arbeit durchführte, sowie für unzählige fachliche Anregungen und konstruktive Diskussionen. Aber vor allem möchte ich ihr besonders herzlich danken für die zwischenmenschliche Beziehung, die mentale Unterstützung, die vielen Ratschläge, Aufmunterungen und die langen diskussionsreichen Nachmittage und Abende, die eine unersetzliche Hilfe und Motivation am Ende meiner Arbeit waren. „GOGOGO!“

Rolf Häfner möchte ich für die vielen hilfreichen Diskussionen und Tipps über physikalische Aspekte und die Deformationsanalyse, für die Hilfe bei einigen LINUX- und MATLAB-Skripten sowie Korrekturen danken. Ich möchte mich auch für die vielen gemeinsamen Erlebnisse während der Zeit am Institut, die mich motivierten, herzlich bedanken.

Dr. Rudolf Widmer-Schmidrig möchte ich herzlich danken, dass er mich in 2011 anregte, mich mit der Divergenz von Verschiebungsfeldern zu beschäftigen und mir mit wertvoller fachlicher Hilfe und Ratschlägen beistand, sowie für das komplette kompetente Korrekturlesen dieser Arbeit.

Bei Patrick Blascheck bedanke ich mich herzlich für die Korrekturen, für das immer offene Ohr für meine Probleme und Fragestellungen aller Art sowie für die vielen gemeinsamen Erlebnisse während unserer Promotion.

Dr. Marco Walter möchte ich für die Organisation der Feldkampagnen an der Super-Sauze, sowie dessen tatkräftige Unterstützung bei den Feldarbeiten und Diskussionsbeiträgen bedanken.

Dr. Uwe Niethammer danke ich für die Leitung der Konstruktion der Quadrocopter, die UAV-Befliegungen und die Zurverfügungstellung von Skripten/Programmen und seines Computers für die Verarbeitung großer Bildersequenzen. Eberhard Claar und Johannes Zeman danke ich für die technische Mithilfe und Umsetzung beim Bau der Quadrocopter. Johannes Zeman und Ulrich Schwaderer sind ebenso viele UAV-Befliegungen während des Feldexperiments 2010 und tatkräftige Unterstützung im Feld zu verdanken. Ulrich Schwaderer war der Kollege, der mit mir in der niederschlagsreichen Periode die Messungen durchführte und die Zeit bleibt wohl unvergessen.

Juan-Carlos Santoyo Campus danke ich für die Bearbeitung der Geoelektrik.

Tibor Zöld danke ich für die TLS-Messungen in der Messkampagne 2010 als ich nicht vor Ort sein konnte sowie für seine tatkräftige Unterstützung im Feld.

Bedanken möchte ich mich bei den Arbeitskollegen und Kolleginnen Karen Jasper, Naomi Vouillamoz, Patrick Blascheck, Rolf Häfner, Ulrich Schwaderer, Benjamin Sick, Andreas Eisermann, Eberhard Claar, Tibor Zöld, Bernadette Abele, Marco Walter, Martina Gassenmeier, Marc Schmid, Alexander Kicherer, Tom Rohloff und Sebastian Bartenbach für die angenehme Arbeitsatmosphäre. Vielen Dank auch an die Kollegen/-innen von den Gebäuden der Azenberstr. 16 und 18 für die geselligen und aufmunternden Gespräche.

Bei den Kollegen von dem OMIV Projekt (Observatoire des Instabilités de Versants), vor allem Dr. Jean-Philippe Malet von der School and Observatory of Earth Sciences (EOST), University of Strasbourg, möchte ich mich recht herzlich für die Bereitstellung von Instrumenten, Messdaten, Orthophotos und DGMS von der Super-Sauze bedanken. Gleichzeitig möchte ich mich für die Hilfe im Feld und die zahlreichen ergiebigen Diskussionsbeiträge als auch für die Möglichkeit für neun Monate für die University of Strasbourg zu arbeiten bedanken.

Grzegorz Skupinski (EOST, University of Strasbourg) danke ich für die Einführung in das terrestrische Laserscanning.

Prof. Dr. Hans-Joachim Massonne (Institut für Mineralogie und Kristallchemie) danke ich für die Möglichkeit, das Labors und das Inventarium für die Bestimmung des Wassergehalts der 425 Bodenproben an seinem Institut zu benutzen.

Selbstverständlich bin ich allen anderen nicht namentlich aufgeführten Kollegen, die mich in der Zeit der Promotion unterstützt haben, dankbar.

Julia Ghergut möchte ich für die zahlreichen Zusprüche und die mentale Unterstützung, besonders in der Endphase dieser Arbeit, und für die vielen schönen gemeinsamen Abende danken.

Karen Jasper danke ich für die liebevolle Unterstützung und die schöne Zeit.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich dankbar für die Förderung im Rahmen des Forschungsprojekts JO 400/5-1 „Geophysikalische, geodätische und photogrammetrische Untersuchung der Entstehung rutschungsinduzierter Bruchprozesse in Lockergesteinsrutschungen“.

Recht herzlich möchte ich mich bei allen meinen Freunden, besonders bei meinen Freundinnen Patrica Ramos, Slivia Haßelwanter und Bernadette Abele für ihre liebevolle Unterstützung, große Geduld und Verständnis während der Zeit der Promotion und des Zusammenschreibens der Dissertation bedanken.

Ein besonderer Dank richtet sich an meine Familie, besonders an meine Mutter, die mich mental immer unterstützte.

ANHANG

A.1 Anhang 1: Rutschungsinduzierte Signale im Messgebiet 2010	271
A.1.1 Ereigniskatalog der rutschungsinduzierten Signale im Messbereich (persönliche Kommunikation: Naomi Vouillamoz, 2017).	271
A.1.2 Katalog der seismischen Ereignisse im Westen auf den Stationen 3S4 und 3S7 (persönliche Kommunikation: Naomi Vouillamoz, 2017).	274
A.1.3 Zeitliche Übersicht der Slidequakes (Typ SQ1 bis SQ3) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.	275
A.1.4 Zeitliche Übersicht der Tremore (Typ T1 und T2) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.	276
A.1.5 Zeitliche Übersicht der unklassifizierten rutschungsinduzierte Signale (URS) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.	277
A.1.6 Zeitliche Übersicht des Tremortyps T4 mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.	278
A.2 Anhang 2: Übersicht UAV-basierte Luftbilder	279
A.3 Anhang 3: 3D-Punktwolkenqualität	281
A.3.1 Ausschnitt von UAV-basierten 3D-Punktwolken für die ersten 9 Tage (29.05. - 06.06.2010).	281
A.3.2 Tabellarische Übersicht der Genauigkeiten der 3D-Punktvolken von UAV- und terrestrischen Bildern.	283
A.4 Anhang 4: Karten der Durchschnittsgeschwindigkeiten und Strainratenfelder für alle Zeitabschnitte	284
A.4.1 Durchschnittsgeschwindigkeiten von den Gittermessungen für alle Zeitabschnitte.	284
A.4.2 Absolute Fehler basierend auf der Strainberechnung von Teza et al. (2008a) von den Gittermessungen für alle Zeitabschnitte, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte. Rate pro Tag.	285
A.4.3 Dilatationsraten (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.	286
A.4.4 Scherungsraten in Bewegungsrichtung (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.	287
A.4.5 Scherungsraten (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.	288
A.4.6 Rate für die zweite Invariante des Verzerrungstensors (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.	289
A.4.7 Tabellarische Übersicht der Statistikwerte von den Strainratenfelder mit und ohne Stützpunkte für die Messungen für 50 Tage.	290
A.4.8 Tabellarische Übersicht der Statistikwerte von den Strainratenfelder mit und ohne Stützpunkte für alle Zeitabschnitte aus den dGNSS-Gittern.	291
Lebenslauf	293

A.1 ANHANG 1: RUTSCHUNGSINDUZIERTE SIGNALE IM MESSGEBIET 2010

A.1.1 Ereigniskatalog der rutschungsinduzierten Signale im Messbereich (persönliche Kommunikation: Naomi Vouillamoz, 2017).

ID	Datum & Uhrzeit (UTC)	Signaltyp	nächste Seismometer	Maximalamplitude 1 - 50 Hz [nm/s]
85	29.05.10 23:05:03	SQ1	1S4	4016
316	30.05.10 17:12:00	URS	2S2	4021
317	30.05.10 17:16:27	URS	2S2	2728
318	30.05.10 21:38:53	URS	2S2	2988
154	01.06.10 23:13:01	T1	2S5	587
156	02.06.10 03:04:42	T1	2S5	638
157	03.06.10 00:02:19	T1	2S5	650
159	03.06.10 20:02:33	T1	2S5	572
218	04.06.10 13:13:44	T4	2S3	9150
219	05.06.10 14:43:10	T4	2S3	1797
220	05.06.10 16:49:00	T4	2S2	1850
221	06.06.10 11:51:00	T4	2S2	2225
222	06.06.10 13:14:52	T4	2S2	2065
168	06.06.10 19:29:38	T1	3S6	1408
223	07.06.10 16:04:30	T4	2S2	1308
224	08.06.10 16:10:30	T4	2S2	874
226	08.06.10 16:49:55	T4	2S2	3031
227	08.06.10 17:33:20	T4	2S2	1246
228	08.06.10 18:36:00	T4	2S2	662
229	08.06.10 20:49:00	T4	2S2	1647
60b	09.06.10 02:42:53	T1	3S1	966
234	09.06.10 05:06:00	T4	2S2	2259
235	09.06.10 05:09:00	T4	2S2	1305
236	09.06.10 05:36:00	T4	2S2	2693
237	09.06.10 05:44:00	T4	2S2	6075
238	09.06.10 06:48:00	T4	2S2	5662
239	09.06.10 07:12:00	T4	2S2	4030
240	09.06.10 21:08:00	T4	2S2	8120
241	09.06.10 22:13:00	T4	2S2	3182
242	09.06.10 22:48:00	T4	2S2	2312
243	09.06.10 22:54:00	T4	3S1	25227
244	09.06.10 23:01:19	T4	3S1	9770
245	09.06.10 23:18:00	T4	2S3	3949

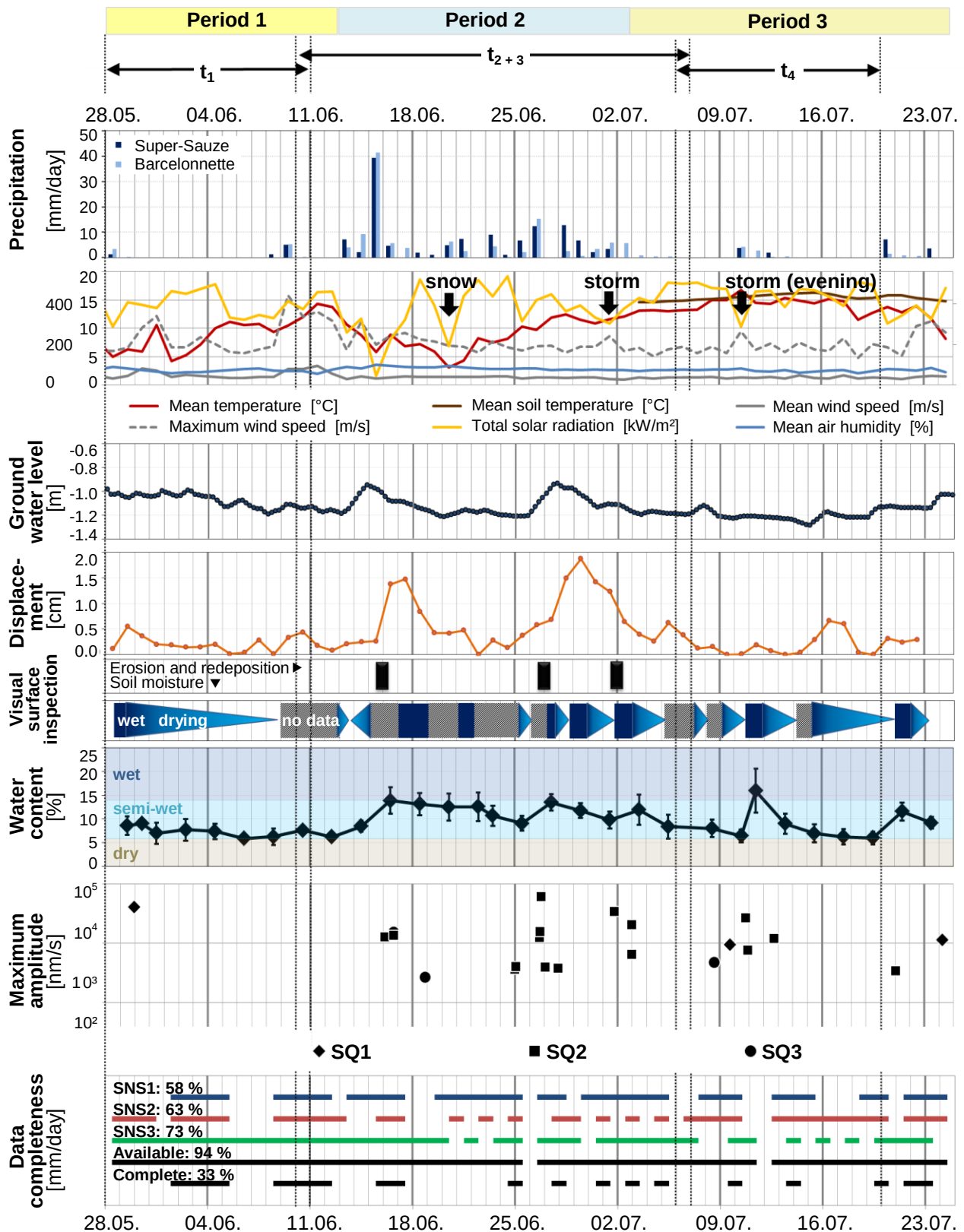
ID	Datum & Uhrzeit (UTC)	Signaltyp	nächste Seismometer	Maximalamplitude 1 - 50 Hz [nm/s]
246	10.06.10 00:38:10	T4	2S2	32093
247	10.06.10 02:30:48	T4	2S3	2694
248	10.06.10 02:46:40	T4	2S2	7711
249	10.06.10 03:01:45	T4	2S3	5664
250	10.06.10 03:44:23	T4	2S2	9197
251	10.06.10 04:03:40	T4	2S3	5671
252	10.06.10 04:11:16	T4	2S2	2468
253	10.06.10 04:24:00	T4	2S3	9067
254	10.06.10 04:28:10	T4	2S3	9067
255	10.06.10 07:09:00	T4	2S2	2807
257	10.06.10 18:09:41	T4	2S2	9649
258	10.06.10 18:16:00	T4	2S2	5016
259	10.06.10 19:49:43	T4	2S2	2215
260	10.06.10 20:16:00	T4	2S2	2684
261	10.06.10 20:51:00	T4	2S2	5244
262	11.06.10 00:50:50	T4	2S2	5518
264	11.06.10 06:40:00	T4	2S2	3134
265	11.06.10 11:52:00	T4	2S2	7618
266	11.06.10 20:35:16	T4	2S2	4168
267	11.06.10 20:58:00	T4	2S2	4300
269	11.06.10 21:30:00	T4	2S2	3860
271	11.06.10 21:52:00	T4	2S2	5919
272	11.06.10 22:07:00	T4	3S1	6147
114c	13.06.10 04:31:00	T1	3S1	400
173	14.06.10 02:33:12	T1	1S1	3611
126b	14.06.10 12:43:10	T1	1S2	3545
99	16.06.10 02:05:52	SQ2	1S1	1278
277	16.06.10 21:40:03	T4	2S2	3877
279	16.06.10 22:22:42	T4	2S2	1540
280	16.06.10 22:36:34	T4	2S2	1217
281	16.06.10 22:57:16	T4	2S2	2612
282	16.06.10 23:47:00	T4	2S2	2281
283	17.06.10 01:04:10	T4	2S2	7496
178	18.06.10 20:28:25	T1	2S5	746
158b	18.06.10 21:21:04	T1	3S1	430
158c	18.06.10 21:21:04	T1	2S6	555
284	19.06.10 15:52:00	T4	2S2	2114

ID	Datum & Uhrzeit (UTC)	Signaltyp	nächste Seismometer	Maximalamplitude 1 - 50 Hz [nm/s]
287	19.06.10 16:08:30	T4	2S2	1045
288	19.06.10 16:17:57	T4	2S2	1461
291	21.06.10 14:46:00	T4	3S1	2145
292	21.06.10 14:52:52	T4	3S1	1259
294	22.06.10 14:18:44	T4	2S3	1205
295	22.06.10 14:26:00	T4	2S3	1873
207	22.06.10 21:18:00	T1	1S2	3878
297	23.06.10 12:45:00	T4	2S2	2430
298	23.06.10 12:50:00	T4	2S2	1531
299	23.06.10 12:54:00	T4	2S2	1984
302	24.06.10 13:02:00	T4	1S2	1122
303	24.06.10 15:22:30	T4	2S2	2968
304	24.06.10 15:29:00	T4	2S2	2089
305	24.06.10 15:35:30	T4	2S2	2506
306	24.06.10 17:03:25	T4	1S2	1177
331	24.06.10 19:52:00	URS	1S2	1639
102	24.06.10 23:58:35	SQ2	1S2	361
103	25.06.10 01:00:19	SQ2	3S8	403
104	26.06.10 16:23:45	SQ2	1S2	1239
106	26.06.10 18:44:54	SQ2	1S2	6103
107	27.06.10 01:20:20	SQ2	1S2	391
108	27.06.10 22:26:30	SQ2	1S2	383
111	01.07.10 19:01:20	SQ2	1S2	3400
113	02.07.10 23:35:49	SQ2	1S2	2047
114	02.07.10 23:43:07	SQ2	1S2	643
91	09.07.10 17:34:44	SQ1	2S5	931
119	10.07.10 22:21:02	SQ2	1S2	763
340	11.07.10 17:37:00	URS	2S3	629
120	12.07.10 17:03:42	SQ2	1S2	1190
307	13.07.10 22:54:37	T4	2S4	992
121	21.07.10 00:46:59	SQ2	3S8	345
92	24.07.10 06:12:20	SQ1	1S4	1122

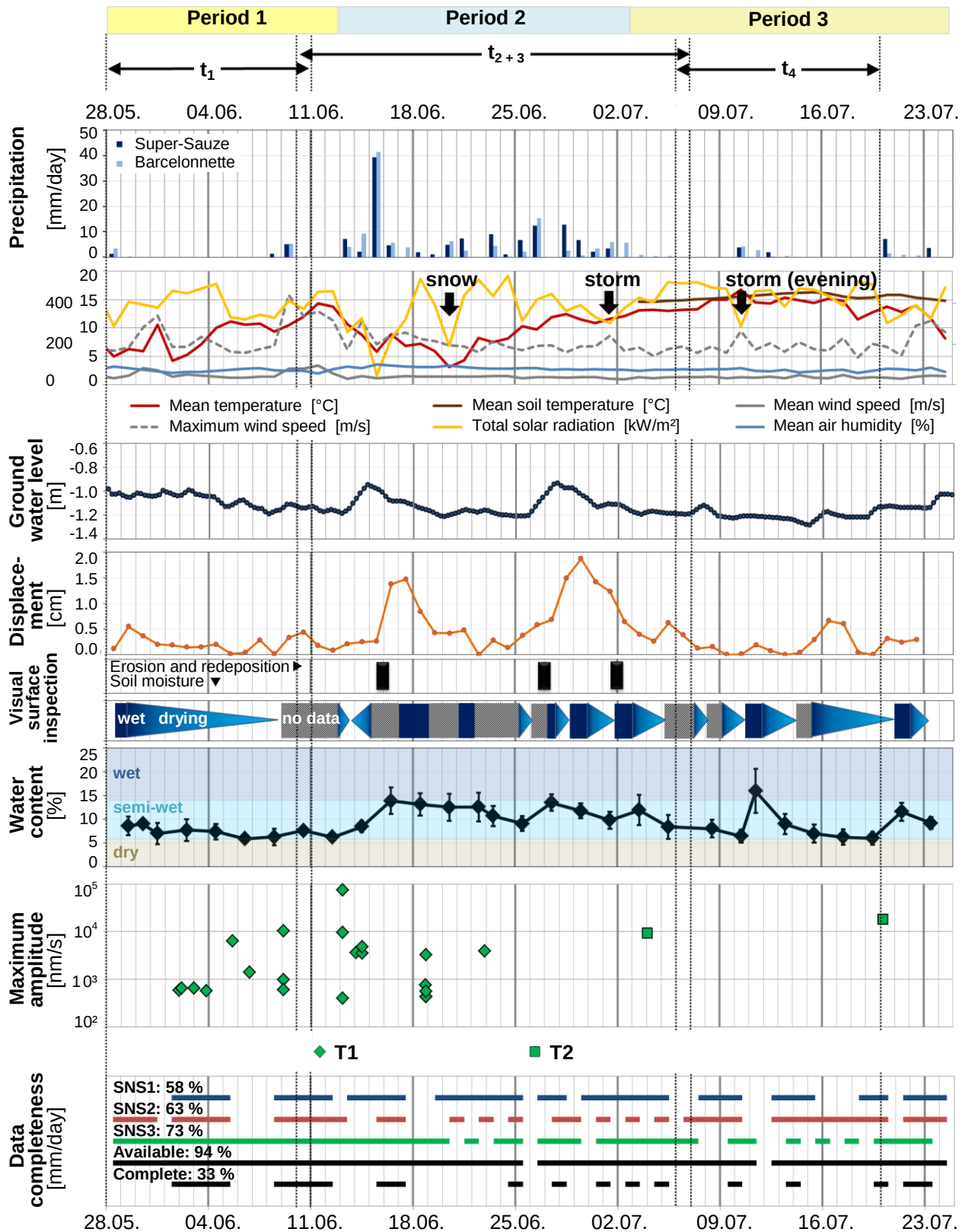
**A.1.2 Katalog der seismischen Ereignisse im Westen auf den Stationen 3S4 und 3S7
(persönliche Kommunikation: Naomi Vouillamoz, 2017).**

ID	Datum & Uhrzeit (UTC)	Signaltyp	nächste Seismometer	Maximalamplitude 1 - 50 Hz [nm/s]
167	05.06.10 15:26:35	T1	3S4	6428
203	09.06.10 02:42:53	T1	3S4	10258
60c	09.06.10 02:42:53	T1	3S7	600
323	12.06.10 04:44:00	URS	3S7	2654
204	13.06.10 04:31:00	T1	3S4	74366
114b	13.06.10 04:31:00	T1	3S7	9500
205	14.06.10 12:43:10	T1	3S7	4819
100	16.06.10 17:05:09	SQ2	3S7	1343
206	18.06.10 21:21:04	T1	3S4	3225
105	26.06.10 16:56:30	SQ2	3S7	1573
209	04.07.10 00:45:23	T2	3S7	9448
117	10.07.10 18:24:17	SQ2	3S7	2691
213	20.07.10 04:16:21	T2	3S7	18069

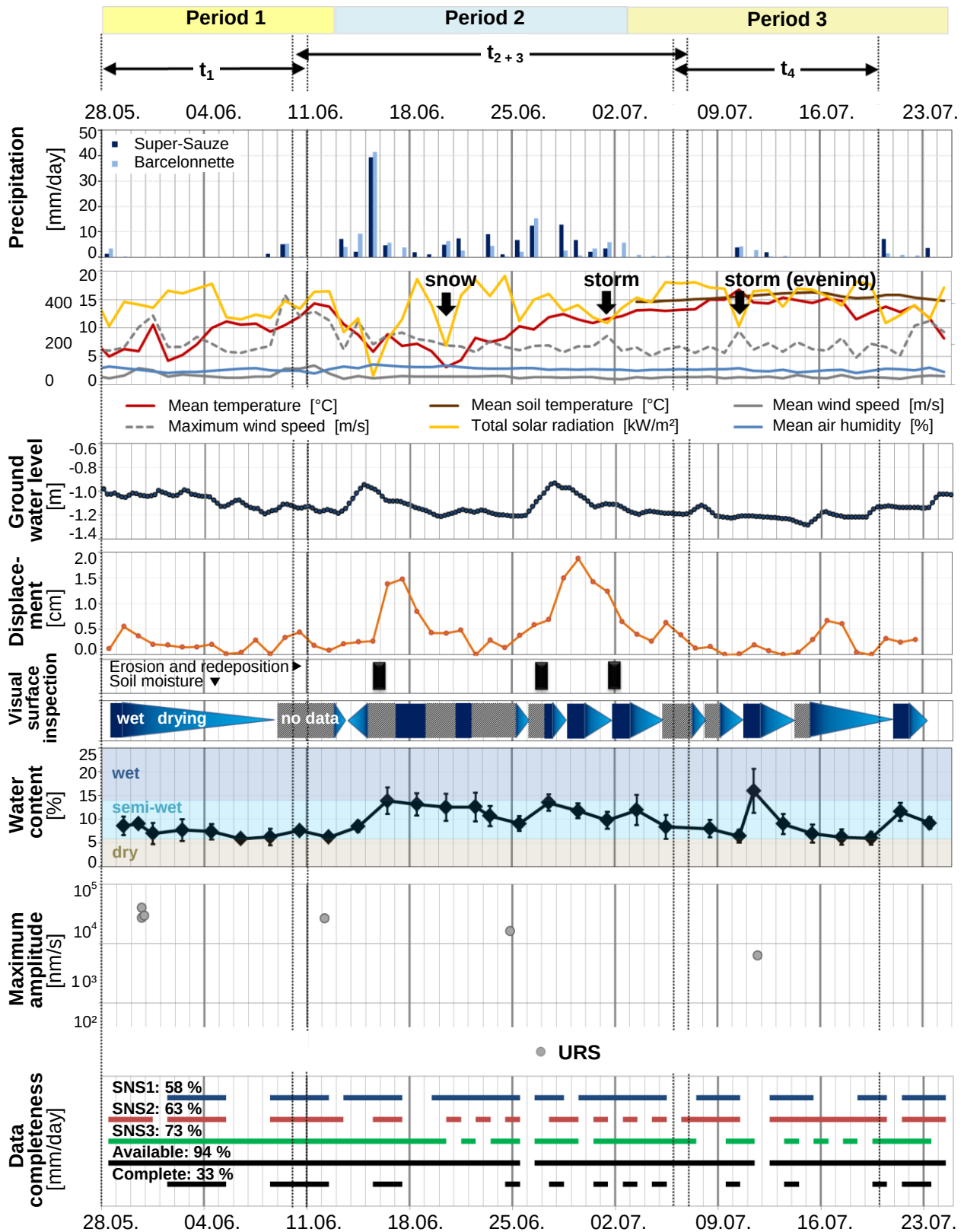
A.1.3 Zeitliche Übersicht der Slidequakes (Typ SQ1 bis SQ3) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.



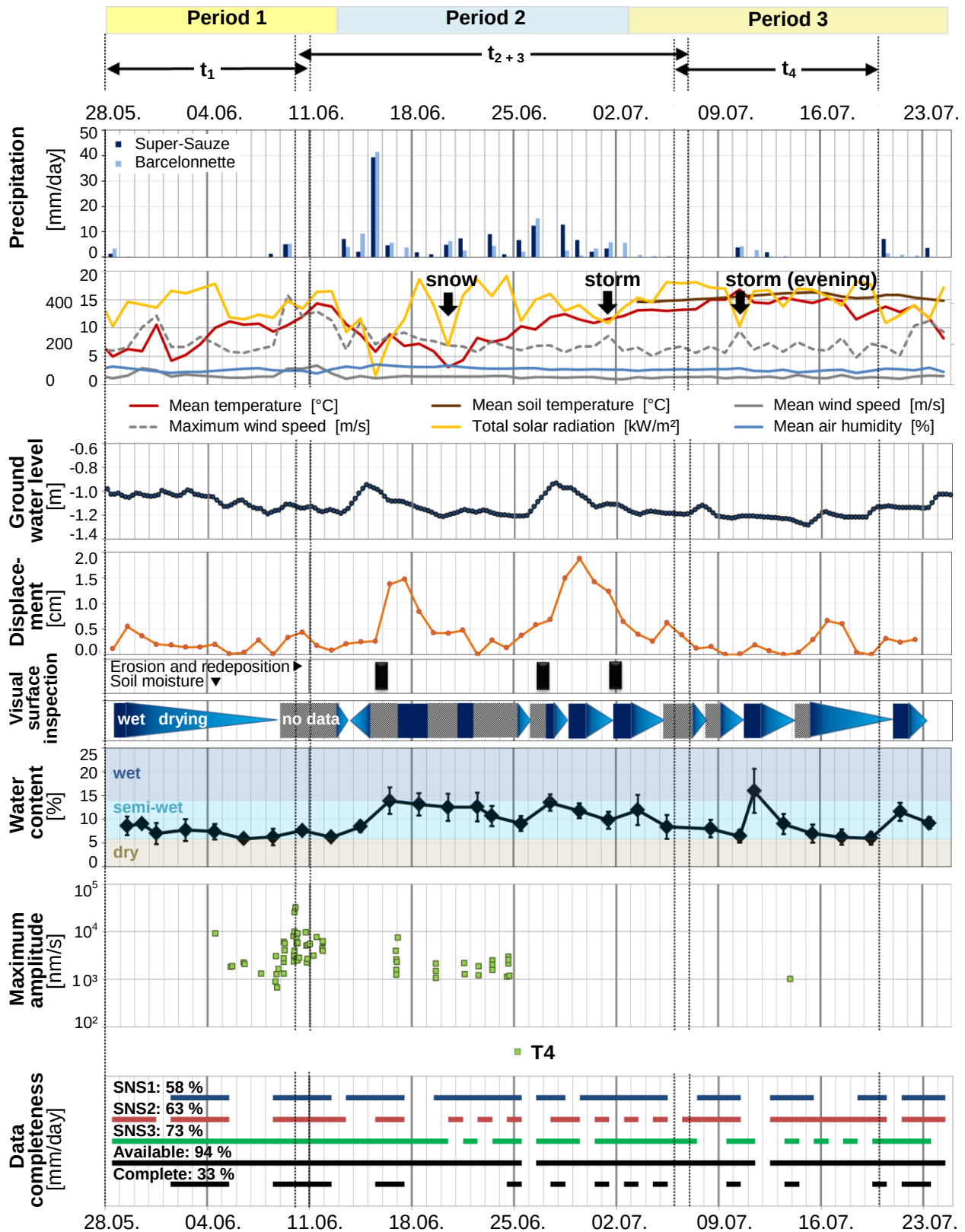
A.1.4 Zeitliche Übersicht der Tremore (Typ T1 und T2) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.



A.1.5 Zeitliche Übersicht der unklassifizierten rutschungsinduzierte Signale (URS) mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.



A.1.6 Zeitliche Übersicht des Tremortyps T4 mit meteorologischen, hydrologischen und kinematischen Beobachtungen.



A.2 ANHANG 2: ÜBERSICHT UAV-BASIERTE LUFTBILDER

Datum	Tag-Nr.	Anzahl original	Anzahl geeignet	MVS geeignet	Anzahl verwendet	nicht verwendet	DSM	Georef- erenziert	Orthomosaik (2 cm GSD)	Abdeckung
Mai 2010	26 Mi									
	27 Do									
	28 Fr	1								
	29 Sa	2	232	++	232	0	x	x	x	V
	30 So	3	295	++	293	2	x	x	x	V
	31 Mo	4	188	++	167	4	x	x	x	V
	1 Di	5	212	++	200	0	x	x	x	V
Juni 2010	2 Mi	6	184	++	177	1	x	x	x	V
	3 Do	7	259	++	195	1	x	x	x	V
					39		x			
	4 Fr	8	230	++	170	0	x	x	x	V
	5 Sa	9	220	++	204	0	x	x	x	V
	6 So	10	203	++	176	1	x	x	x	V
	7 Mo	11	155	++	137	0	x	x	x	V
	8 Di	12	294	++	264	0	x	x	x	V
	9 Mi	13								
	10 Do	14								
	11 Fr	15								
	12 Sa	16								
	13 So	17	101	?	89	8	x	x	x	U (z3, W)
	14 Mo	18	151	++	50		x	x	x	U (t z3, z1, W)
					28		x	x	x	
					59	-1	x	x	x	
	15 Di	19								
	16 Mi	20								
	17 Do	21	107	+	78		x	x	x	U (z1, z2)
					17	1	x	x	x	
	18 Fr	22	131	?	62		x	x	x	U (z1, z2, t z3)
					34	2	x	x		
	19 Sa	23								
	20 So	24								
	21 Mo	25	33	-?	11		x	x	x	sU (t z1)
					5		(x)	x	x	
					2	5	-	-	-	-
	22 Di	26								
	23 Mi	27								
	24 Do	28	70	-- (24 unscharf)	--					
	25 Fr	29	267	109	+	82		x	x	U (z1, z2, t z3)
						27	0	x	x	
	26 Sa	30	9	-	--					
	27 So	31	206	103	++	66		x	x	U (z1, z2, t z3)
					37	0		x	x	
	28 Mo	32	99	68	+	35		x	x	U (z1, z2, t z3)
						30	3	x	x	
	29 Di	33	113	70	+	38		x	x	U (z1, z2, t z3)
						30	2	x	x	
	30 Mi	34	192	117	+	114		x	x	NV

Datum		Tag-Nr.	Anzahl original	Anzahl geeignet	MVS geeignet	Anzahl verwendet	nicht verwendet	DSM	Georef- erenziert	Orthomosaik (2 cm GSD)	Abdeckung
Juli 2010	1 Do	35	305	216	++	216	0	x	x	x	V
	2 Fr	36	273	182	++	72		x	x	x	NV (W fehlt)
						112	-2	x	x	x	
	3 Sa	37	332	202	++	92		x	x	x	NV (N fehlt)
						112	-2	x	x	x	
	4 So	38	234	144	++	142	2	x	x	x	V
	5 Mo	39									
	6 Di	40									
	7 Mi	41	118	22	-?	22	0	x	x	x	sU (t z3)
	8 Do	42	168	9	--	0	9				
	9 Fr	43	421	82	?	45		x	x	x	sU(t z1, t z2 sehr dunkel)
						37	0	x	x	x	
	10 Sa	44	162	48	++	24		x	x	x	U (z1, z2)
						22	2	x	x	x	
	11 So	45	307	86	+	63		x	x	x	U (z1, z2, t z3)
						22	1	x	x	x	
	12 Mo	46	411	109	+	55		x	x	x	V
						54	0	x	x	x	sU (t z1)
	13 Di	47	159	49	?	35	14	x	x	x	
	14 Mi	48									
	15 Do	49	260	150	++	147	3	x	x	x	V
	16 Fr	50	166	150	++	150	0	x	x	x	V
	17 Sa	51	226	163	++	152		x	x	x	NV (S fehlt)
						11	0	x	x	x	
	18 So	52	147	133	++	117		x	x	x	V
					18	-2	x	x	x		
19 Mo	53	18	15	?	14	1	x	x	x	sU (t z1)	
20 Di	54	186	142	++	142	0	x	x	x	NV (S fehlt)	
21 Mi	55	134	94	++	94	0	x	x	x	V	
22 Do	56	218	143	+	124		x	x	x	NV (S fehlt)	
					19	0	x	x	x		
23 Fr	57	217	168	++	168	0	x	x	x	V	
24 Sa	58										
25 So	59										
insgesamt		8413	5487			5429	58	* Bereich oberhalb der sekundären Abrisskante, verrauscht			

++ = sehr gut, + = gut, - = schlecht, -- sehr schlecht, ? = fraglich

x = vorhanden

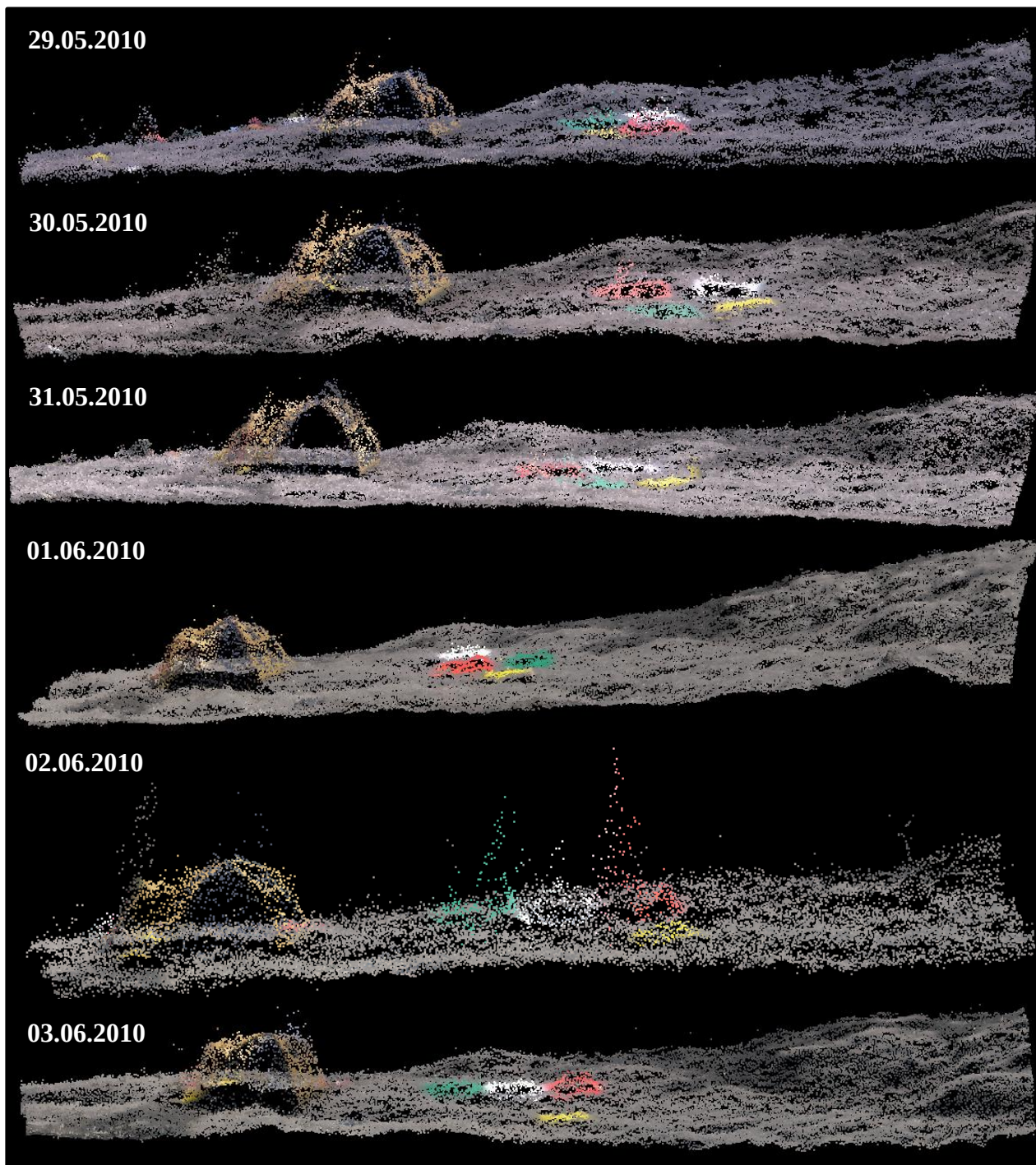
'V' = vollständig, 'NV' = fast vollständig,

'U' = unvollständig, 'sU' = sehr unvollständig

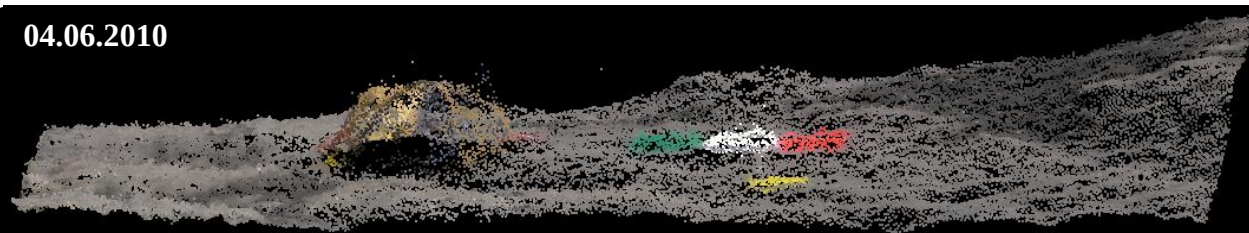
vorhanden sind: Zonen z1, z2, z3; W: Westen, N: Norden, S: Süden; t = teilweise

A.3 ANHANG 3: 3D-PUNKTWOLKENQUALITÄT

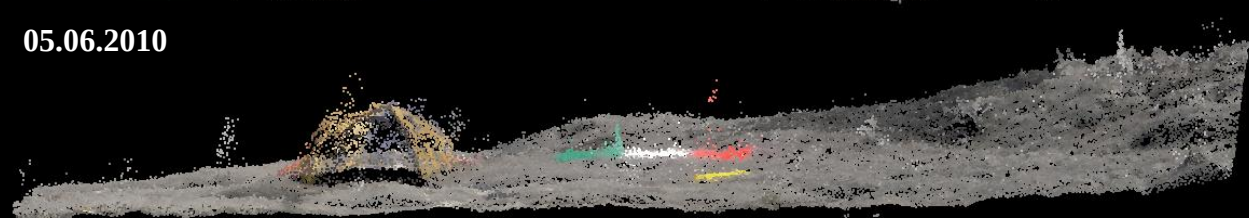
A.3.1 Ausschnitt von UAV-basierten 3D-Punktwolken für die ersten 9 Tage (29.05. - 06.06.2010).



04.06.2010



05.06.2010



06.06.2010

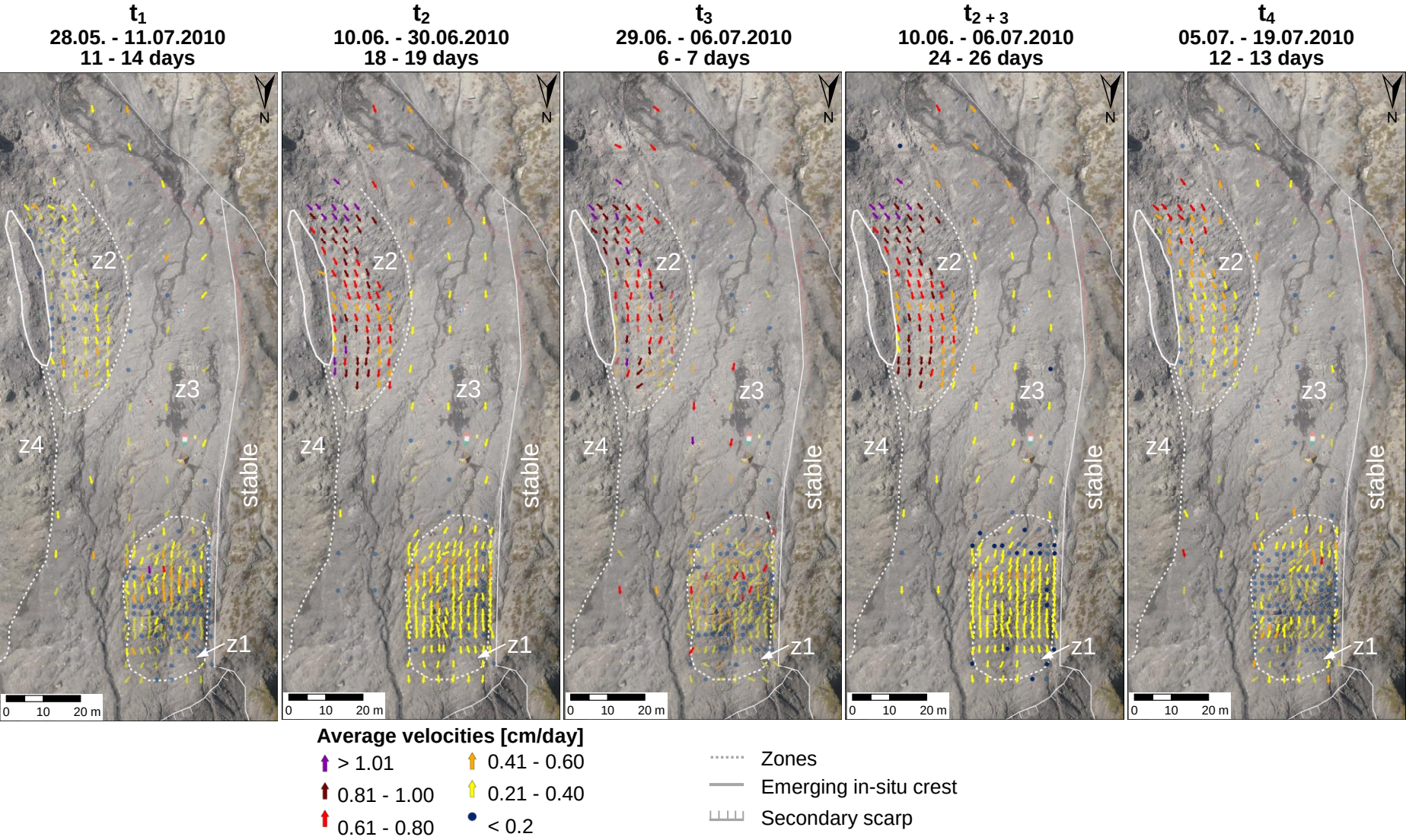


A.3.2 Tabellarische Übersicht der Genauigkeiten der 3D-Punktwolken von UAV- und terrestrischen Bildern.

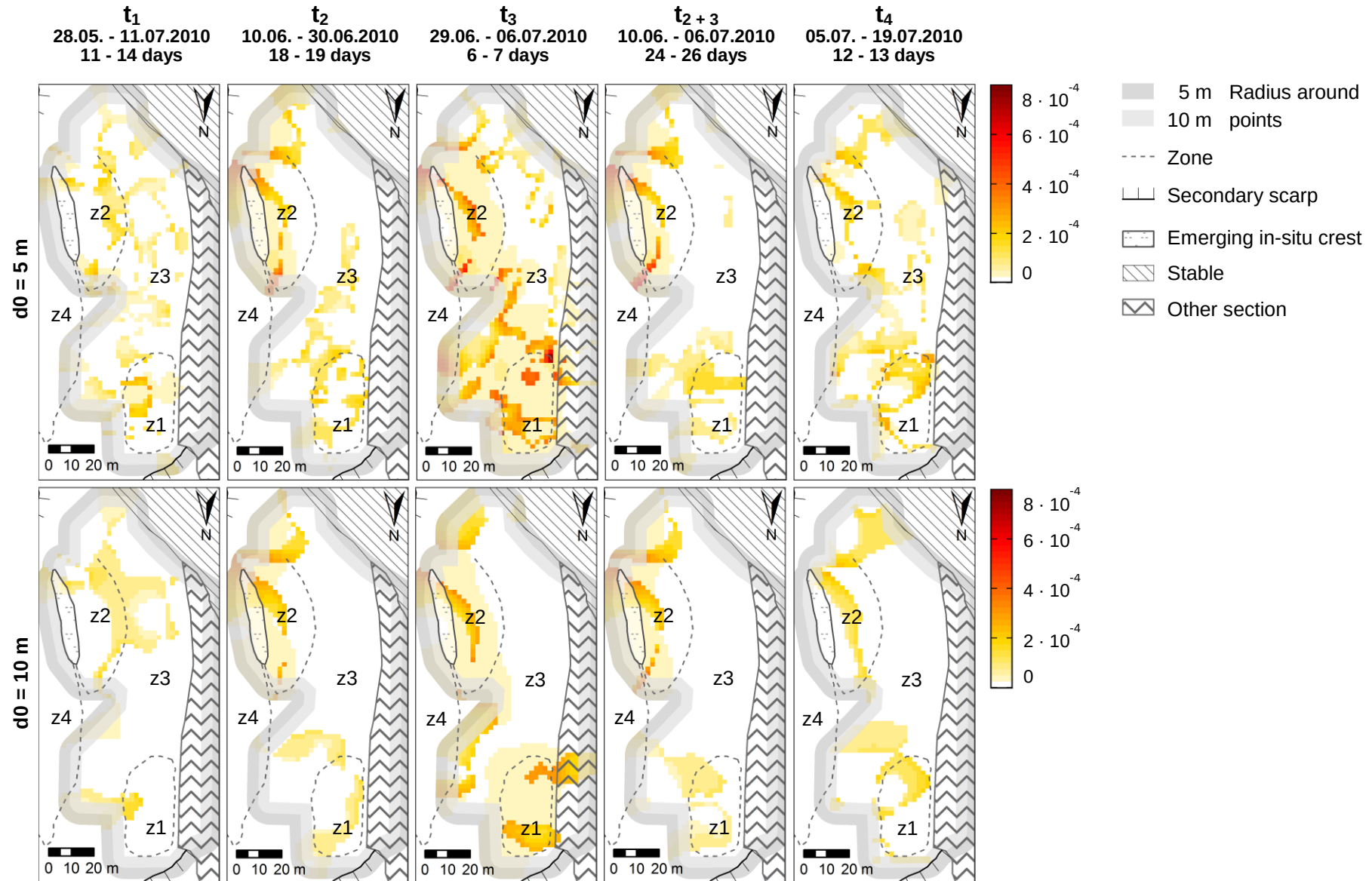
Typ	Datum	Punktzahl gesamt	Achse	Punktzahl Vergleich	Minimum [m]	1. Quantil [m]	Median [m]	Durch- schnitt [m]	3. Quantil [m]	Maximum [m]	SD [m]	Quantile [m]			
												5 %	10 %	90 %	95 %
UAV	29.05.2010	4.257.391	dz	2.182.593	-2,40	-0,07	0,02	0,01	0,08	3,61	0,13	-0,20	-0,16	0,15	0,21
	30.06.2010	5.857.049	dz	3.041.307	-2,31	-0,05	-0,01	-0,01	0,04	1,98	0,08	-0,13	-0,10	0,08	0,10
	31.05.2010	2.750.618	dz	1.467.935	-2,09	-0,09	-0,04	-0,02	0,03	4,01	0,13	-0,14	-0,12	0,10	0,15
	01.06.2010	6.535.414	dz	3.195.803	-2,35	-0,04	0,00	0,00	0,04	3,69	0,07	-0,11	-0,08	0,08	0,10
	02.06.2010	4.717.501	dz	2.197.505	-2,23	-0,06	0,01	0,02	0,11	2,12	0,15	-0,20	-0,14	0,20	0,27
	03.06.2010	5.441.949	dz	2.319.628	-2,57	-0,06	-0,01	0,00	0,05	4,05	0,12	-0,15	-0,12	0,11	0,15
	04.06.2010	4.972.303	dz	2.517.204	-4,34	-0,06	0,01	0,02	0,08	4,76	0,12	-0,15	-0,12	0,15	0,20
	05.06.2010	5.160.169	dz	2.673.755	-2,43	-0,06	0,00	0,00	0,05	3,79	0,09	-0,12	-0,10	0,10	0,13
	06.06.2010	4.234.144	dz	1.891.919	-2,03	-0,04	-0,01	0,00	0,04	3,34	0,08	-0,11	-0,08	0,08	0,11
	07.06.2010	4.093.367	dz	2.143.558	-2,29	-0,08	-0,02	-0,02	0,03	4,29	0,11	-0,19	-0,15	0,08	0,12
	08.06.2010	6.571.932	dz	2.960.103	-4,78	-0,04	0,00	0,01	0,05	4,90	0,10	-0,13	-0,09	0,10	0,14
	23.07.2010	5.000.711	dz	2.711.788	-3,27	-0,10	-0,03	-0,02	0,06	3,68	0,14	-0,19	-0,16	0,15	0,22
terrestrisch	23.07.2010	157.687	dz	127.844	-0,52	-0,01	0,01	0,01	0,04	0,78	0,05	-0,06	-0,04	0,07	0,10
	05.06.2010	671.038	dz	459.856	-2,19	-0,05	0,01	0,02	0,08	3,54	0,16	-0,20	-0,13	0,17	0,24

A.4 ANHANG 4: KARTEN DER DURCHSCHNITTSGESCHWINDIGKEITEN UND STRAINRATENFELDER FÜR ALLE ZEITABSCHNITTE

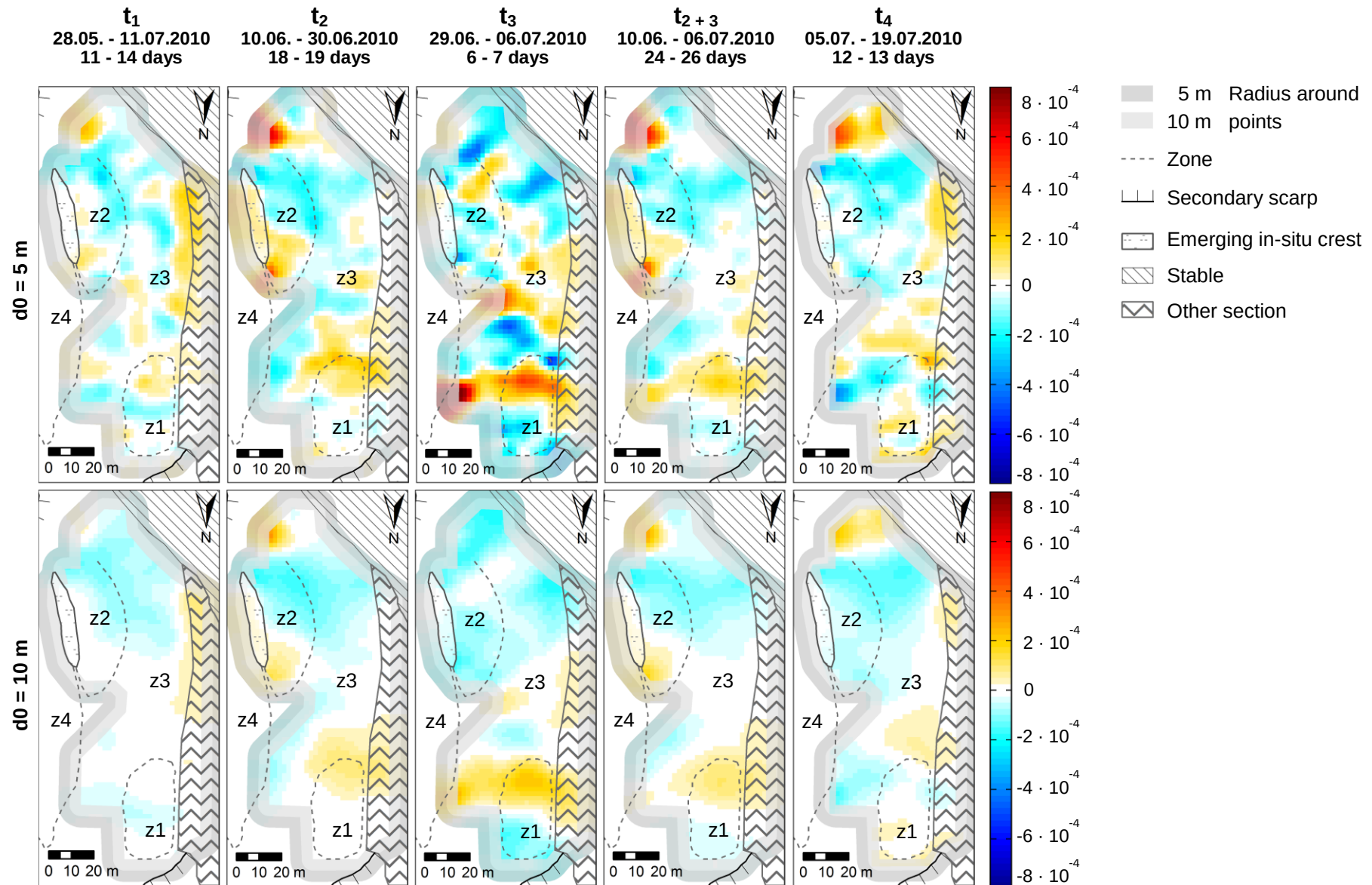
A.4.1 Durchschnittsgeschwindigkeiten von den Gittermessungen für alle Zeitabschnitte.



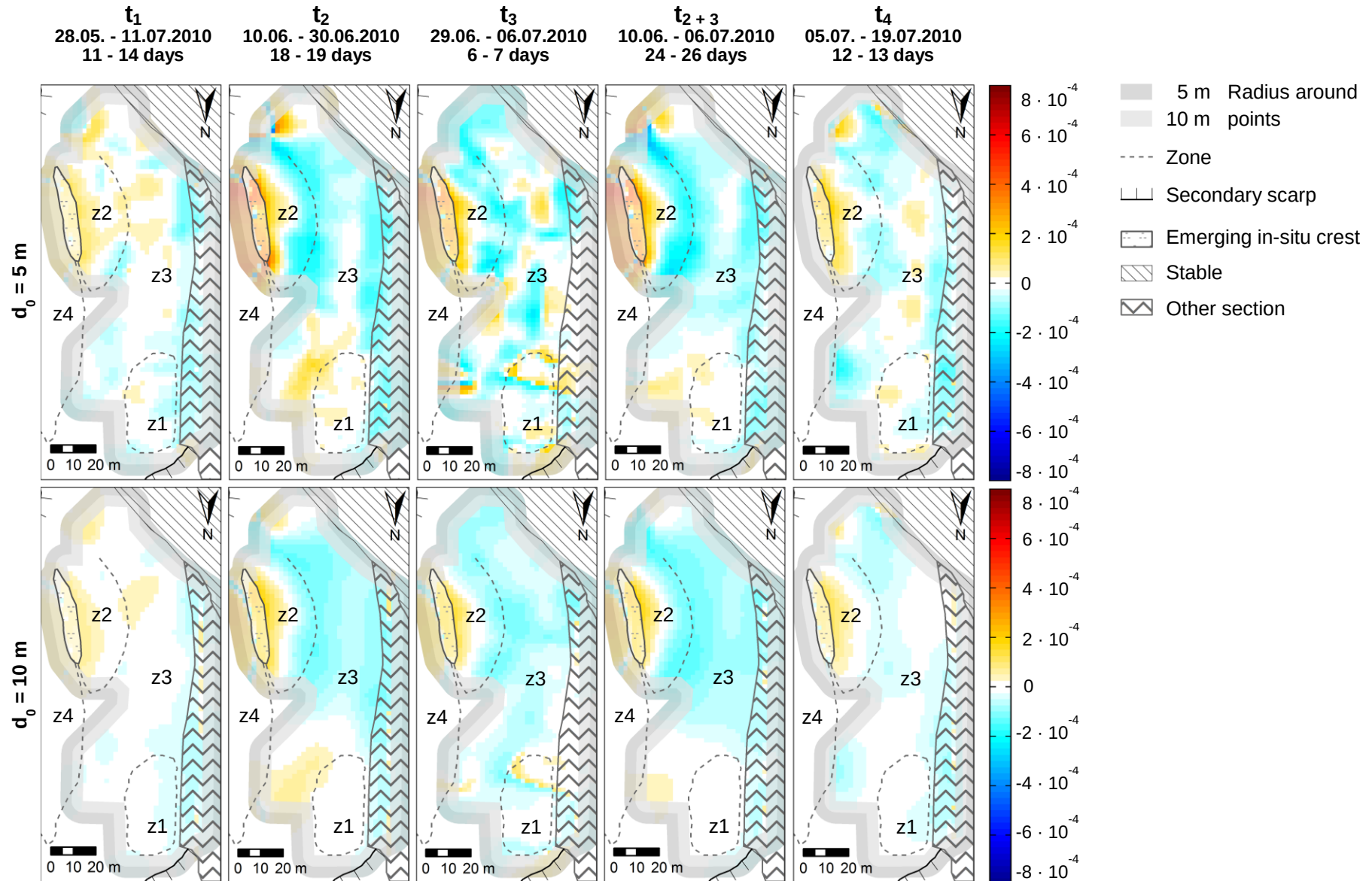
A.4.2 Absolute Fehler basierend auf der Strainberechnung von Teza et al. (2008a) von den Gittermessungen für alle Zeitabschnitte, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte. Rate pro Tag.



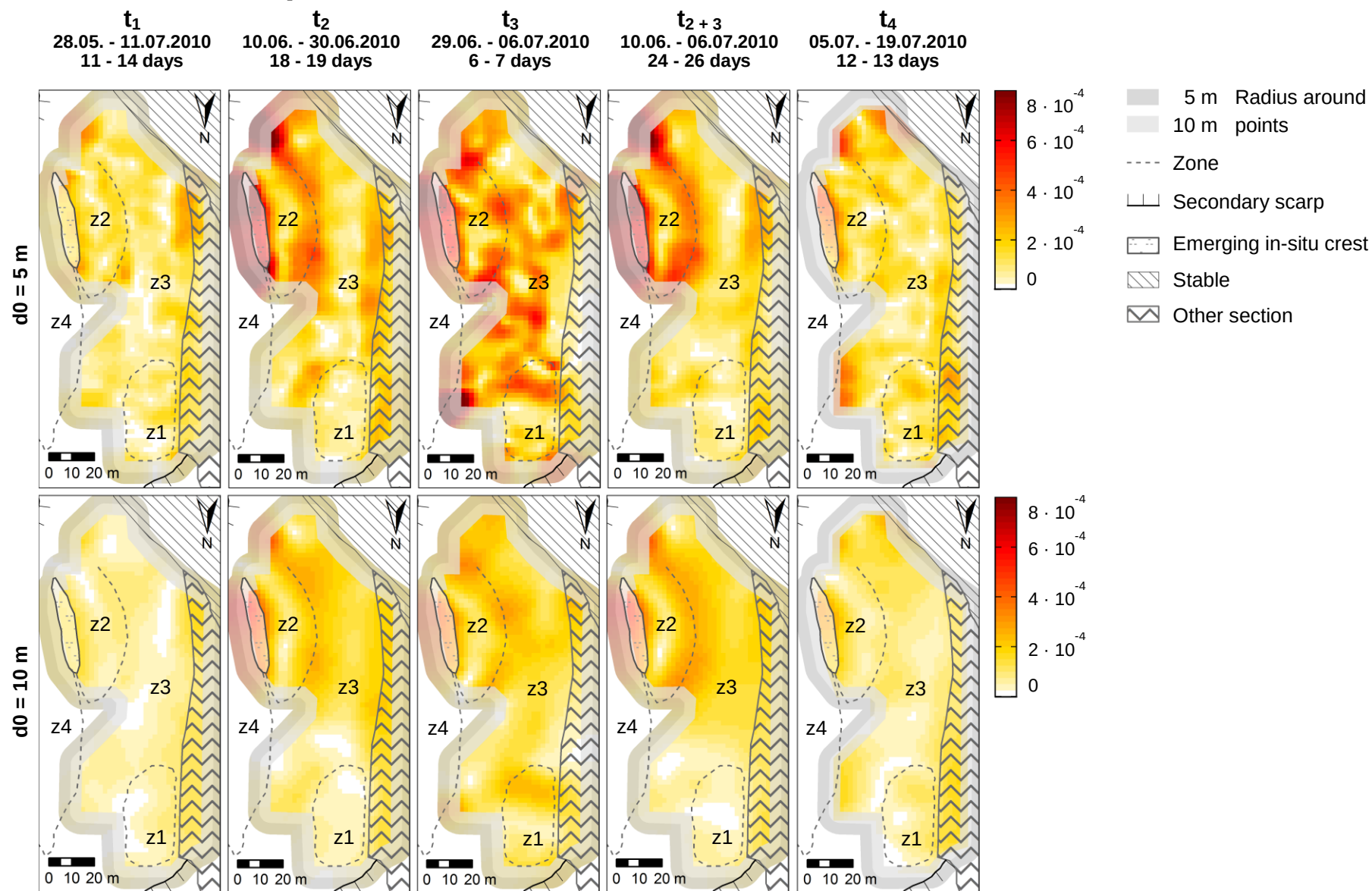
A.4.3 Dilatationsraten (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.



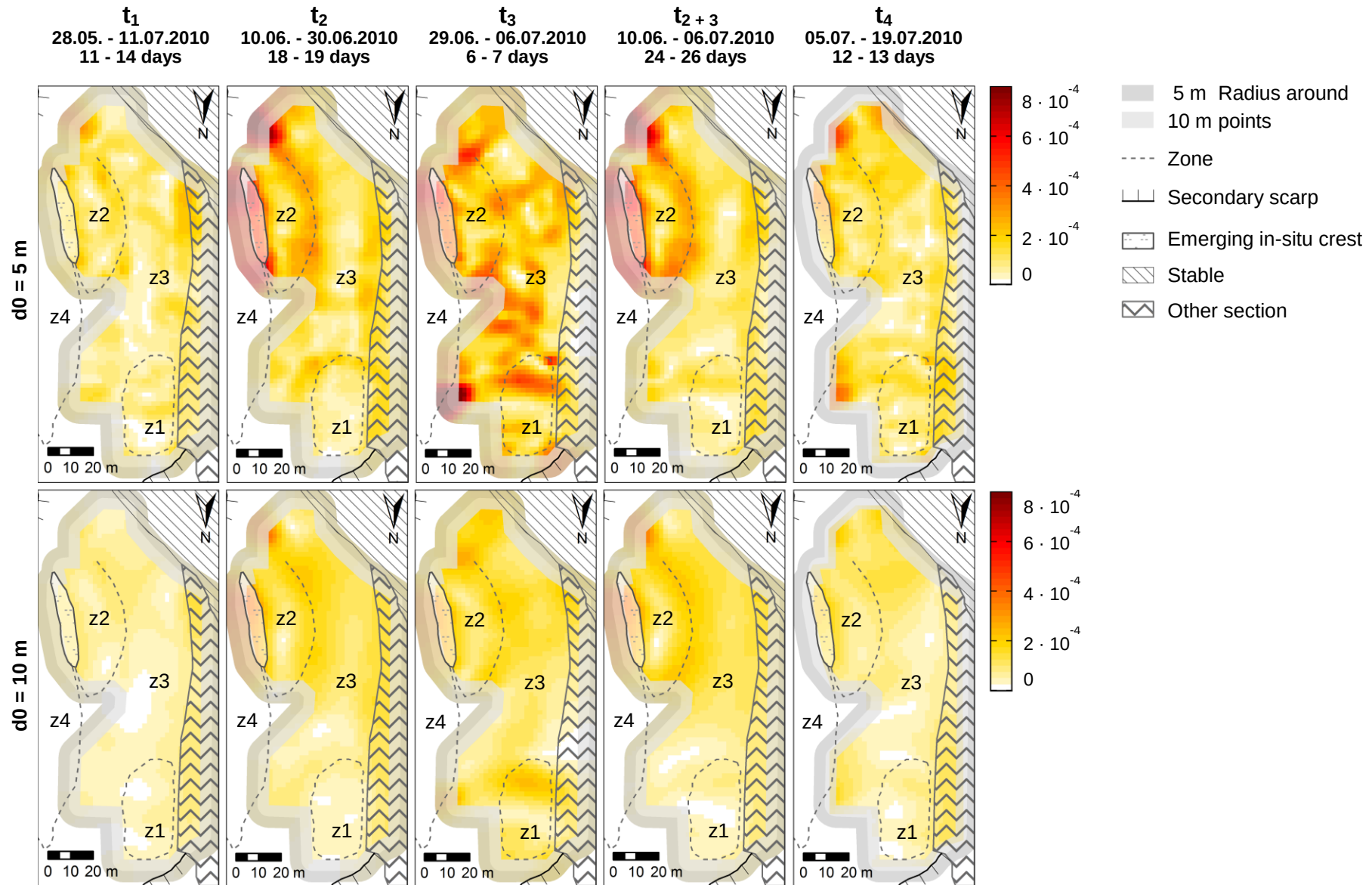
A.4.4 Scherungsraten in Bewegungsrichtung (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.



A.4.5 Scherungsraten (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.



A.4.6 Rate für die zweite Invariante des Verzerrungstensors (pro Tag) von allen Zeitabschnitten, überlagert mit den geomorphologischen Zonen und der umhüllende der Messpunkte.



A.4.7 Tabellarische Übersicht der Statistikwerte von den Strainratenfelder mit und ohne Stützpunkte für die Messungen für 50 Tage.

dGNSS-Gitter	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-2,6E-04	2,6E-04	6,7E-06	7,1E-05	-1,5E-04	1,5E-04	-1,2E-05	4,7E-05	-2,3E-04	1,8E-04	-1,7E-05	7,4E-05	-1,7E-04	1,5E-04	-3,3E-05	5,1E-05
Scherungsraten	3,0E-06	7,0E-04	1,7E-04	1,5E-04	2,2E-06	4,3E-04	1,1E-04	7,7E-05	3,0E-06	4,2E-04	1,2E-04	9,1E-05	2,1E-06	2,9E-04	8,2E-05	6,2E-05
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-1,6E-04	3,5E-04	3,2E-06	1,0E-04	-2,1E-04	2,1E-04	-2,3E-05	5,6E-05	-1,6E-04	1,9E-04	-2,1E-05	5,9E-05	-1,3E-04	3,3E-05	-3,1E-05	3,4E-05
Rate der zweiten Invariante	1,6E-05	5,1E-04	1,3E-04	1,0E-04	1,1E-05	3,1E-04	8,4E-05	5,4E-05	1,6E-05	3,0E-04	9,6E-05	6,7E-05	9,7E-06	2,3E-04	7,0E-05	4,8E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	8,5E-07	5,7E-05	8,3E-06	7,2E-06	3,8E-07	5,3E-05	6,7E-06	6,2E-06	9,2E-07	5,3E-05	9,7E-06	7,7E-06	4,1E-07	4,8E-05	7,1E-06	6,4E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	1,6E-07	1,7E-04	1,2E-05	2,3E-05	2,9E-07	1,6E-04	7,9E-06	2,0E-05	5,0E-07	1,6E-04	1,3E-05	2,6E-05	2,5E-07	1,4E-04	8,3E-06	2,0E-05
Absoluter Fehler	3,2E-06	2,3E-04	2,0E-05	2,9E-05	3,0E-06	2,1E-04	1,5E-05	2,5E-05	3,5E-06	2,1E-04	2,3E-05	3,2E-05	3,2E-06	1,9E-04	1,5E-05	2,6E-05

dGNSS	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-9,5E-04	5,4E-04	-1,6E-05	1,3E-04	-3,8E-04	3,8E-04	-2,8E-05	7,0E-05	-9,5E-04	1,3E-03	-2,6E-05	1,7E-04	-4,1E-04	4,1E-04	-3,2E-05	9,3E-05
Scherungsraten	2,4E-06	2,6E-03	2,3E-04	3,5E-04	7,5E-07	1,3E-03	1,8E-04	2,5E-04	2,4E-06	2,1E-03	2,0E-04	2,9E-04	8,7E-07	1,2E-03	2,0E-04	2,5E-04
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-1,3E-03	4,7E-04	-5,8E-05	1,7E-04	-6,3E-04	1,5E-04	-7,2E-05	1,2E-04	-1,0E-03	4,7E-04	-5,2E-05	1,3E-04	-6,1E-04	1,5E-04	-7,8E-05	1,3E-04
Rate der zweiten Invariante	8,6E-06	1,9E-03	1,8E-04	2,5E-04	8,0E-06	9,0E-04	1,4E-04	1,7E-04	8,6E-06	1,5E-03	1,7E-04	2,2E-04	9,4E-06	8,6E-04	1,5E-04	1,8E-04
Absoluter Fehler auf max Strain	6,7E-07	1,4E-04	1,5E-05	2,2E-05	4,5E-07	8,3E-05	1,3E-05	1,5E-05	6,8E-07	1,3E-04	1,5E-05	1,8E-05	4,6E-07	7,7E-05	1,3E-05	1,3E-05
Absoluter Fehler auf min Strain	3,0E-07	4,2E-04	1,5E-05	3,8E-05	3,4E-07	2,5E-04	1,2E-05	2,8E-05	4,4E-07	4,0E-04	1,5E-05	3,6E-05	4,4E-07	2,3E-04	1,2E-05	2,8E-05
Absoluter Fehler	2,3E-06	5,6E-04	3,0E-05	5,3E-05	2,3E-06	3,3E-04	2,5E-05	3,8E-05	2,4E-06	5,3E-04	3,0E-05	4,8E-05	2,4E-06	3,1E-04	2,5E-05	3,6E-05

TLS	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 8,5 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 8,5 mm)			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-8,6E-04	5,7E-04	-9,1E-05	1,8E-04	-5,1E-04	4,5E-05	-1,1E-04	1,2E-04
Scherungsraten	3,9E-06	1,3E-03	2,3E-04	2,3E-04	6,7E-06	6,3E-04	1,8E-04	1,4E-04
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-5,6E-04	4,0E-04	-5,5E-05	1,1E-04	-3,1E-04	1,9E-04	-6,1E-05	7,1E-05
Rate der zweiten Invariante	8,8E-06	1,1E-03	1,9E-04	1,9E-04	1,4E-05	5,5E-04	1,5E-04	1,2E-04
Absoluter Fehler auf max Strain	6,4E-07	1,0E-04	1,2E-05	1,5E-05	8,2E-07	6,1E-05	1,1E-05	1,1E-05
Absoluter Fehler auf min Strain	2,4E-07	3,0E-04	2,3E-05	4,8E-05	2,5E-07	1,8E-04	1,8E-05	3,5E-05
Absoluter Fehler	1,9E-06	4,0E-04	3,5E-05	6,3E-05	2,2E-06	2,4E-04	2,9E-05	4,4E-05

dGNSS gesamter Hang	d0 = 15 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 20 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)				d0 = 30 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,4 mm)			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-6,3E-04	5,0E-04	5,0E-06	9,9E-05	-4,0E-04	3,2E-04	8,4E-06	7,8E-05	-2,1E-04	2,6E-04	6,5E-06	6,1E-05
Scherungsraten	1,3E-06	1,0E-03	1,2E-04	1,7E-04	4,9E-07	7,2E-04	1,0E-04	1,3E-04	4,5E-07	5,4E-04	8,5E-05	1,0E-04
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-4,5E-04	3,4E-04	-3,1E-05	8,6E-05	-3,6E-04	2,4E-04	-2,7E-05	7,0E-05	-2,6E-04	8,4E-05	-2,5E-05	5,6E-05
Rate der zweiten Invariante	1,4E-06	8,4E-04	1,0E-04	1,3E-04	7,0E-07	5,8E-04	8,4E-05	9,9E-05	6,0E-07	3,8E-04	7,1E-05	7,5E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	2,8E-07	6,1E-05	6,7E-06	7,5E-06	3,2E-07	4,4E-05	5,8E-06	6,2E-06	3,1E-07	4,0E-05	5,2E-06	5,3E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	2,6E-07	1,8E-04	7,6E-06	1,7E-05	2,0E-07	1,3E-04	6,0E-06	1,4E-05	2,0E-07	1,2E-04	5,0E-06	1,3E-05
Absoluter Fehler	1,7E-06	2,4E-04	1,4E-05	2,2E-05	1,6E-06	1,8E-04	1,2E-05	1,8E-05	1,5E-06	1,6E-04	1,0E-05	1,6E-05

A.4.8 Tabellarische Übersicht der Statistikwerte von den Strainratenfelder mit und ohne Stützpunkte für alle Zeitabschnitte aus den dGNSS-Gittern.

t_1	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,5 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,5 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-2,6E-04	1,9E-04	-5,6E-06	6,3E-05	-1,3E-04	8,6E-05	-1,6E-05	3,9E-05	-2,7E-04	1,5E-04	-2,0E-05	6,5E-05	-1,4E-04	3,1E-05	-3,6E-05	3,6E-05
Scherungsraten	2,4E-06	3,2E-04	1,2E-04	6,4E-05	1,3E-06	1,7E-04	7,3E-05	3,9E-05	2,4E-06	3,5E-04	1,1E-04	7,4E-05	1,6E-06	1,5E-04	5,8E-05	2,6E-05
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-1,2E-04	1,3E-04	-4,4E-06	5,5E-05	-7,8E-05	8,1E-05	-8,3E-06	3,4E-05	-1,3E-04	1,5E-04	-5,9E-06	4,7E-05	-4,6E-05	7,1E-05	-8,2E-07	2,4E-05
Rate der zweiten Invariante	4,4E-06	2,5E-04	9,4E-05	4,7E-05	4,3E-06	1,3E-04	6,0E-05	2,7E-05	5,9E-06	2,6E-04	9,3E-05	5,4E-05	5,1E-06	1,1E-04	5,3E-05	2,3E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	2,0E-06	5,7E-05	1,3E-05	9,5E-06	1,2E-06	3,4E-05	8,5E-06	5,1E-06	2,3E-06	6,1E-05	1,7E-05	1,1E-05	1,5E-06	3,7E-05	1,1E-05	6,1E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	1,1E-07	1,7E-04	1,7E-05	3,0E-05	3,9E-07	1,0E-04	1,2E-05	1,9E-05	1,9E-06	1,8E-04	2,6E-05	3,7E-05	7,8E-07	1,1E-04	1,9E-05	2,3E-05
Absoluter Fehler	3,8E-06	2,3E-04	3,0E-05	3,7E-05	4,5E-06	1,4E-04	2,0E-05	2,3E-05	7,4E-06	2,5E-04	4,3E-05	4,5E-05	5,5E-06	1,5E-04	3,0E-05	2,8E-05

t_2	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,2 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,2 mm)				d0 = 10 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-2,8E-04	4,8E-04	1,8E-05	1,0E-04	-1,8E-04	3,0E-04	-1,2E-05	6,0E-05	-4,1E-04	4,0E-04	-9,5E-06	1,1E-04	-2,1E-04	3,0E-04	-3,1E-05	6,9E-05
Scherungsraten	6,4E-06	9,9E-04	2,3E-04	2,0E-04	2,3E-06	5,7E-04	1,5E-04	1,0E-04	7,1E-06	4,9E-04	1,6E-04	1,2E-04	3,6E-06	4,3E-04	1,2E-04	8,7E-05
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-3,3E-04	4,8E-04	9,3E-06	1,4E-04	-2,6E-04	2,7E-04	-2,6E-05	7,7E-05	-2,3E-04	1,6E-04	-2,4E-05	8,0E-05	-1,7E-04	9,3E-05	-3,7E-05	5,8E-05
Rate der zweiten Invariante	5,4E-06	7,1E-04	1,8E-04	1,5E-04	1,0E-05	4,1E-04	1,2E-04	7,1E-05	5,5E-06	4,4E-04	1,4E-04	9,2E-05	6,2E-06	3,7E-04	1,0E-04	6,4E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	1,6E-06	8,3E-05	1,5E-05	1,2E-05	9,2E-07	6,7E-05	1,1E-05	9,1E-06	1,3E-06	8,4E-05	1,6E-05	1,2E-05	1,0E-06	6,8E-05	1,1E-05	9,6E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	4,4E-07	2,5E-04	2,6E-05	4,1E-05	5,3E-07	2,0E-04	1,6E-05	3,0E-05	5,9E-07	2,5E-04	3,0E-05	4,1E-05	5,2E-07	2,0E-04	1,7E-05	3,1E-05
Absoluter Fehler	4,8E-06	3,3E-04	4,1E-05	5,2E-05	5,7E-06	2,7E-04	2,6E-05	3,8E-05	3,3E-06	3,3E-04	4,6E-05	5,0E-05	5,9E-06	2,7E-04	2,8E-05	3,9E-05

t_3	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 3,1 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 3,1 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-5,2E-04	4,9E-04	-1,8E-05	1,6E-04	-2,0E-04	2,6E-04	-2,8E-05	8,5E-05	-5,3E-04	4,9E-04	-3,3E-05	1,9E-04	-2,3E-04	2,6E-04	-4,1E-05	9,5E-05
Scherungsraten	4,4E-06	8,3E-04	2,5E-04	1,7E-04	9,9E-06	4,4E-04	1,5E-04	8,3E-05	4,4E-06	7,3E-04	2,5E-04	1,5E-04	8,0E-06	4,0E-04	1,6E-04	8,0E-05
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-2,6E-04	4,0E-04	9,3E-06	1,2E-04	-2,2E-04	2,1E-04	-2,7E-05	6,3E-05	-2,7E-04	3,4E-04	-2,8E-05	9,7E-05	-1,5E-04	1,2E-04	-4,2E-05	4,9E-05
Rate der zweiten Invariante	9,8E-06	5,9E-04	2,1E-04	1,3E-04	1,2E-05	3,1E-04	1,3E-04	6,1E-05	3,7E-05	5,6E-04	2,2E-04	1,1E-04	1,4E-05	3,1E-04	1,4E-04	5,5E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	1,7E-06	1,5E-04	2,9E-05	2,1E-05	3,4E-06	7,4E-05	1,9E-05	1,1E-05	5,6E-06	1,8E-04	3,9E-05	2,2E-05	3,7E-06	8,1E-05	2,3E-05	1,1E-05
Absoluter Fehler auf min Strain	4,9E-07	4,5E-04	4,3E-05	7,0E-05	4,0E-07	2,2E-04	2,1E-05	4,2E-05	2,2E-06	5,3E-04	5,6E-05	8,8E-05	1,9E-06	2,4E-04	2,1E-05	4,3E-05
Absoluter Fehler	2,9E-06	6,0E-04	7,1E-05	8,8E-05	6,1E-06	3,0E-04	4,0E-05	5,1E-05	1,7E-05	7,0E-04	9,6E-05	1,1E-04	9,6E-06	3,2E-04	4,4E-05	5,2E-05

t_4	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,7 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 1,7 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD	min	max	mean	SD
Dilatationsraten	-3,6E-04	2,9E-04	-1,9E-05	9,1E-05	-1,6E-04	2,1E-04	-1,9E-05	5,8E-05	-3,7E-04	2,7E-04	-4,0E-05	9,9E-05	-1,9E-04	2,1E-04	-3,7E-05	6,5E-05
Scherungsraten	4,1E-06	4,8E-04	1,5E-04	8,9E-05	1,4E-06	3,2E-04	1,0E-04	6,0E-05	8,2E-06	4,4E-04	1,3E-04	6,8E-05	2,0E-06	2,6E-04	8,5E-05	4,8E-05
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-1,6E-04	2,3E-04	4,2E-06	7,4E-05	-1,5E-04	1,5E-04	-1,7E-05	4,6E-05	-1,0E-04	2,0E-04	2,1E-06	5,1E-05	-1,2E-04	1,2E-04	-1,3E-05	3,5E-05
Rate der zweiten Invariante	1,6E-05	3,5E-04	1,3E-04	6,3E-05	4,9E-06	2,3E-04	8,3E-05	4,3E-05	1,6E-05	3,1E-04	1,2E-04	5,3E-05	2,8E-06	2,2E-04	7,7E-05	4,0E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	1,3E-06	5,6E-05	1,4E-05	1,1E-05	2,2E-06	4,5E-05	1,1E-05	6,8E-06	1,3E-06	6,2E-05	1,9E-05	1,3E-05	8,8E-07	4,4E-05	1,3E-05	8,5E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	4,3E-07	1,7E-04	2,6E-05	3,9E-05	5,9E-07	1,4E-04	1,6E-05	2,6E-05	2,2E-06	1,8E-04	3,8E-05	4,6E-05	1,1E-06	1,3E-04	2,5E-05	3,2E-05
Absoluter Fehler	4,5E-06	2,2E-04	4,1E-05	4,9E-05	5,2E-06	1,8E-04	2,7E-05	3,2E-05	8,2E-06	2,5E-04	5,7E-05	5,7E-05	6,1E-06	1,8E-04	3,8E-05	3,9E-05

t_{2+3}	d0 = 5 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,9 mm)				d0 = 10 m mit Stützpunkte (Fehler = 0,9 mm)				d0 = 5 m ohne Stützpunkte				d0 = 10 m ohne Stützpunkte			
	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>mean</i>	<i>SD</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>mean</i>	<i>SD</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>mean</i>	<i>SD</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>mean</i>	<i>SD</i>
Dilatationsraten	-3,2E-04	5,1E-04	9,2E-06	9,9E-05	-1,9E-04	2,7E-04	-1,0E-05	5,9E-05	-4,0E-04	3,6E-04	-2,1E-05	1,1E-04	-1,9E-04	2,7E-04	-2,9E-05	6,4E-05
Scherungsraten	1,1E-05	1,0E-03	2,3E-04	2,1E-04	3,1E-06	5,6E-04	1,5E-04	1,0E-04	8,3E-06	5,4E-04	1,7E-04	1,4E-04	3,0E-06	4,2E-04	1,4E-04	1,0E-04
Scherungsraten in Bewegungsrichtung	-4,0E-04	5,0E-04	-6,9E-07	1,4E-04	-2,8E-04	2,6E-04	-3,7E-05	7,4E-05	-2,7E-04	1,2E-04	-3,9E-05	8,2E-05	-2,0E-04	4,5E-05	-5,4E-05	5,8E-05
Rate der zweiten Invariante	1,3E-05	7,5E-04	1,7E-04	1,5E-04	8,4E-06	4,0E-04	1,2E-04	7,2E-05	1,5E-05	4,3E-04	1,4E-04	9,9E-05	8,5E-06	3,5E-04	1,1E-04	7,2E-05
Absoluter Fehler auf max Strain	1,7E-06	1,1E-04	1,5E-05	1,4E-05	1,2E-06	8,0E-05	1,1E-05	1,0E-05	4,5E-07	1,0E-04	1,7E-05	1,2E-05	1,2E-06	6,9E-05	1,2E-05	8,8E-06
Absoluter Fehler auf min Strain	1,4E-07	3,2E-04	2,5E-05	4,5E-05	2,9E-07	2,4E-04	1,5E-05	3,3E-05	9,0E-07	3,1E-04	2,8E-05	4,1E-05	5,0E-07	2,1E-04	1,6E-05	3,0E-05
Absoluter Fehler	3,9E-06	4,3E-04	4,0E-05	5,7E-05	3,7E-06	3,2E-04	2,6E-05	4,2E-05	4,5E-06	4,2E-04	4,5E-05	5,1E-05	6,0E-06	2,8E-04	2,8E-05	3,7E-05

LEBENS LAUF

PERSONALIEN

Name: Sabrina Rothmund

SCHULISCHER WERDEGANG

1988 - 1999	Grundschule und Hauptschule in Owingen, Realschule Überlingen
1999 - 2002	Jörg-Zürn-Gewerbeschule (Technisches Gymnasium) in Überlingen
28.06.2002	Abitur

UNIVERSITÄRER WERDEGANG

WS 2002 / 2003	Beginn des Studiums Technische Geowissenschaften an der Universität Stuttgart (Abschluss: Diplom-Geologin)
----------------	--

ARBEITSTÄTIGKEIT

08/2009 - 04/2010	Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Geophysik, Universität Stuttgart
04/2010 - 02/2011	Wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Universität Strasbourg, Frankreich (CNRS)
seit 04/2011	Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Geophysik, Universität Stuttgart

Erklärung über die Eigenständigkeit der Dissertation

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit mit dem Titel „Geodätische und fernerkundliche Beiträge zum Verständnis rutschungsinduzierter Seismizität an tonreichen Lockergesteinsrutschungen“ selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe; aus fremden Quellen entnommene Passagen und Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Stuttgart, den _____

Sabrina Rothmund