

Struktur und Dynamik tiefgründiger gravitativer Hangdeformationen bei Partschins, Südtirol

Matthias Steinkasserer, BSc

Innsbruck, April 2026

Masterarbeit

eingereicht an der Universität Innsbruck, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften
zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreuer*innen:

Mag. Dr. Hannah Pomella &

assoz. Prof. Mag. Dr. Martin Rutzinger

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt durch meine eigenhändige Unterschrift, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Alle Stellen, die wörtlich oder inhaltlich den angegebenen Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht.

Die vorliegende Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Magister-/Master-/Diplomarbeit/Dissertation eingereicht.

Datum

Unterschrift

KURZFASSUNG

Tiefgründige gravitative Hangdeformationen (Deep-Seated Gravitational Slope Deformations, DSGSDs) stellen im Alpenraum eine anhaltende Gefahr für Infrastruktur und Siedlungsgebiete dar, da sie großräumige Hangbereiche über geologische Zeiträume hinweg kontinuierlich deformieren und wiederkehrende Sekundärprozesse wie Felsstürze und Hangrutschungen auslösen. Am südexponierten Hang von Partschins (Südtirol, Italien) ist eine solche DSGSD zwar seit Längerem bekannt, wurde jedoch bislang nicht systematisch untersucht. Ziel dieser Arbeit ist daher die erstmalige multimethodische Charakterisierung der DSGSD hinsichtlich Morphologie, Kinematik, Strukturgeologie und Hydrogeologie. Die Untersuchung kombiniert geomorphologische und strukturgeologische Geländekartierungen, hydrologische Beobachtungen sowie eine satellitengestützte DInSAR-Analyse auf Basis von Sentinel-1A-Daten (2018–2023). Ergänzend erfolgt ein regionaler Vergleich mit der benachbarten DSGSD von Algund.

Die DSGSD von Partschins stellt mit einer Fläche von ca. 3 km², einer Längsausdehnung von 2,6 km und einem geschätzten Volumen von 0,9 km³ eine großräumige, aktive Hangdeformation dar. Ihr morphologisches Erscheinungsbild wird von Doppelgraten, Zugspalten, Nackentälchen und ausgeprägten Rutschungsstufen geprägt, während eine klassische Aufwölbungszone am Hangfuß infolge kontinuierlicher fluvialer Abtragung durch den Töllgraben fehlt. Die Hangbewegung wird von kombiniert translatorisch-rotatorischen Gleitungen entlang polygonaler, durch das lokale Kluftsystem vorgezeichneter Gleitbahnen dominiert, überlagert von lokalen Kipp-, Fließ- und Sturzprozessen. Die daraus resultierende interne Gliederung in sechs Teilschollen mit SE- bis SSE-gerichteten Bewegungsrichtungen spiegelt die Komplexität der Gesamtdeformation wider. Die strukturgeologische Analyse zeigt, dass die Kinematik der DSGSD maßgeblich durch die tektonische Vorprägung der Texel-Einheit gesteuert wird, während die glaziale Überprägung als wesentlicher Auslöser der Hanginstabilität zu werten ist. Die DInSAR-Auswertung belegt mit räumlich differenzierten Verschiebungsraten von bis zu 25 mm/Jahr eine sehr langsame, aber aktive und kontinuierliche Hangbewegung. Ergänzend dazu differenziert das hydrogeologische Modell zwischen einem oberflächennahen Drainagesystem im Blockschutt und einem tieferen System entlang der Gleitbahnen im deformierten Festgestein.

Der Vergleich mit der DSGSD Algund zeigt, dass trotz vergleichbarer geologischer Rahmenbedingungen lokale Faktoren, insbesondere die fluviale Dynamik des Töllgrabens, die strukturelle Entwicklung und das aktuelle Bewegungsverhalten maßgeblich steuern. Die Arbeit liefert damit eine wichtige Grundlage für die weiterführende Gefahrenbewertung und zukünftige Forschung im Untersuchungsgebiet.

ABSTRACT

Deep-Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSDs) pose a persistent hazard to infrastructure and settlements in the Alps, as they continuously deform large slope sectors over geological timescales and trigger recurring secondary processes such as rockfalls and landslides. On the south-facing slope of Partschins (South Tyrol, Italy), such a DSGSD has long been recognised but has not yet been systematically investigated. The aim of this study is therefore the first multi-method characterisation of the DSGSD with respect to morphology, kinematics, structural geology, and hydrogeology. The investigation combines geomorphological and structural geological field mapping, hydrological observations, and a satellite-based DInSAR analysis using Sentinel-1A data (2018–2023). Additionally, a regional comparison with the neighbouring DSGSD of Algund is carried out.

The DSGSD of Partschins represents a large-scale, active slope deformation covering an area of approximately 3 km², with a longitudinal extent of 2.6 km and an estimated volume of 0.9 km³. Its morphological appearance is characterised by double ridges, tension cracks, uphill-facing scarps, and pronounced slope steps, while a classical toe bulge is absent due to continuous fluvial erosion by the Töllgraben. Slope movement is dominated by combined translational-rotational sliding along polygonal failure surfaces predisposed by the local joint system, superimposed by local toppling, flow, and fall processes. The resulting internal subdivision into six slide blocks with predominantly SE- to SSE-directed movement directions reflects the complexity of the overall deformation. Structural geological analysis reveals that the kinematics of the DSGSD are primarily controlled by the tectonic inheritance of the Texel Unit, while glacial overprinting is regarded as a key trigger of slope instability. DInSAR analysis reveals spatially variable displacement rates of up to 25 mm/year, confirming a very slow but active and continuous slope movement. The hydrogeological model further distinguishes between a shallow drainage system within the blocky debris and a deeper system along the failure surfaces in the deformed bedrock.

Comparison with the DSGSD of Algund shows that, despite comparable geological boundary conditions, local factors, particularly the fluvial dynamics of the Töllgraben, have a dominant control on structural development and current movement behaviour. This study thus provides an important basis for further hazard assessment and future research in the investigation area.

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einleitung.....	7
1.1	Problemstellung	7
1.2	Zielsetzung.....	7
2	Theoretischer Hintergrund	9
2.1	Gravitative Massenbewegungen.....	9
2.1.1	Definition DSGSD	9
2.1.2	Klassifikation von DSGSD.....	10
2.1.3	Morphologische Merkmale	16
2.1.4	Verbreitung im Alpenraum und kontrollierende Faktoren von DSGSD	17
2.2	Satellitengestützte Radarinterferometrie.....	21
2.2.1	Grundprinzip der Radarinterferometrie.....	22
2.2.2	Differential Interferometry SAR (DInSAR)	24
2.2.3	Advanced SAR Differential Interferometry (A-DInSAR).....	25
2.2.4	Limitationen und Fehlerquellen	26
3	Das Untersuchungsgebiet Partschins	27
3.1	Lage und topografischer Rahmen.....	27
3.2	Geologie und Tektonik	28
3.2.1	Tektonischer Überblick.....	28
3.2.2	Quartärgeologischer Überblick.....	31
3.2.3	Lithologien im Untersuchungsgebiet	32
3.3	Frühere Untersuchungen zu Hangbewegungen	34
4	Methodik	35
4.1	Geomorphologische Kartierung	35
4.2	Geologische und strukturelle Kartierung.....	35
4.3	Hydrologische Kartierung.....	38
4.4	Satellitengestützte Fernerkundung	39
4.4.1	Sichtbarkeitsstudie	39
4.4.2	Zeitreihenbasierte DInSAR-Analyse.....	42
5	Ergebnisse.....	45
5.1	Geomorphologische Kartierung	45
5.2	Strukturgeologische Kartierung.....	50
5.2.1	Schieferung.....	51
5.2.2	Störungen	51
5.2.3	Trennflächenanalyse.....	52
5.2.4	Geologische Profile	58
5.3	Hydrologische Beobachtungen	60
5.4	Sentinel-1A-Sichtbarkeitsanalyse und DInSAR-Auswertung.....	64
5.4.1	Sentinel-1A-Sichtbarkeitsstudie	64
5.4.2	Sentinel-1A zeitreihenbasierte DInSAR	66
6	Charakterisierung und Klassifikation der DSGSD von Partschins	73
6.1	Morphologische Charakterisierung	73
6.2	Quantitative Charakterisierung und Größenordnung.....	75
6.3	Bewegungstyp und kinematische Klassifikation	75
6.4	Aktivitätszustand und Bewegungsraten der Massenbewegung	76
7	Diskussion.....	77
7.1	Strukturgeologische Steuerung und Kinematik der DSGSD	77

7.1.1 Tektonische Vorprägung und regionale Einordnung	77
7.1.2 Trennflächengefüge und kinematische Voraussetzungen.....	77
7.1.3 Übergeordnetes Bewegungsbild	80
7.1.4 Teilschollenmodell.....	82
7.1.5 Ansätze zur kinematischen Entwicklung der DSGSD	83
7.2 Hangbewegungsdaten	85
7.3 Hydrologisches Modell	87
7.4 Vergleich mit der DSGSD Algund	90
8 Fazit und Ausblick.....	93
9 Danksagung.....	96
10 Quellenverzeichnis.....	97
Anhang A: Kartenmaterial	105
Anhang B: Feldprotokolle Trennflächenanalyse	107
Anhang C: Sentinel-1A LOS-Verschiebung an ausgewählten Punkten	111

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

DSGSDs gehören zu den bedeutendsten natürlichen Phänomenen im Alpenraum. Sie erfassen große Hangbereiche und deformieren sich über Jahrhunderte bis Jahrtausende kontinuierlich. Dabei stellen sie eine permanente Gefahr für Infrastruktur und Siedlungsgebiete dar. Sekundärprozesse wie Felsstürze und Hangrutschungen, die aus DSGSDs hervorgehen, können innerhalb kurzer Zeit erhebliche Schäden verursachen.

Am südexponierten Hang von Partschins (Südtirol, Italien) befindet sich zwischen der Hohen Wiege und dem Töllgraben eine solche tiefgründige Hangdeformation, die als Ursache für wiederkehrende Sekundärereignisse gilt (SGN-ISPRA, 2010). Ihre Aktivität ist durch mehrere dokumentierten Ereignisse belegt. Im Jahr 2011 ereignete sich im Bereich des Greiterhofs ein Felssturz von 70.000-80.000 m³, der beinahe bewohntes Gebiet erreichte und die Evakuierung von rund 200 Personen erforderlich machte. Des Weiteren führte am 25. Februar 2024 ein Hangrutsch zu direkten Sachschäden im bewirtschafteten Hangbereich (zerstörter Stall, ca. 50 Tiere).

Die tiefgründige Hangdeformation ist zwar seit Längerem bekannt (SGN-ISPRA, 2010), wurde jedoch bislang nicht detailliert untersucht. Insbesondere fehlen Erkenntnisse über die kinematischen Prozesse sowie den Zusammenhang zwischen geologischen Strukturen, hydrologischen Faktoren und der Bewegungsdynamik. Vor dem Hintergrund der dokumentierten Schadensereignisse sowie der fortschreitenden Nutzung des Hanges ist eine detaillierte Charakterisierung dieser DSGSD von hoher wissenschaftlicher und gesellschaftlicher Relevanz.

1.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist eine erstmalige systematische Untersuchung der DSGSD von Partschins, um ihre geomorphologischen und strukturellen Eigenschaften zu charakterisieren, ihre Kinematik sowie hydrogeologischen Steuerungsfaktoren zu analysieren und daraus ein besseres Verständnis der Bewegungsdynamik zu entwickeln. Um diese Wissenslücke zu schließen, verfolgt diese Arbeit folgende vier Hauptziele:

(1) Charakterisierung und Klassifikation der DSGSD: Basierend auf einer geomorphologischen Kartierung, strukturellen Feldaufnahmen und ersten hydrologischen Messungen soll die DSGSD detailliert charakterisiert und klassifiziert werden.

(2) Satellitengestützte Erfassung der Hangdeformation: Mittels einer Sentinel-1A-Sichtbarkeitsstudie wird zunächst die Eignung der SAR-Daten im Untersuchungsgebiet unter Berücksichtigung topografischer und vegetationsbedingter Einflüsse analysiert. Anschließend

werden mithilfe von zeitreihenbasiertem DInSAR auf Basis von Sentinel-1A-Daten (2018-2023) die Bewegungsraten und die räumliche Verteilung der Deformation quantifiziert sowie aktive Zonen identifiziert.

(3) Entwicklung eines kinematischen und hydrogeologischen Modells: Aus den gesamten Ergebnissen werden sowohl ein geologisch-kinematisches Modell, welches die Bewegungsdynamik der DSGSD darstellt, als auch ein hydrogeologisches Modell entwickelt.

(4) Regionale Einordnung und Vergleich: Die DSGSD von Partschins wird mit der benachbarten DSGSD von Algund verglichen, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede in Struktur, Kinematik und hydrologischem System herauszuarbeiten.

2 THEORETISCHER HINTERGRUND

2.1 Gravitative Massenbewegungen

Gravitative Massenbewegungen umfassen alle schwerkraftbedingten, hangabwärts gerichteten Verlagerungen von Fels- und/oder Lockergestein. Diese können sowohl bruchlos als auch bruchhaft erfolgen und sind hinsichtlich Bewegungsmechanismus, Materialzusammensetzung, Geschwindigkeit, Volumen, Geometrie und Tiefgang der bewegten Masse zu unterteilen (Zangerl et al., 2008). Die Bandbreite reicht von oberflächennahen Rutschungen und Felsstürzen bis zu tiefgreifenden Deformationen des gesamten Hangkörpers. DSGSDs bilden einen bedeutenden Sonderfall, da sie über lange Zeiträume langsam, aber kontinuierlich ablaufen. Durch die fortschreitende Ausdehnung des Siedlungsraums in den Gebirgsregionen der Alpen gewinnt das Verständnis gravitativer Massenbewegungen zunehmend an Bedeutung, insbesondere für die Erkennung von Gefahren- und Risikozonen.

2.1.1 Definition DSGSD

Bereits Mitte des 20. Jahrhunderts erkannten Stini (1941) und Zischinsky (1966) die langsame, aber kontinuierliche Deformation großer Gebirgsabschnitte. Sie führten die Konzepte des Talzuschubes und der Sackung ein und bildeten die Grundlage für das heutige Verständnis tiefgründiger Hangdeformationen.

Tiefgründige Hangdeformationen (engl. deep-seated gravitational slope deformations, kurz DSGSD) sind großräumige Massenbewegungen, die weite Teile ganzer Berghänge oder Talflanken erfassen (Agliardi et al., 2001; Agliardi et al., 2012). Sie zeichnen sich durch geringe Bewegungsraten im Bereich von wenigen Millimetern bis Zentimetern pro Jahr aus (Crippa et al., 2020; Frattini et al., 2018), die sich über lange Zeiträume (10^3 bis 10^5 Jahre) hinweg zu beträchtlichen Deformationen akkumulieren (Pánek & Klimeš, 2016).

Der heutige Wissensstand belegt die weltweite Verbreitung von DSGSDs in unterschiedlichen lithologischen Einheiten (Crosta et al., 2013). Sie erreichen beträchtliche Mächtigkeiten von mehreren Hundert Metern und weisen häufig keine klar definierten Grenzen auf (Agliardi et al., 2001; Agliardi et al., 2012). In den meisten Fällen entwickeln sich DSGSDs in stark anisotropen Gesteinen und werden durch strukturelle Schwächezonen wie Störungen, Faltenachsen, Schichtflächen, Foliationen und Kluftsysteme kontrolliert (Agliardi et al., 2001; Agliardi, Zanchi & Crosta, 2009; Pánek et al., 2011). Agliardi et al. (2001) weisen zudem darauf hin, dass einige alpine DSGSDs gut ausgebildete basale Gleitflächen besitzen, an denen die bewegten Massen mehrere Milliarden Kubikmeter erreichen können (Agliardi & Crippa, 2022).

Typische morphologische Strukturen von DSGSDs umfassen Doppelgrate, Nackentälchen, Zugspalten und hangaufwärts gerichtete Stufen in den oberen und mittleren Hangbereichen. In den mittleren und unteren Hangabschnitten treten häufig Faltenbildungen infolge von

Stauchung, Wulstbildungen am Hangfuß, eine verstärkte Klüftung des Gesteins sowie sekundäre Massenbewegungen (z. B. sekundäre Rutschungen und Felsstürze) auf (Agliardi et al., 2001).

2.1.2 Klassifikation von DSGSD

2.1.2.1 Kinematische Grundtypen

Die Kinematik von Massenbewegungen kann nach WP/WLI (1993) in fünf grundlegende Bewegungstypen unterteilt werden: Stürzen, Gleiten, Kippen, Fließen und Driften. Bei DSGSDs treten in der Regel Mischformen dieser Grundtypen auf. Das Verständnis der einzelnen kinematischen Prozesse ist jedoch entscheidend, um die Gesamtbewegung eines deformierten Hanges richtig zu interpretieren. Im Folgenden werden die fünf kinematischen Haupttypen gemäß Zangerl et al. (2008) zusammenfassend beschrieben.

Stürzen/Fallen:

Sturzprozesse entstehen durch das Ablösen von Fest- oder Lockergestein an steilen Hängen, meist ohne nennenswerte Scherbewegung (Abbildung 1a). Das Material bewegt sich überwiegend im freien Fall, springend oder rollend hangabwärts und erreicht dabei hohe Geschwindigkeiten von mehreren Metern bis zu mehreren Zehn Metern pro Sekunde.

Je nach Volumen und Bewegungsform werden Sturzprozesse in Stein- und Blockschlag, Felssturz und Bergsturz unterteilt. Während Stein- und Blockschläge einzelne, isolierte Bewegungen darstellen, handelt es sich beim Felssturz um eine zusammenhängende Gesteinsmasse, die während des Falls fragmentiert. Das Volumen liegt dabei meist unter 1 Mio. m³ (Abele, 1974). Bergstürze umfassen deutlich größere Volumina und erreichen entsprechend größere Reichweiten.

Kippen:

Beim Kippen lösen sich Gesteinspakete durch Rotation um eine Achse aus dem Hang, wobei ihr Massenschwerpunkt über der Rotationsachse liegt (Abbildung 1b). Die Bewegung wird durch das Eigengewicht, aber auch durch Wasser- bzw. Eisdruck oder plastische Verformungen im Untergrund ausgelöst.

Kippvorgänge treten vor allem in Gesteinen mit steilstehenden, hangparallelen Trennflächen auf und führen häufig zu Biege- oder Blockkippen. Dabei entstehen Biegezugrisse oder Rotationen einzelner Kluftkörper. Typischerweise entwickeln sich solche Prozesse in geschieferten oder geschichteten Gesteinen und können in Sturz- oder Gleitbewegungen übergehen.

Driften:

Driften bezeichnet die laterale Dehnung oder Extension einer kohäsiven Lockergesteins- oder Felsmasse auf einem weichen, plastisch verformbaren Substrat (Abbildung 1c). Neben horizontalen Verschiebungen treten dabei auch Setzungen auf. Durch Dehnungsprozesse kann die feste Deckschicht entlang steilstehender Zugrisse in einzelne Blöcke zerbrechen.

Das weiche Substrat wird infolge der Deformation in entstehende Spalten gepresst oder diese werden durch herabfallendes Material aufgefüllt. Eine klar ausgebildete Gleit- oder Bruchfläche fehlt meist, stattdessen dominieren plastische Verformungen oder Bodenverflüssigungsprozesse (System „Hart auf Weich“ nach Poisel & Eppensteiner, 1989).

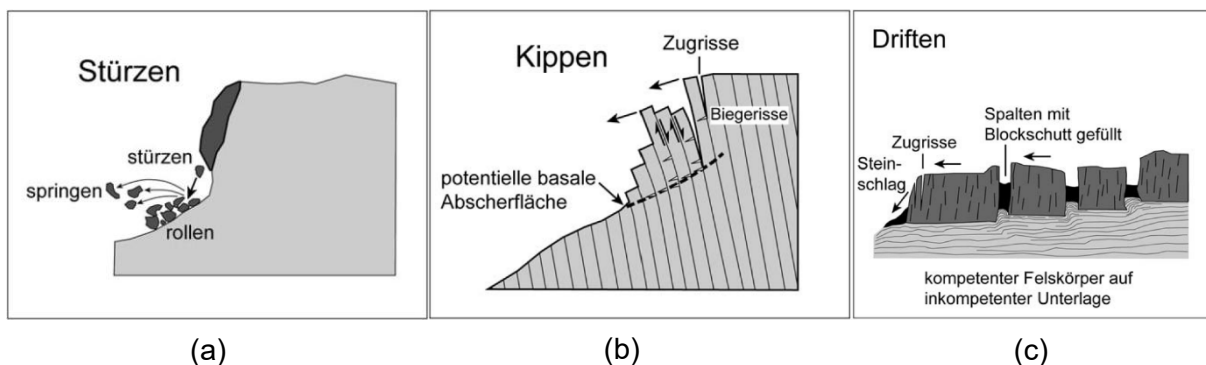


Abbildung 1: Schematische Darstellung der kinematischen Typen (a) Stürzen/Fallen, (b) Kippen und (c) Driften (nach Zangerl et al., 2008).

Fließen:

Fließprozesse sind durch eine hohe interne Beweglichkeit der beteiligten Gesteins- oder Lockermassen gekennzeichnet, wobei kontinuierliche oder kurzlebige Scherzonen auftreten können. Das Bewegungsverhalten ähnelt dem einer viskosen Flüssigkeit, mit abnehmender Geschwindigkeit in der Tiefe.

Fließprozesse treten sowohl in Locker- als auch in Festgesteinen auf (Cruden & Varnes, 1996) und werden häufig mit Gleitbewegungen kombiniert, was eine klare kinematische Abgrenzung erschwert. So zeigen etwa Blockgletscher sowohl gleitende als auch fließende Deformationsanteile. Langsames Fließen im Festgestein (Abbildung 2a) wird als Sackung oder Felskriechen bezeichnet, während langsame Fließprozesse in Lockergesteinen (Abbildung 2b) den Begriffen Hangkriechen, Erdstrom oder Solifluktion entsprechen. Dabei erfolgt die Deformation entweder durch viele kleine, nicht verbundene Scherbewegungen, durch Faltung und Biegung oder durch ein viskoses Verhalten des Gesteins.

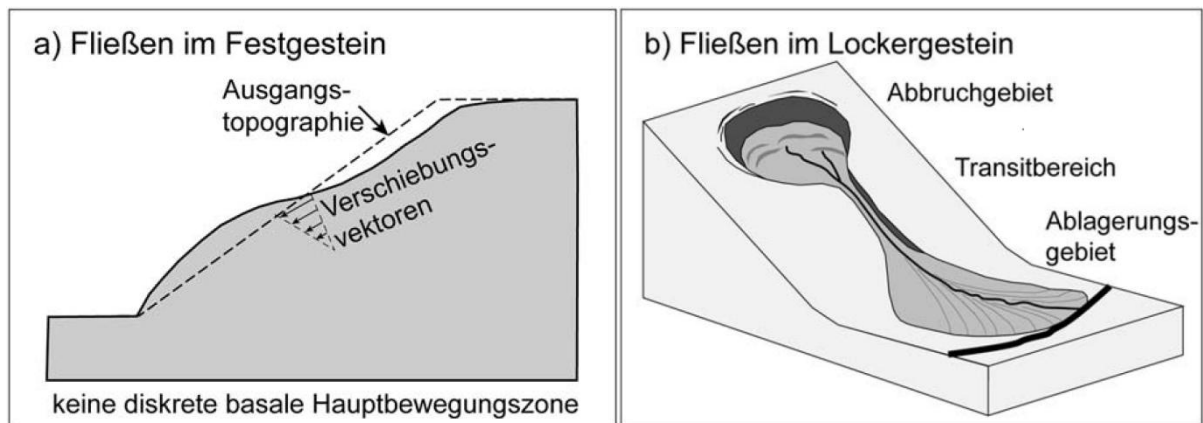


Abbildung 2: Schematische Darstellung des kinematischen Prozesses Fließen (a) im Festgestein und (b) im Lockergestein (nach Zangerl et al., 2008).

Gleiten:

Gleitungen sind Massenbewegungen von Fest- oder Lockergestein entlang einer oder mehrerer bestimmter Bewegungsflächen, auf denen der Hauptteil der Deformation stattfindet. In idealen Fällen verhalten sich die Gleitmassen blockartig. Aufgrund unregelmäßiger Bruchflächen, variabler Gesteinseigenschaften und variablen Porenwasserdrücken entstehen häufig interne Deformationen wie Dehnungen, Stauchungen oder sekundäre Bruchstrukturen. Die Bildung einer zusammenhängenden Gleitzone erfolgt sehr oft durch die Vernetzung lokaler Schwächezonen.

Kinematisch werden zwei Haupttypen unterschieden (Abbildung 3):

- Rotationsgleitungen: Bewegung entlang einer konkaven Gleitfläche, typisch für isotrope Gesteine. Im Hangfußbereich treten Hebungen, im oberen Hangbereich Senken oder Nackentäler auf.
- Translationsgleitungen: Bewegung entlang planer oder leicht welliger Gleitflächen, oft entlang struktureller Diskontinuitäten (z. B. Schichtflächen, Störungen, Foliation). Die Bewegung setzt sich fort, solange ausreichendes Gefälle und kinematische Freiheit bestehen. Ein Sonderfall ist der Keilausbruch, bei dem sich die Gesteinsmasse entlang der Schnittlinie zweier zueinander einfallender Ablöseflächen hangabwärts bewegt.

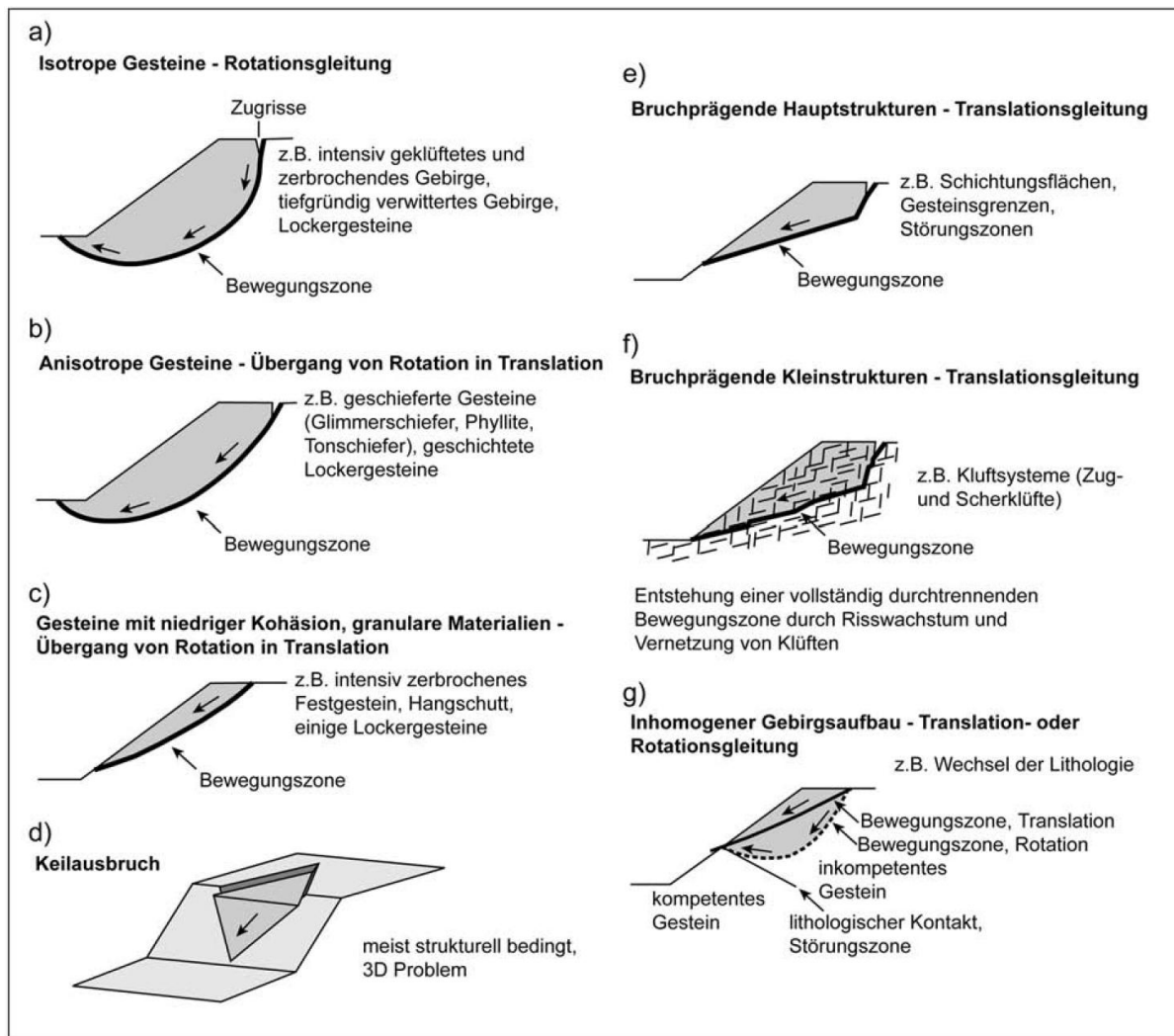


Abbildung 3: Unterschiedliche Arten des Gleitens (nach Zangerl et al., 2008; modifiziert nach Hudson & Harrison, 1997).

2.1.2.2 Geschwindigkeiten von Massenbewegungen

Nach Cruden & Varnes (1996) werden die kinematischen Grundtypen von Massenbewegungen in sieben Geschwindigkeitsklassen unterteilt, die von extrem langsam bis extrem schnell reichen (Abbildung 4). Diese Klassifikation ordnet den verschiedenen Bewegungstypen charakteristische Geschwindigkeitsbereiche zu und verdeutlicht, dass mit Ausnahme von Sturzprozessen, die Art der Bewegung nur einen geringen Einfluss auf die tatsächliche Geschwindigkeit ausübt. Vielmehr zeigt sich, dass innerhalb eines kinematischen Grundtyps eine große Spannweite möglicher Bewegungsraten auftreten kann. Besonders bei DSGSDs, bei denen häufig mehrere kinematische Grundtypen gleichzeitig oder überlagernd auftreten, ist diese Variabilität der Bewegungsraten deutlich ausgeprägt.

Klasse	Beschreibung	Geschwindigkeit Grenzwert [mm/s] Typischer Wert (veranschaulichend)	Art der Massenbewegung (Kinematik)				
			Fallen (Fall)	Kippen (Topple)	Gleiten (Slide)	Fließen/ Kriechen (Flow)	Driften (Spread)
7	extrem schnell (extremely rapid)						
6	sehr schnell (very rapid)	5×10^3 (5 m/s)					
5	schnell (rapid)	5×10^1 (3 m/min)					
4	mäßig (moderate)	5×10^{-1} (1,8 m/h)					
3	langsam (slow)	5×10^{-3} (13 m/Monat)					
2	sehr langsam (very slow)	5×10^{-5} (1,6 m/Jahr)					
1	extrem langsam (extremely slow)	5×10^{-7} (16 mm/Jahr)					

Abbildung 4: Die sieben Geschwindigkeitsklassen von Massenbewegungen (nach Zangerl et al., 2008; modifiziert nach Cruden & Varnes, 1996)

2.1.2.3 Aktivitäten von Massenbewegungen

Die Aktivität von Massenbewegungen wird nach Cruden & Varnes (1996) auf Grundlage des WP/WLI (1993) in drei Hauptkategorien beschrieben. Diese umfassen den zeitlichen Aktivitätszustand, welcher den gegenwärtigen oder vergangenen Bewegungszustand charakterisiert, die räumliche Verteilung der Aktivität, die beschreibt, in welchen Bereichen einer Bewegung Aktivität auftritt, sowie die Art der Bewegungsaktivität, welche die Kombination, Abfolge und Wiederholung unterschiedlicher Bewegungstypen erfasst. Diese Unterteilung ermöglicht eine Beschreibung des Bewegungsverhaltens und bildet die Grundlage für die Interpretation der Dynamik und Entwicklung von Massenbewegungen.

Der zeitliche Aktivitätszustand von Massenbewegungen (Tabelle 1) beschreibt das aktuelle oder vergangene Bewegungsverhalten eines Hanges. Nach Cruden & Varnes (1996) wird zwischen aktiven, blockierten und inaktiven Bewegungen unterschieden. Inaktive Bewegungen können je nach Reaktivierungspotenzial als latent (schlafend), abgeschlossen, stabilisiert oder relik klassifiziert werden. Zudem kann eine zuvor ruhende Bewegung durch veränderte Bedingungen wieder reaktiviert werden. Diese Einteilung erlaubt eine zeitliche Bewertung des Bewegungsverhaltens.

Tabelle 1: Zeitlicher Aktivitätszustand von Massenbewegungen (Cruden & Varnes, 1996; Willerich, 2013).

Bezeichnung	Beschreibung
Aktiv	Die Massenbewegung ist gegenwärtig aktiv, d. h. sie zeigt derzeit messbare Bewegungen. Auch periodisch auftretende Bewegungen fallen darunter.
Blockiert	Die Massenbewegung war innerhalb der letzten 12 Monate aktiv, zeigt derzeit aber keine Bewegung.
Inaktiv	Die Massenbewegung hat sich innerhalb der letzten 12 Monate nicht bewegt.
Latent/ Schlafend	Eine inaktive Massenbewegung, die durch ihre spezifischen Ursachen oder sich ändernde äußere Faktoren (z. B. Klima, Grundwasser, Erschütterungen) reaktiviert werden kann.
Abgeschlossen	Eine inaktive Massenbewegung, die aufgrund des Verlusts ihrer Ursachen oder veränderter Bedingungen nicht mehr reaktiviert werden kann.
Stabilisiert	Eine zuvor aktive oder inaktive Massenbewegung, deren Bewegung durch gezielte Sanierungsmaßnahmen gestoppt wurde.
Relikt / Fossil	Eine landschaftsprägende alte Massenbewegung, die unter früheren klimatischen oder morphologischen Bedingungen entstanden ist und sich vor sehr langer Zeit (Jahrtausende) selbst stabilisiert hat.
Reaktiviert	Eine Massenbewegung, die nach einer inaktiven oder schlafenden Phase erneut aktiv geworden ist.

Nach Cruden & Varnes (1996) wird die Entwicklung einer Gleitung anhand der Veränderung ihrer Gleitfläche beschrieben. Eine fortschreitende Gleitung breitet sich hangabwärts, eine rückschreitende hangaufwärts aus. Sich vergrößernde und sich verkleinernde Gleitungen beziehen sich auf Zu- bzw. Abnahme des Bewegungsvolumens. Bei beschränkt ausgebildeten Gleitungen fehlt eine durchgehende Gleitfläche am Fuß, während sich fortsetzende Gleitungen ohne geometrische Veränderung weitergleiten. Sich ausweitende Gleitungen zeigen eine seitliche Erweiterung der Gleitfläche entlang einer oder beider Flanken.

Tabelle 2: Art der Bewegungsaktivität von Massenbewegungen (Cruden & Varnes, 1996; Zangerl et al., 2008).

Bezeichnung	Beschreibung
Einzeln	Die Massenbewegung wird durch nur einen kinematischen Typ definiert.
Zusammengesetzt	Verschiedene kinematische Typen treten gleichzeitig in unterschiedlichen Bereichen der Bewegung auf.
Komplex	Mindestens zwei unterschiedliche Bewegungsarten treten nacheinander auf (z. B. zuerst Stürzen, dann Fließen).
Mehrfach	Eine Massenbewegung desselben kinematischen Typs tritt wiederholt auf.
Sukzessiv	Eine Bewegung gleichen Typs folgt räumlich getrennt auf eine ältere Bewegung; verlagertes Material und Gleitflächen sind jedoch voneinander getrennt.

Bei DSGSD treten häufig Mischformen der kinematischen Grundtypen auf, die sich nicht eindeutig einer einzelnen Bewegungsform zuordnen lassen. Nach Cruden & Varnes (1996) und WP/WLI (1993) wird die Art der Bewegungsaktivität in verschiedene Kategorien unterteilt (Tabelle 2), die die Kombination, Abfolge und Wiederholung von Bewegungsprozessen beschreiben. Diese Differenzierung ermöglicht eine genauere Charakterisierung komplexer Hangbewegungen und deren zeitlich-räumliche Entwicklung.

2.1.3 Morphologische Merkmale

DSGSDs zeichnen sich durch charakteristische geomorphologische Strukturen an der Erdoberfläche aus, welche auf interne Bewegungen innerhalb des betroffenen Hangkörpers hinweisen. Diese morphologischen Erscheinungsformen sind typischerweise über den gesamten Hang verteilt und bilden das sichtbare Ausdrucksbild der tiefgreifenden gravitativen Deformation.

Die bedeutendsten diagnostischen Merkmale von DSGSDs sind gravitative Morphostrukturen, d. h. morphologische Ausprägungen spröder Deformationsstrukturen, die durch gravitative Prozesse entstanden sind (Agliardi et al., 2001; Cruden & Varnes, 1996). Diese Strukturen erlauben Rückschlüsse auf die Kinematik und Geometrie der Deformation, selbst wenn keine direkten Informationen aus dem Untergrund vorliegen.

In den oberen und mittleren Hangsektoren dominieren Dehnungs- und Scherungsmerkmale, die auf eine gravitative Extension hinweisen (Agliardi et al., 2001). Zu den charakteristischen extensiven Morphostrukturen zählen (Abbildung 5):

- Doppelgrate (Double Ridges)
- Abrissfläche (Scarps)
- Gegenhang (Counterscarps)
- Spalte/Graben (Trenches oder Grabens):

Besonders bedeutsam sind die Abrissflächen. Kinematisch betrachtet stellt eine Abrissfläche den morphologischen Ausdruck einer hangabwärts geneigten Hauptbruchfläche mit einer entsprechenden Bewegungsrichtung hangabwärts dar. Ein Gegenhang hingegen repräsentiert eine hangeinwärts geneigte Fläche, die entweder isoliert vorkommt oder antithetisch zu einer größeren Abrissfläche steht und eine gegenläufige, hangaufwärts gerichtete Bewegung anzeigt. Die Kombination beider Strukturen kann halbgrabenartige, asymmetrische Formen ausbilden (Agliardi et al., 2012).

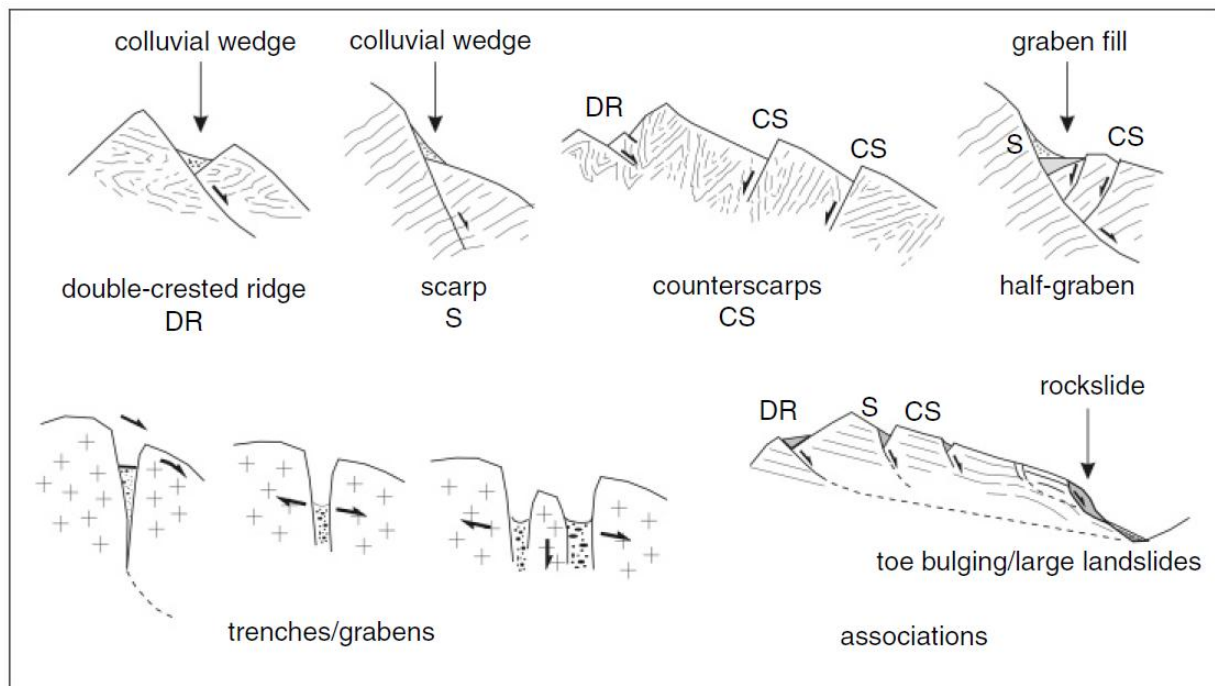


Abbildung 5: Morpho-strukturelle Merkmale tiefgründiger gravitativer Hangdeformationen (DSGSD) mit deren kinematischer Interpretation und typischen Zusammenhängen (Agliardi et al., 2012; modifiziert nach Agliardi et al., 2001).

In den unteren Hangabschnitten (Kompressionszonen) treten hingegen überwiegend kompressive Deformationsmerkmale auf (Agliardi et al., 2001; Chigira, 1992). Dazu gehören:

- Aufwölbungen (Toe Bulging) am Hangfuß
- Faltungen und Knickbänder
- Intensiv zerlegte Gesteinsmassen und kataklastische Scherzonen

DSGSDs stellen häufig komplexe Systeme dar, in denen sekundäre oder verschachtelte Massenbewegungen auftreten können. Ein wesentliches Merkmal der gravitativen Morphostrukturen ist ihre enge Verknüpfung mit der geologischen Struktur des Untergrunds. Diese strukturellen Vorgaben kontrollieren maßgeblich die Lage, Orientierung und Geometrie der DSGSD (Agliardi et al., 2001).

Zusammenfassend weisen DSGSDs ein charakteristisches morpho-strukturelles Muster auf, das die großräumige Extension in den oberen Hangbereichen, erkennbar an Doppelgraten, Gräben und Schleppflächen, sowie die Kompression in den unteren Hangabschnitten mit Wulstbildungen, Faltungen und kataklastischen Zonen widerspiegelt.

2.1.4 Verbreitung im Alpenraum und kontrollierende Faktoren von DSGSD

Im Rahmen der Arbeit von Crosta et al. (2013) wurde eine Inventarkarte tiefgründiger gravitativer Hangdeformationen für den Alpenraum erstellt (Abbildung 6). Diese basiert auf der Zusammenführung und Erweiterung mehrerer früherer Studien (Agliardi et al., 2012; Agliardi

et al., 2013; Crosta et al., 2008). Das folgende Kapitel fasst die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen zusammen und beleuchtet kontrollierende Faktoren von DSGSD.

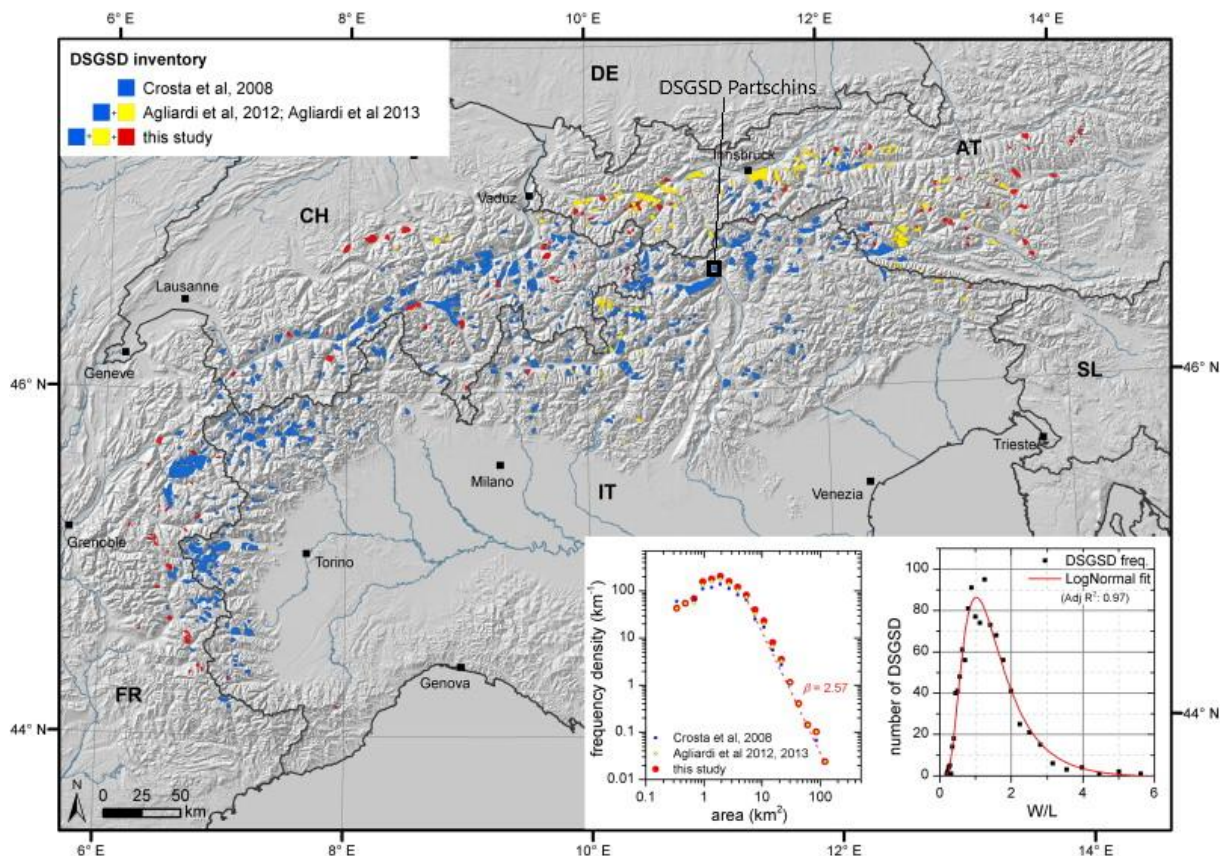


Abbildung 6: Alpines DSGSD-Inventar. Die Abbildung zeigt die Entwicklung des Inventars tiefgründiger gravitativer Hangdeformationen (DSGSD) im Vergleich zu früheren Veröffentlichungen. Im Kasten sind die Häufigkeitsverteilungen der Flächengröße sowie des Breiten-Längen-Verhältnisses der insgesamt 1033 erfassten DSGSDs dargestellt (modifiziert nach Crosta et al., 2013).

Das DSGSD-Inventar umfasst eine Fläche von rund 110.000 km² und erstreckt sich über die alpinen Gebiete Italiens, Frankreichs, der Schweiz und Österreichs. Insgesamt wurden 1033 DSGSDs erfasst, die eine Gesamtfläche von 6167 km² bedecken, was etwa 5,6 % der kartierten alpinen Fläche entspricht. Die Größe der einzelnen DSGSDs variiert erheblich zwischen 0,03 und 108 km², wobei kleinere Deformationen häufig in Seitentälern oder innerhalb größerer, komplexer Strukturen auftreten. In morphologischer Hinsicht zeigen die meisten DSGSDs annähernd gleichdimensionale Formen. Ein beträchtlicher Anteil weist jedoch ein Breiten-Längen-Verhältnis größer 1 auf, was auf das Nebeneinander mehrerer Teilstrukturen oder großflächig zusammenhängende Hangbereiche hindeutet (Crosta et al., 2013).

Grundsätzlich stehen die auslösenden Faktoren von DSGSDs im Zusammenhang mit einer Kombination aus topografischen Gegebenheiten (z. B. Relief, Hangneigung) und lithologischen Eigenschaften (z. B. Gesteinsfestigkeit). Dies ermöglicht großräumigen Hängen ein hohes Relief ohne katastrophales Versagen aufrechtzuerhalten, während sie sich gleichzeitig in einem subkritischen Spannungszustand befinden (Agliardi & Crippa, 2022).

Als einer der wichtigsten Hauptauslöser für DSGSD wird nach Agliardi, Zanchi & Crosta (2009) die postglaziale und periglaziale Entlastung angesehen. Eine hohe Dichte an DSGSD tritt vor allem in Gebieten mit großer Eisdicke während des Letzten Glazialen Maximums auf (Crosta et al., 2013). Die damalige Vergletscherung führte zur Übersteilung von Talflanken und Berghängen, während die Entlastung des Hanges im Zuge des Gletscherrückgangs zu signifikanten Zugspannungen und Rissbildung und somit zu großräumigen Instabilitäten führte (Agliardi et al., 2013). Das anschließende Abschmelzen des Permafrostes und die Infiltration des abgeschmolzenen Wassers erhöhen den Porenwasserdruck und führen zu zusätzlicher Schwächung von Hängen.

Die räumliche Verteilung der DSGSDs ergab, dass Lithologie und Struktur die entscheidenden lokalen Kontrollfaktoren darstellen und sich auf die Entstehung, die Lokalisierung, die Geometrie und die Kinematik von DSGSD auswirken. Das Auftreten und die Verbreitung von DSGSDs werden maßgeblich durch vorgeprägte tektonische Strukturen bestimmt. Auf regionaler Ebene konzentrieren sie sich entlang großer Scherzonen und Decken- bzw. Überschiebungsgrenzen, während auf lokaler Skala sowohl spröde (z. B. Klüfte, Störungen) als auch duktil deformierte Strukturen (z. B. Falten) die Lage, Geometrie und Kinematik der Deformationen steuern können (Agliardi et al., 2001; Agliardi et al., 2019; Agliardi, Zanchi & Crosta, 2009). Tektonisch bedingt konzentrieren sich DSGSDs in Regionen mit mittleren Exhumationsraten (IR, z.B. Austroalpin) (Abbildung 7), während sie in Bereichen sehr hoher (HRT und HCR, z.B. Tauernfenster) oder sehr niedriger Exhumierung (LR, Südalpen) seltener auftreten (Agliardi et al., 2013). In den HRT und HRC führen die ausgeprägt steilen Reliefverhältnisse häufig zu direktem Hangversagen, wohingegen in den LR aufgrund der geringen Reliefenergie und flachen Topographie kaum Voraussetzungen für die Entwicklung von DSGSDs gegeben sind.

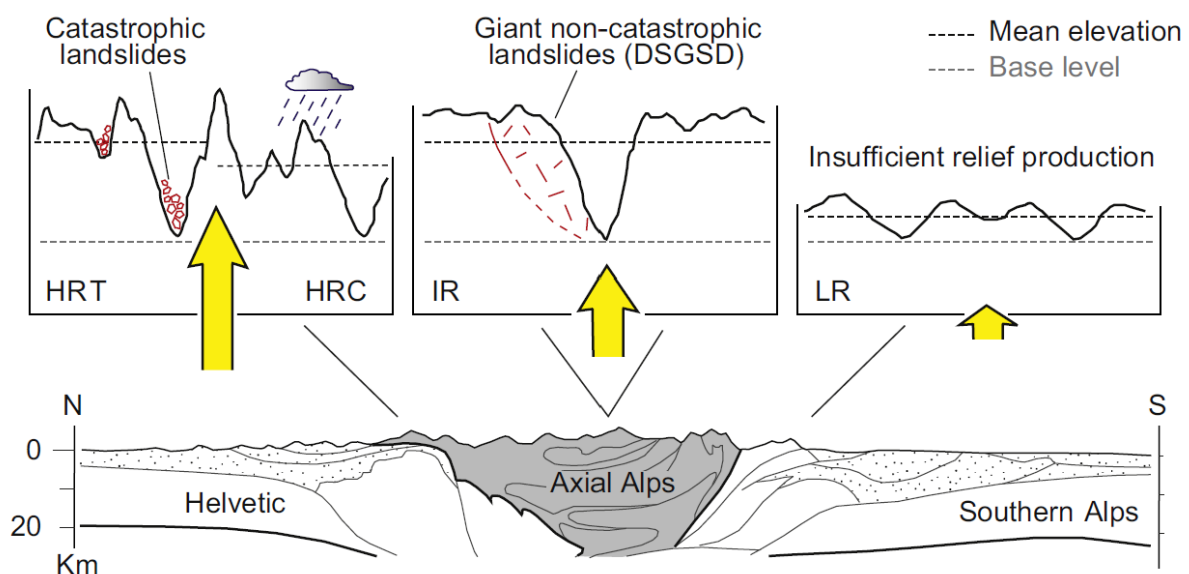


Abbildung 7: Schematische Darstellung der Zusammenhänge zwischen Exhumationsmustern, großräumiger Topografie und dem Auftreten von DSGSDs. Die Pfeile sind proportional zu den langfristigen Exhumationsraten dargestellt: HRT und HRC kennzeichnen Gebiete mit hohen, IR mit mittleren und LR mit niedrigen Exhumationsraten (nach Agliardi et al., 2013).

Ein deutlicher Zusammenhang besteht zwischen dem Auftreten in mäßig festen, anisotropen Gesteinen, die steile Hänge mit hohem Relief ausbilden können, ohne zu versagen. Besonders Metapelite (Paragneise), Orthogneise sowie flyschähnliche Gesteine zeigen eine positive Korrelation mit der Häufigkeit von DSGSDs und gelten daher als besonders anfällig. Im Gegensatz dazu weisen karbonatische Gesteine eine negative Korrelation mit der DSGSD-Dichte auf, was auf eine geringere Anfälligkeit für tiefgründige gravitative Deformationen schließen lässt (Agliardi et al., 2013).

Der Einfluss von seismischen Ereignissen auf DSGSD wird aktuell intensiv erforscht. Zum einen wurden während Erdbeben mit $M_w > 5$ direkte Auswirkungen auf die Deformationsrate von DSGSD dokumentiert (Amato et al., 2018; Moro et al., 2007). Zum anderen geht man davon aus, dass langandauernde seismische Aktivität mit wiederholenden Erdbeben zur Zerlegung und Schwächung des Gesteins führen und somit die Entwicklung von DSGSD begünstigen (Agliardi et al., 2019; Gischig et al., 2016).

Darüber hinaus weisen Agliardi et al. (2013) auf eine ausgeprägte negative Korrelation zwischen DSGSD-Häufigkeit und mittlerem jährlichen Niederschlag hin. Oberhalb von etwa 1200 mm/Jahr sinkt die Dichte der Vorkommen signifikant. Als Ursache wird angenommen, dass intensive hydrologische Erosionsprozesse in niederschlagsreichen Regionen langfristig eine stark zerschnittene Topografie fördern, die der großräumigen Entwicklung von DSGSD entgegenwirkt. Demgegenüber treten DSGSD bevorzugt in Bereichen mit gut erhaltenem glazialen Relief auf, wo hydrologische Erosionsprozesse weniger stark gewirkt haben. Hingegen kann durch anhaltende fluviale Erosion im Bereich des Hangfußes eine Instabilisierung begünstigt werden. Der sukzessive Abtrag reduziert die stützende Wirkung des Hangfußes und kann Spannungsumlagerungen verursachen, welche tiefreichende gravitative Deformationsprozesse aktivieren oder verstärken können (Crosta & Zanchi, 2000).

Nicht zu vernachlässigen sind die Wechselwirkungen zwischen DSGSDs und Ingenieurbauwerken wie Staudämmen, Druckstollen, Viadukten und Tunneln. Dabei können Bauwerke einerseits ein passives Verhalten aufweisen, indem sie den durch die Rutschung verursachten Bewegungen folgen. Andererseits können sie aktiv auf das Deformationsgeschehen einwirken, beispielsweise durch Änderungen der Spannungszustände entlang der Gleitflächen infolge baulicher Eingriffe oder durch eine Beeinflussung der hydrologischen Verhältnisse, was eine Reaktivierung bestehender Bewegungszonen begünstigen kann (Barla, 2018).

Diese Kontrollfaktoren sind eng miteinander verknüpft. Tektonische Spannungsfelder beeinflussen sowohl die Ausbildung der Hauptstörungen als auch die mechanische Festigkeit und Erodierbarkeit der Gesteine, was wiederum die Geometrie der Täler und die Mächtigkeit der glazialen Überprägung steuert (Agliardi et al., 2013). Die anschließenden glazialen und fluvialen Prozesse prägten die topografischen Eigenschaften und das daraus resultierende Relief und stellen einen wesentlichen Kontrollfaktor für die Ausbildung tiefgründiger gravitativer Hangdeformationen dar. Aktuelle Beobachtungen deuten darauf hin, dass viele DSGSDs keineswegs inaktiv sind, sondern sich mit sehr geringen, kontinuierlichen Bewegungsraten

fortsetzen, die sich in außergewöhnlich schneereichen Jahren oder während starker Schmelzphasen kurzfristig beschleunigen können (Agliardi et al., 2013). Damit tragen DSGSDs wesentlich zur langfristigen Formung des alpinen Reliefs bei, insbesondere in Regionen, in denen andere erosive Prozesse derzeit nur eine untergeordnete Rolle spielen.

2.2 Satellitengestützte Radarinterferometrie

In den letzten Jahren haben sich satellitengestützte SAR- (Synthetic Aperture Radar) und InSAR-Techniken (Interferometric Synthetic Aperture Radar) aufgrund ihrer hohen räumlichen Abdeckung und Wiederholrate als leistungsfähige und kostengünstige Werkzeuge zur Überwachung von Bodenbewegungen etabliert (Coutinho et al., 2023; Gabriel et al., 1989; Zhou et al., 2009). Für die Untersuchung von DSGSDs sind InSAR-Methoden besonders geeignet, da sie langsame Deformationen im Millimeter- bis Zentimeterbereich erfassen können und dabei großflächige Gebiete mit hoher zeitlicher Auflösung abdecken (Cignetti et al., 2023; Coutinho et al., 2023). Diese Eigenschaften ermöglichen sowohl die Detektion bisher unbekannter Bewegungszonen als auch die kontinuierliche Überwachung bereits identifizierter instabiler Hänge. Seit dem Start der ESA-Missionen ERS-1 (1992) und ERS-2 (1995) stehen C-Band-SAR-Daten für die Erdbeobachtung zur Verfügung. Seither wurden von internationalen Raumfahrtagenturen zahlreiche weitere Missionen (u. a. Sentinel-1A und 1B) mit höherer räumlicher und zeitlicher Auflösung gestartet (Abbildung 8).

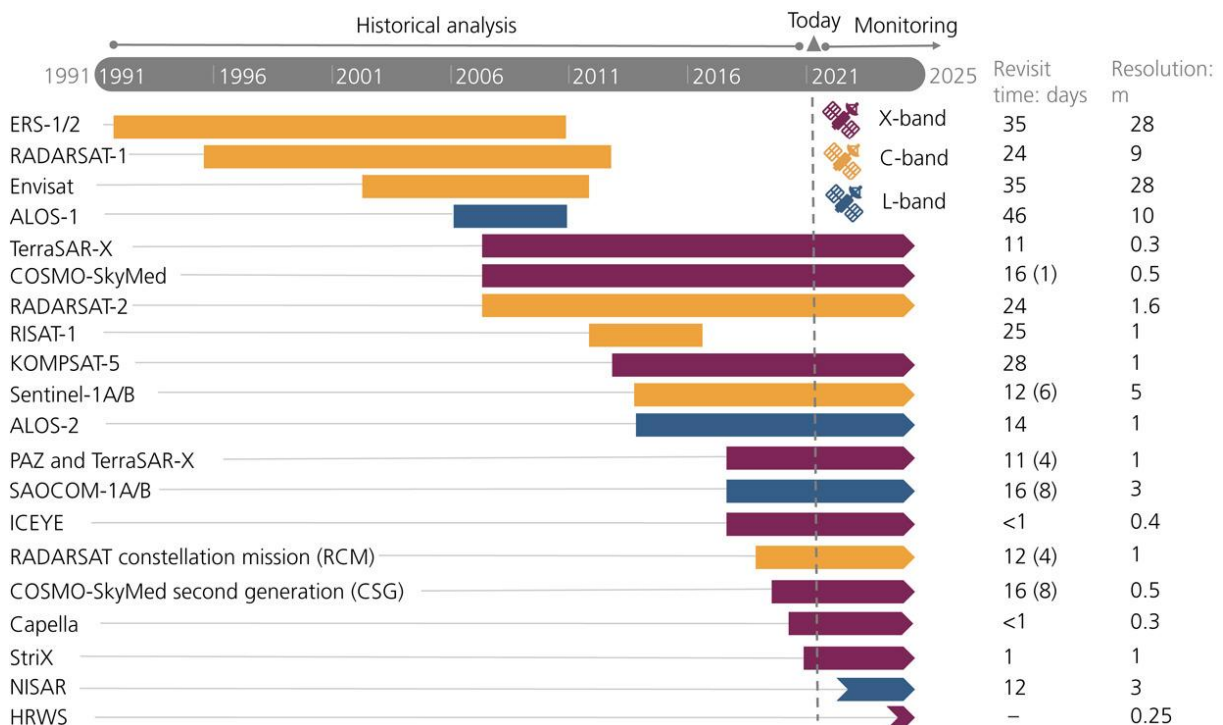


Abbildung 8: Zeitliche Übersicht vergangener und aktueller SAR-Missionen im Zeitraum von 1991 bis 2025. Die Symbole sind gemäß dem Wellenlängenband des jeweiligen Sensors farblich gekennzeichnet. Die räumliche Auflösung beschreibt die maximal erreichbare Bodenaufklärung in Metern. Die Wiederholrate gibt das minimale Wiederholintervall innerhalb der Satellitenkonstellation an (nach Macchiarulo et al., 2023).

2.2.1 Grundprinzip der Radarinterferometrie

SAR ist ein aktives Fernerkundungsverfahren. Satelliten senden Radarimpulse zur Erdoberfläche und empfangen die rückgestreute Strahlung. Die Satelliten bewegen sich auf sonnensynchronen, nahezu polaren Umlaufbahnen in etwa 500 bis 800 km Höhe. Durch die Kombination der Erdrotation mit der Satellitenbewegung kann dasselbe Gebiet aus zwei entgegengesetzten Blickrichtungen erfasst werden (Intrieri et al., 2019): im aufsteigenden Orbit (ascending, vom Südpol zum Nordpol) und im absteigenden Orbit (descending, vom Nordpol zum Südpol).

Die Sentinel-1-Satelliten verfügen über einen rechtsblickenden Radarsensor, der eine Erfassung östlicher (ascending) bzw. westlicher Richtung (descending) ermöglicht. Ein entscheidender Vorteil der SAR-Technologie ist ihre Unabhängigkeit von Wetter- und Lichtbedingungen, was eine kontinuierliche Erdbeobachtung auch bei Bewölkung, Niederschlag oder Dunkelheit ermöglicht (Coutinho et al., 2023).

SAR-Systeme arbeiten mit elektromagnetischen Wellen in verschiedenen Frequenzbändern. Am gebräuchlichsten sind das X-Band ($\lambda \approx 3,1$ cm), das C-Band ($\lambda \approx 5,6$ cm) und das L-Band ($\lambda \approx 24$ cm). Die Betriebssequenz eines bildgebenden Radars erfolgt nach Coutinho et al. (2023) in mehreren Schritten: (1) Die Antenne sendet einen elektromagnetischen Impuls; (2) dieser wird beim Auftreffen auf die Erdoberfläche in verschiedene Richtungen gestreut; (3) ein Teil der Strahlung wird zum Radar zurückreflektiert (Rückstreuung); (4) die Antenne empfängt das Signal und zeichnet Amplitude, Phase, Polarisation und Laufzeit auf; (5) diese Informationen werden zu SAR-Bildern verarbeitet.

SAR-Bilder bestehen aus zwei Komponenten: Die Amplitude beschreibt die Rückstrefähigkeit des Bodenziels, während die Phase Information über den Sende- und Empfangsweg enthält (Zhou et al., 2009). Die Amplitudeninformationen dienen primär der Koregistrierung von Aufnahmen (Scheiber & Moreira, 2000), der Veränderungsdetektion und der Erstellung von Sichtbarkeits- bzw. Rückstreukarten (Del Soldato et al., 2021). Zudem werden sie für die statistische Analyse der Rückstreustabilität genutzt, beispielsweise zur Identifikation permanenter Streuer (Ferretti et al., 2001). Die Phaseninformationen werden hingegen zur Ableitung der Topographie und zur Bestimmung von Bodenbewegungen eingesetzt (Coutinho et al., 2023).

Bei der InSAR-Analyse wird aus zwei koregistrierten SAR-Phasenaufnahmen desselben Gebiets ein Interferogramm erzeugt. Grundlage ist das Prinzip der Interferenz, d.h. die Überlagerung zweier kohärenter Wellen. Die resultierende Phasendifferenz ($\Delta\phi$) stellt die zentrale Messgröße der InSAR-Technik dar (Rosen et al., 2000).

Die Phase (ϕ) beschreibt den Zustand einer elektromagnetischen Welle innerhalb ihres Schwingungszyklus und hängt direkt von der Entfernung zwischen Sensor und Zielgebiet ab. Für ein Zielobjekt in der Entfernung R zum SAR-Sensor ergibt sich die Phase des rückgestreuten Signals gemäß Gleichung 1. Der Faktor 4π berücksichtigt dabei den Hin- und

Rückweg des Signals entlang der schrägen Entfernung R (Line of Sight, LOS) (Rosen et al., 2000):

$$\varphi = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (\text{Gleichung 1})$$

Unterschiedliche Distanzen führen zu Phasenverschiebungen, die im SAR-System für jedes Pixel erfasst werden. Durch den Vergleich zweier Aufnahmen desselben Gebietes an zwei verschiedenen Zeitpunkten (t_0 und t_1) entsteht eine Phasendifferenz $\Delta\varphi$, die Entfernungsänderungen zwischen Sensor und Oberfläche quantifiziert. Das resultierende Interferogramm (Abbildung 9) visualisiert die räumliche Verteilung der Phasendifferenzen in Form von Fringes (Linien gleicher Phase). Jedes Pixel repräsentiert dabei die Phasendifferenz zwischen den korrespondierenden Pixeln der beiden komplexen SAR-Aufnahmen, die sogenannte interferometrische Phase (Coutinho et al., 2023; Rosen et al., 2000). Sie bildet die Grundlage für die Ableitung topografischer Höhenmodelle oder die Detektion kleinräumiger Bodenbewegungen.

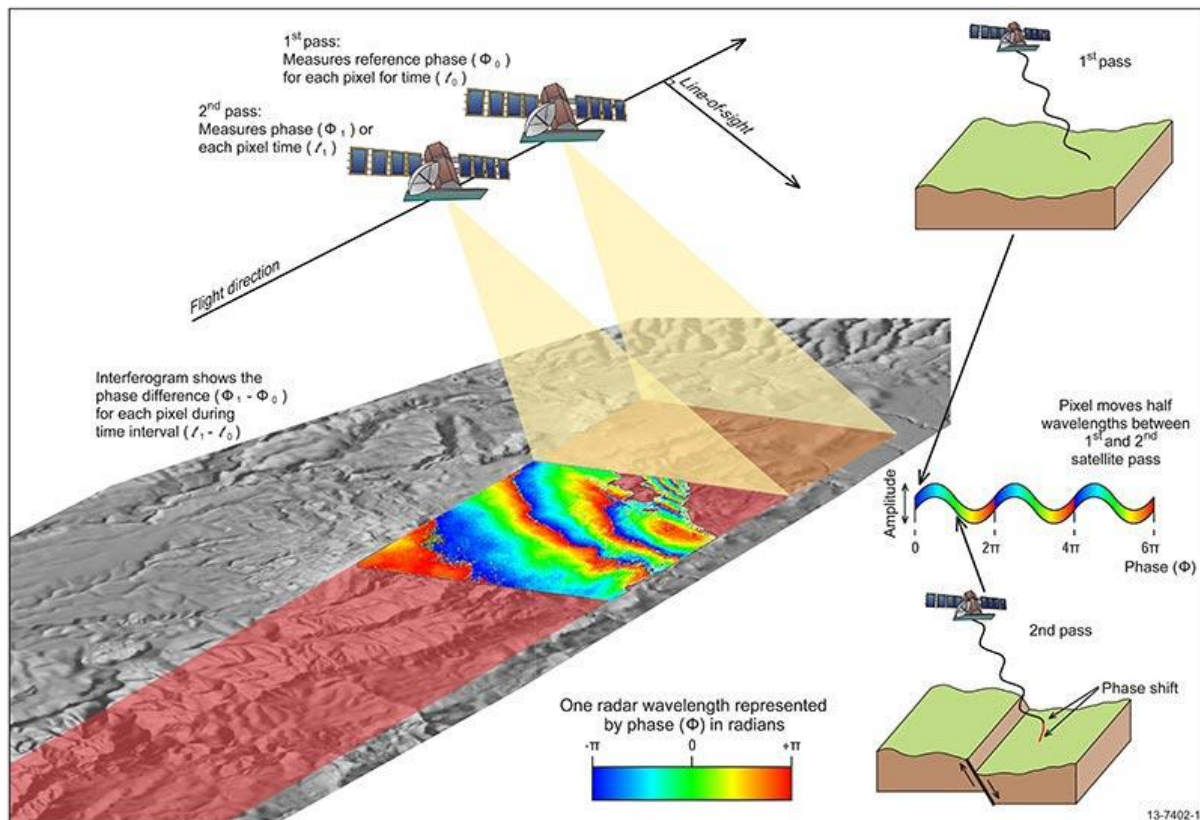


Abbildung 9: Schematische Darstellung der Erstellung eines Interferogramms aus zwei zeitlich versetzten, koregistrierten SAR-Phasenaufnahmen desselben Gebiets. Durch die Berechnung der Phasendifferenz ($\Delta\varphi$) zwischen den korrespondierenden Pixeln der beiden SAR-Bilder wird die interferometrische Phase abgeleitet, die als Grundlage für die Visualisierung von Höhenunterschieden oder Oberflächenbewegungen dient (Geoscience Australia).

Ein kritischer Parameter für die Anwendbarkeit von InSAR ist die interferometrische Kohärenz. Sie misst die Phasenkorrelation zwischen Pixeln zweier Aufnahmen und wird als Wert zwischen 0 (keine Korrelation) und 1 (perfekte Korrelation) angegeben (Sabater et al., 2011).

Das Kohärenzbild steht in direktem Zusammenhang mit der Standardabweichung der interferometrischen Phase und ermöglicht die Bewertung, welche Bereiche für eine InSAR-Auswertung geeignet sind. Hohe Kohärenzwerte indizieren stabile Phaseneigenschaften und zeigen, dass die Rückstreuereigenschaften der Oberfläche in beiden Aufnahmen weitgehend übereinstimmen (Hanssen, 2001).

2.2.2 Differential Interferometry SAR (DInSAR)

Das Prinzip des Differential Interferometric SAR (DInSAR) wurde erstmals von Gabriel et al. (1989) zur Erfassung von Bodenbewegungen beschrieben. Aufbauend auf dieser Grundlagenarbeit entwickelte sich ein leistungsfähiges Verfahren zur Detektion von Deformationen entlang der Blickrichtung des Satelliten (Goldstein et al., 1988; Massonnet et al., 1993).

DInSAR basiert auf der pixelweisen Bestimmung der Phasendifferenz zwischen zwei zu unterschiedlichen Zeitpunkten erfassten SAR-Aufnahmen. Unter der Annahme konstanter Rückstreuereigenschaften der Zielobjekte sowie stabiler atmosphärischer Bedingungen und vernachlässigbaren Systemrauschens ist die interferometrische Phase direkt proportional zur Verschiebung entlang der LOS. Um den topografischen Phasenanteil zu entfernen, wird in der klassischen DInSAR-Prozessierung ein hinreichend genaues Digitales Höhenmodell (DGM) in die Aufnahmegeometrie des SAR-Sensors transformiert und der entsprechende Phasenbeitrag abgezogen. Daraus ergibt sich für jedes Pixel die Bodenbewegung entlang der LOS (Coutinho et al., 2023).

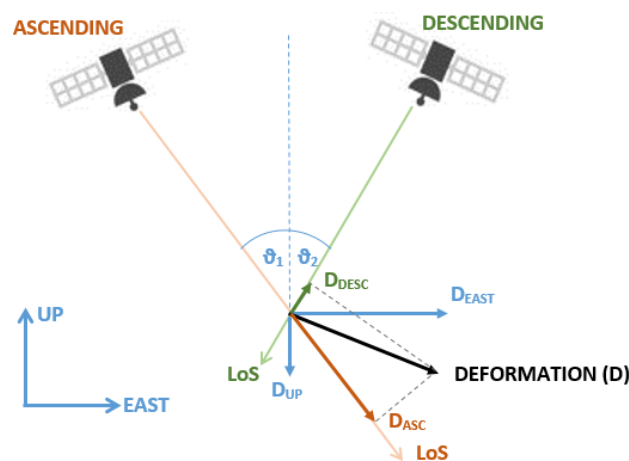


Abbildung 10: Schematische Darstellung der Deformationen in der ascending und descending LOS-Ansicht, welche die Zerlegung der Deformationskomponenten in vertikale und Ost-West-Richtungen veranschaulicht (Szűcs et al., 2021).

Durch die Kombination der Interferogramme aus dem ascending und descending Orbit sowie unter bestimmten geometrischen Annahmen können über die jeweiligen Aufnahmegeometrien des Satelliten die vertikale und die Ost-West-Komponente der effektiven Bodenbewegung

(Abbildung 10) abgeleitet werden (Manzo et al., 2006; Vilardo et al., 2009). Dabei werden nur jene Pixel berücksichtigt, die sowohl im ascending als auch im descending Orbit zuverlässige Ergebnisse liefern.

Eine wesentliche Limitation des klassischen DInSAR ist, dass atmosphärische Einflüsse, Orbitfehler, Systemrauschen und Speckle (Hochfrequenzrauschen) mangels zeitlicher Bildserien nicht modelliert werden können und somit in den Ergebnissen verbleiben (Paradella et al., 2021). Folglich eignet sich DInSAR vor allem für die Erfassung deutlicher Oberflächenveränderungen und liefert primär bei Deformationen im Zentimeterbereich zuverlässige Resultate.

2.2.3 Advanced SAR Differential Interferometry (A-DInSAR)

Um die beschriebenen Limitationen der DInSAR-Methode zu minimieren, wurden weiterentwickelte Verfahren konzipiert, die unter dem Begriff Advanced Differential SAR Interferometry (A-DInSAR) zusammengefasst werden. Zu den bedeutendsten Verfahren zählen:

- Persistent Scatterer InSAR (PSInSAR) (Ferretti et al., 2001): PSInSAR verwendet stabile permanente Streuer, schätzt und entfernt atmosphärische Einflüsse und liefert präzise Deformationszeitreihen für einzelne stabile Zielpunkte, benötigt jedoch mindestens 20 SAR-Bilder.
- Small Baseline Subset (SBAS) (Berardino et al., 2002): SBAS basiert auf Interferogrammen mit kleinen räumlichen und zeitlichen Basislinien, korrigiert atmosphärische Einflüsse und liefert Deformationszeitreihen auch für größere Flächen, benötigt jedoch mindestens 8 SAR-Bilder.
- SqueeSAR (Ferretti et al., 2011): SqueeSAR erweitert PSInSAR, indem neben permanenten Streuern auch verteilte Scatterer berücksichtigt werden, wodurch eine dichtere Erfassung von Deformationen möglich ist. Zudem werden atmosphärische Einflüsse korrigiert und Zeitreihen bereitgestellt, wofür mindestens 20 SAR-Bilder erforderlich sind.

Bei allen genannten Methoden handelt es sich um multitemporale InSAR-Analysen (MT-InSAR), deren Ziel es ist, die Messgenauigkeit, die räumliche Abdeckung und die Detektion zeitlicher Veränderungen wesentlich zu verbessern (Coutinho et al., 2023). Des Weiteren erlauben diese Verfahren es, atmosphärische Störungen, Orbitfehler und Rauscheffekte zu reduzieren, was eine deutlich höhere Präzision (bis in den Millimeterbereich) ermöglicht als beim klassischen DInSAR.

2.2.4 Limitationen und Fehlerquellen

Die Wiederholrate, also die Zeitspanne zwischen zwei aufeinanderfolgenden Überflügen desselben Gebiets, stellt einen limitierenden Faktor für die zeitliche Auflösung der Beobachtungen dar. Bei Sentinel-1A beträgt dieses Wiederholintervall etwa 12 Tage. Die Kombination mit Sentinel-1B verkürzt die Wiederholrate auf 6 Tage. Dies ermöglicht zwar eine dichte zeitliche Abdeckung, schnelle Deformationsereignisse können jedoch zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten unerkant bleiben.

Ein weiterer wichtiger Einflussfaktor ist die Aufnahmegeometrie der Satelliten. Aufgrund der seitlichen Blickrichtung (right-looking geometry) können SAR-Sensoren vor allem Bewegungen in Ost-West-Richtung sowie vertikale Bewegungskomponenten erfassen. Verschiebungen in Nord-Süd-Richtung hingegen verlaufen nahezu parallel zur Flugbahn und liegen außerhalb der LOS, weshalb sie durch InSAR nicht detektiert werden können (McCormack et al., 2011). Dies ist besonders relevant für die Untersuchung von Hangbewegungen, deren Hauptbewegungsrichtung in Nord-Süd-Richtung verläuft.

In SAR-Aufnahmen tritt aufgrund der kohärenten Signalverarbeitung das sogenannte Speckle-Rauschen auf, ein multiplikatives Rauschmuster, das durch Interferenzeffekte vieler einzelner Rückstreuer innerhalb eines Pixels entsteht. Dieses Rauschen beeinträchtigt die Genauigkeit der Phaseninformation und kann dadurch zu Fehlern im Interferogramm führen (Goldstein et al., 1988).

Coutinho et al. (2023) identifizieren drei Hauptfaktoren, die zum Verlust der Kohärenz und zu Fehlerquellen zwischen zwei SAR-Aufnahmen führen:

- Temporale Dekohärenz: Zeitliche Veränderungen der Oberflächenbedingungen zwischen zwei Aufnahmen, etwa durch Vegetationswachstum oder -entfernung, Änderungen der Bodenfeuchte oder erosive Prozesse.
- Geometrische Dekohärenz: Änderungen des Einfallswinkels der LOS führen zu geometrischen Abweichungen in der Aufnahmegeometrie und bewirken eine Dekorrelation des elektromagnetischen Rückstreusignals.
- Atmosphärische Effekte: Variationen der atmosphärischen Bedingungen in Feuchtigkeit, Luftdruck oder Temperatur verändern die Brechungseigenschaften der Atmosphäre (turbulence mixing). Dies verursacht Phasenverzögerungen während der Ausbreitung des Radarsignals und führt zu Kohärenzverlusten. Atmosphärische Effekte können insbesondere in Gebirgsregionen signifikant sein.

Die mit Sentinel-1-Daten erreichbare Deformationspräzision kann bis zu etwa 1 mm/Jahr betragen, sofern ein ausreichend langer Beobachtungszeitraum vorliegt. Nach Havazli & Wdowinski (2021) wird ein Detektionsschwellenwert von ≈ 1 mm/Jahr erst bei Zeitreihen von mehr als acht Jahren mit einem 35-Tage-Erfassungsintervall erreicht.

3 DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET PARTSCHINS

3.1 Lage und topografischer Rahmen

Das Untersuchungsgebiet liegt in Südtirol (Italien), etwa 5 km westlich von Meran und südlich der Ortschaft Partschins im Burggrafenamt (Abbildung 11). Das Gebiet umfasst den südexponierten Hang oberhalb von Partschins und gehört zur Texelgruppe.

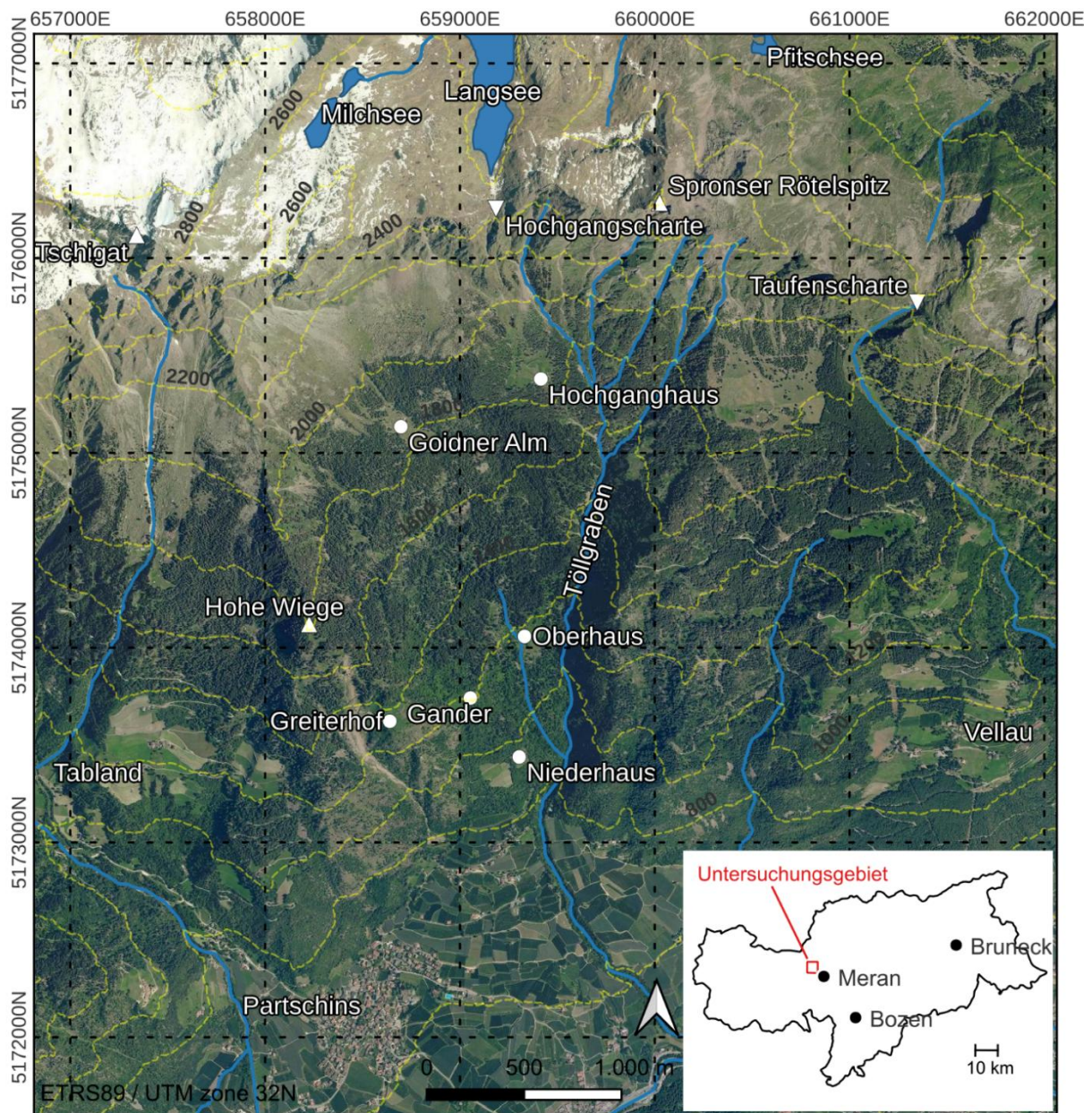


Abbildung 11: Orthofoto des Untersuchungsgebietes mit den wichtigsten topografischen Merkmalen, einschließlich umliegender Ortschaften, Gipfel und Almen. Eine Übersichtskarte zur räumlichen Orientierung befindet sich unten rechts.

Topografisch wird das Untersuchungsgebiet durch markante natürliche Grenzen umschlossen. Im Westen reicht ein von der Hohen Wiege (1808 m) ausgehender Bergrücken talwärts, im Norden wird das Gebiet durch den Gratbereich des Tschigat (2.999 m) sowie durch

die Kammlinie über die Hochgangscharte (2.444 m) bis zur Spronser Rötelspitze (2.625 m) begrenzt. Im Osten bildet der Töllgraben die natürliche Abgrenzung, während im Süden die Ortschaft Partschins am Töllkegel die Grenze markiert.

Nördlich der Hochgangscharte liegen die Spronser Seen, mit zehn Einzelseen die größte hochalpine Seengruppe der Alpen, die über das Spronsertal entwässern. Der Töllbach durchfließt den Töllgraben und ist das bedeutendste Fließgewässer im Untersuchungsgebiet. Er entspringt unterhalb der Spronser Rötelspitze und mündet bei Partschins in die Etsch.

Das Höhenprofil des Untersuchungsgebiets erstreckt sich von etwa 600 m ü. A. (Partschins) bis auf 2.999 m ü. A. (Tschigat). Im Hangbereich des Untersuchungsgebiets befinden sich mehrere ganzjährig bewohnte Höfe (Greiterhof, Ganderhof, Oberhaus und Niederhaus) sowie die saisonal bewirtschafteten Almen Goidneralm und Hochganghaus (ca. 1.870 m ü.A.). Sowohl der Greiterhof als auch das Hochganghaus sind durch Steinschlagschutznetze und Schutzwälle gegen Naturgefahren wie Steinschlag und Lawinen abgesichert. Zur logistischen Versorgung des Hochganghauses besteht zudem eine Materialseilbahnverbindung vom Niederhaus aus. Das Gebiet ist durch ein Netz von Wanderwegen erschlossen, die von der Tallage bis hinauf zur Hochgangscharte und zum Tschigat führen. Die klimatisch bedingte Waldgrenze ist im Untersuchungsgebiet bei etwa 2.000 m ü. A. zu verorten.

3.2 Geologie und Tektonik

3.2.1 Tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet gehört zur Texel-Einheit des austroalpinen Koralpe-Wölz-Deckensystems (Abbildung 12). Diese Einheit erstreckt sich in NE-SW-Richtung von Sterzing/Ratschings im Osten bis in den Raum von Schlanders im Westen. Im Norden grenzt die Schneeberg-Einheit und im Westen die Ötztal-Einheit an. Im Süden begrenzen von Ost nach West die Jaufen-, Passeier-, Forst-, Thurnstein-Linie sowie die Vinschgauer Scherzone die Texel-Einheit.

Während der eoalpidischen Orogenese (Abbildung 13) führte die kreidezeitliche NW-gerichtete Überschiebung entlang einer intrakontinentalen Scherzone zur Deckenstapelung der Ostalpinen Decken (Schmid et al., 2004). Die Texel- und Schneeberg-Einheit repräsentieren dabei im Untersuchungsgebiet jene Einheiten, die im Zuge der Stapelung subduziert, unter Eklogit- respektive Blauschieferfaziellen Bedingungen metamorph überprägt wurden und anschließend wieder entlang des Subduktionskanals exhumiert wurden (Pomella et al., 2016). Spätkreidezeitliche SE-gerichtete Abschiebungen überprägten den Deckenstapel und sind heute anhand von Schichtausfällen und Metamorphosesprüngen an den dazugehörigen Scherzonen wie z.B. der Jaufen Linie erkennbar.

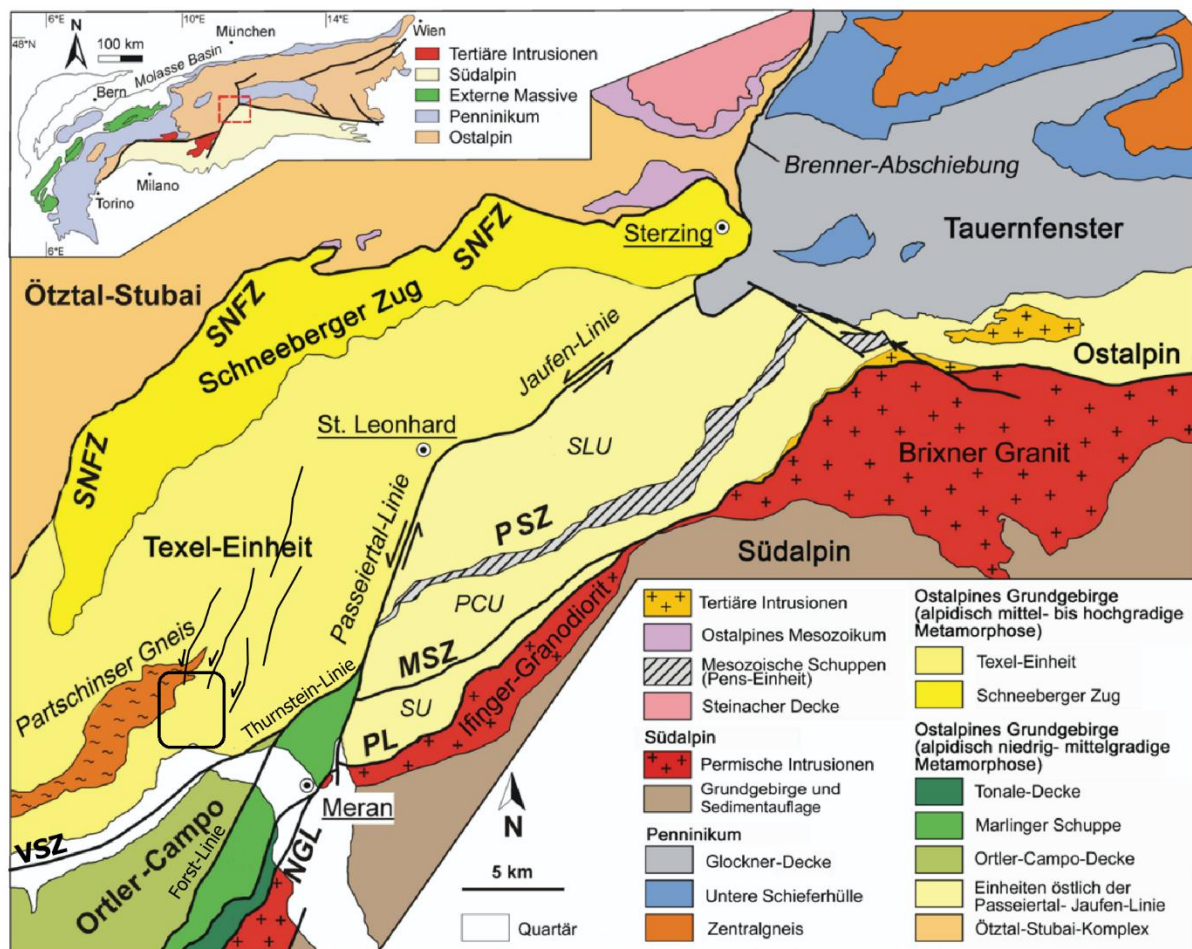


Abbildung 12: Tektonische regionale Übersichtskarte zwischen dem Vinschgau und dem Tauernfenster. SU: Schenna-Einheit; PCU: Hirzer-Einheit; SLU: St.-Leonhard-Einheit; SNFZ: Schneeberg Normal Fault Zone (Schneeberger Abschiebung); PSZ: Penser Scherzone; MSZ: Masul-Scherzone; TM: Thurnstein-Mylonite; PL: Periadriatisches Lineament; NGL: Nördliche Judikarien-Linie; VSZ: Vinschgau Scherzone. Das Untersuchungsgebiet ist mit einem schwarzen Rahmen markiert (modifiziert nach SGN-ISPRA, 2010).

Das Untersuchungsgebiet wurde während der meso- und neoalpidischen Deformationsphase von einer prinzipiell N-S-gerichteten Tektonik erfasst (Lammerer & Weger, 1998). Die mesoalpine eozäne N-S-Verkürzung führte zur Bildung großer E-W-streichender Faltensysteme (Blaisun-Faltung) (Froitzheim et al., 1994). In der Umgebung von Meran dominieren miozäne (Müller et al., 2001) NNE-SSW orientierte, steil WNW einfallende, spröde Strukturen, die dem Judikarien Störungssystem zuzuordnen sind, so z.B. die Nördliche Judikarien Linie und die Passeier Linie (Pomella et al., 2011). Diese Strukturen resultieren aus der miozänen Indentation und führten zur weiteren Einengung und Exhumation der Texel-Einheit (Pomella et al., 2016).

Diese großtektonischen Entwicklungen spiegeln sich im Deckenbau und in den Störungslinien des regionalen strukturellen Rahmens wider. Für die Texel-Einheit besonders relevant ist die sinistrale SSW-NNE-streichende Passeier-Linie, als Fortsetzung der Judikarien Störung. Sie fällt steil nach WNW ein und wurde von Müller et al. (2001) auf ein Alter von ca. 17 Ma datiert. Innerhalb und nördlich des Arbeitsgebiets treten weitere sinistrale Störungselemente auf, die

annähernd parallel zu Passeier- und Forst-Linie verlaufen und als lokale Begleitstörungen dieses regionalen tektonischen Systems interpretiert werden können.

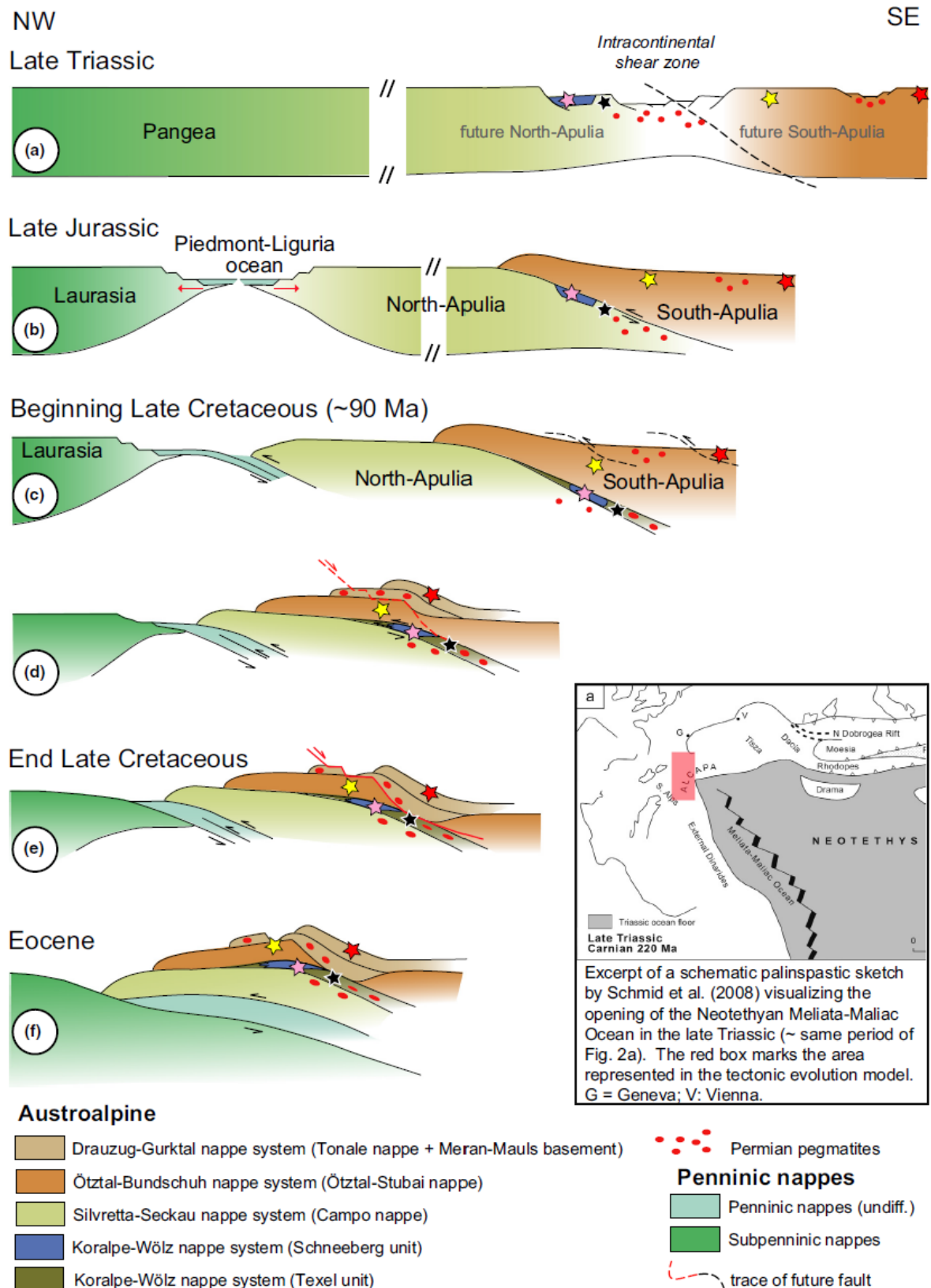


Abbildung 13: Schematisches Modell der Entwicklung des westlichen austroalpinen Deckenstapels (u. a. auch die Texel Einheit) in einem erweiterten geodynamischen Kontext (nach Pomella et al., 2016).

Die Texel-Einheit besteht überwiegend aus Paragneisen der Amphibolitfazies. Daneben treten Amphibolite, Glimmerschiefer, mächtige Kalksilikatmarmore sowie Quarzite auf. Besonders markant ist der Partschinser Orthogneis, der im südwestlichen Bereich als Meta-Intrusionskörper auftritt und ein Alter von etwa 450 Mio. Jahren aufweist (SGN-ISPRA, 2010). Eklogite sind lokal linsenartig in Granatamphiboliten eingeschaltet und in weiten Teilen der Texel-Einheit verbreitet, unter anderem im Spronsertal, bei Ulfas, Moos und Saltaus.

Die Metamorphosegeschichte der Texel-Einheit belegt die außergewöhnlich starke Exhumation seit der Oberkreide (Hölzer et al., 2024; Pomella et al., 2016). Geothermobarometrische Untersuchungen an den Eklogiten des Spronsertals weisen nach Tropper et al. (2023) auf eine eoalpidische Hochdruckmetamorphose hin, die einer Versenkungstiefe von etwa 50-60 km entspricht. Daraufgehend wurden die Gesteine der Texel-Einheit innerhalb eines vergleichsweise kurzen Zeitraums bis in Tiefen von etwa 20 km exhumiert (Habler et al., 2006; Sölva et al., 2005). Unter diesen Bedingungen stellte sich zwischen 70 bis 16 Ma ein neues Gleichgewicht im Übergangsbereich zwischen oberer Grünschiefer- und Amphibolitfazies ein. Spuren älterer Metamorphoseereignisse wurden während dieser retrograden Überprägung weitgehend überprägt. Die im Miozän einsetzende Indentation führte zu einer weiteren Phase verstärkter Exhumation.

Das heutige Auftreten eklogitischer Relikte in Höhenlagen von etwa 2000-3000 m ü. A. dokumentiert also eine Exhumation von mehr als 50 km, wobei ein wesentlicher Anteil dieser Hebung innerhalb weniger Millionen Jahre erfolgte. Ab etwa 70 Ma verlief die Exhumation überwiegend spröde (Hölzer et al., 2024). Die damit verbundenen tektonischen Spannungen führten frühzeitig zu einer intensiven Zerklüftung des Kristallins, die maßgeblich zur heutigen Gesteinsauflockerung im Raum Partschins beiträgt.

3.2.2 Quartärgeologischer Überblick

Die Gipfel der Texelgruppe ragten während der quartären Eiszeiten als Nunataks aus dem Eisstromnetz der Alpen (Abbildung 14). Zum Höhepunkt der Würmeiszeit, vor etwa 18000-20000 Jahren, betrug die Eishöhe des Etschtalsgletschers am Ausgang des Vinschgaus vor der Vereinigung mit dem Passeier-Gletscher zwischen 2100 und 2200m ü. A. (Penck & Brückner, 1909; van Husen, 1987).

Während der pleistozänen Kaltzeiten erfuhren die Täler der Alpen eine ausgeprägte glaziale Übertiefung. Geophysikalische Untersuchungen der sedimentären Füllung belegen, dass die maximale Sedimentmächtigkeit im Bereich des alluvial-sedimentären Beckens bei Bozen bis zu 900 m unterhalb der heutigen Geländeoberkante erreicht (Giulia et al., 2024). Vor diesem Hintergrund ist das Etschtal als eines der am stärksten übertieften Täler der Südalpen zu charakterisieren und weist auf eine starke Vergletscherung hin (Geyer, 1993).

Das Gebiet zeigt, dass starke fluviale Erosion sowie glaziale Umformung und Tiefenerosion häufig entlang markanter Störungszonen stattfinden. In diesem Fall betrifft dies das Umfeld

der Vinschgau Scherzone, Thurnstein-Linie, Passeier-Linie und Forst-Linie sowie der großräumigen Verschneidungszone dieser tektonischen Strukturen im Bereich des Meraner Talkessels (Willerich, 2013). Die wiederholten Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän prägten das heutige Landschaftsbild der Alpen maßgeblich. Im Holozän führten insbesondere Berg- und Felsstürze sowie Murgänge zu den auffälligsten geologischen und geografischen Veränderungen im Alpenraum. Diese Prozesse traten verstärkt seit dem Eiserückzug auf.

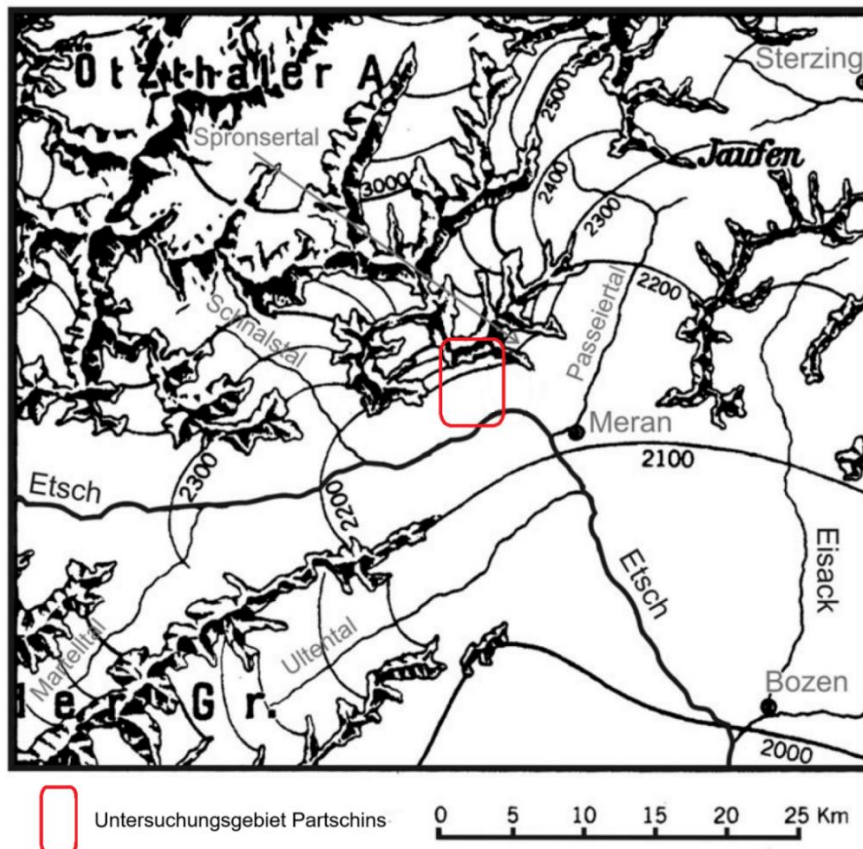


Abbildung 14: Eisstromnetz zum Höchststand des Würmglazials (modifiziert nach Penck & Brückner, 1909 und Willerich, 2013).

3.2.3 Lithologien im Untersuchungsgebiet

Wie bereits erwähnt, treten in der Texel-Einheit Paragneise, Orthogneise, Amphibolite, Kalksilikatmarmore und Eklogite auf. Im Bereich des Untersuchungsgebiets dominieren dabei vor allem Paragneise und Orthogneise, die im Folgenden näher beschrieben werden.

Paragneis

Paragneise treten im Untersuchungsgebiet überwiegend im unteren Bereich bis hinauf zum Grat der Hochgangscharte auf. In der Regel sind diese Metapelite als charakteristische graue bis graubraune Bändergneise ausgebildet (Abbildung 15a). Lokal lassen sich Wechselfolgen mit Glimmerschiefern sowie sehr quarzreichen Gesteinen beobachten.

Die Korngröße der Paragneise ist überwiegend sehr feinkörnig, wobei stellenweise auch größere Komponenten auftreten. Die Paragneise bestehen hauptsächlich aus Quarz, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas und Kalifeldspat. Untergeordnet kommen Chlorit und Granat vor. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Turmalin, opake Erzminerale und Graphit auf.

Die Paragneise sind eng geschiefert. Der Abstand der Schieferungsflächen liegt im Millimeterbereich, während die Bänderungswechsel zwischen quarz- und feldspatreichen Partien im Millimeter- bis Zentimeterbereich variieren. Die Schieferungsflächen sind überwiegend eben ausgebildet. Außerdem treten vereinzelt Bereiche mit Quarzknauern auf.

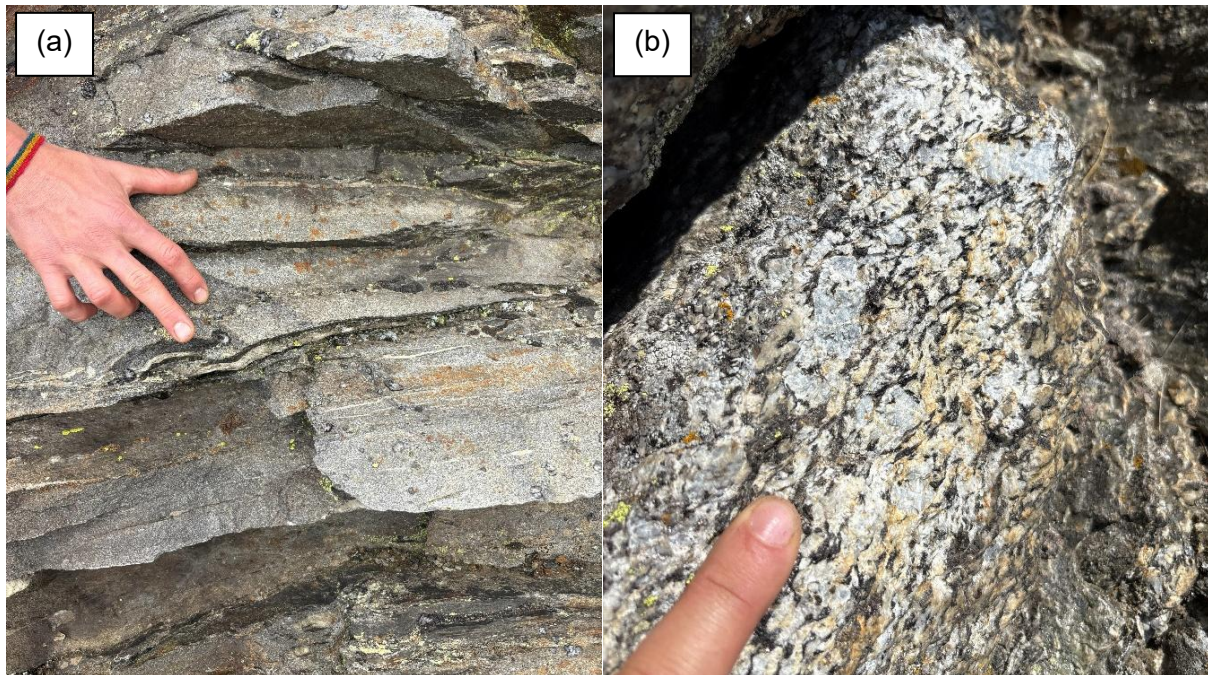


Abbildung 15: Die zwei dominierenden Lithologien des Untersuchungsgebiets: (a) gebänderter Paragneis mit Quarzlagen. (b) Partschinser Orthogneis mit Quarz-Porphyroblasten.

Partschinser Orthogneis

Die Orthogneise im Untersuchungsgebiet treten vom Gratbereich der Hochgangscharte bis zum Tschigat auf und sind dem Partschinser Orthogneis zuzuordnen (Abbildung 15b). Darüber hinaus erscheinen sie innerhalb der Paragneise als Linsen, die den verästelten Randbereich der primären magmatischen Intrusion des Partschinser Orthogneises repräsentieren.

Die Orthogneise liegen überwiegend als klassische Augengneise oder als migmatitische Orthogneise vor. Unter diesen zeigen die grauen Augengneise die größte Verbreitung. Charakteristisch sind großkörnige Porphyroblasten aus Kalifeldspat mit Größen bis zu 5 cm, die zahlreich in dem ansonsten klein- bis mittelkörnigen Gestein auftreten. Die Augengneise weisen eine Schieferung im Millimeterbereich auf; die Schieferungsflächen sind meist eben und rau. Der Partschinser Orthogneis setzt sich aus den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit zusammen. Als Nebengemengteile treten Hellglimmer und Chlorit auf. Akzessorisch finden sich Apatit, Titanit, Zoisit und vereinzelt Zirkon.

3.3 Frühere Untersuchungen zu Hangbewegungen

Willerich (2013) untersuchte den östlich benachbarten Talzuschub von Algund und zeigte, dass diese DSGSD auf einer komplexen geologisch-geomorphologischen Prädisposition beruht, die bis in die Metamorphose- und Tektonikgeschichte der Alpen zurückreicht. Er ermittelte felsmechanische Kennwerte, kartierte den inneren Aufbau, gliederte ihn in Teilschollen und erkannte ein trennflächengesteuertes Bewegungsmodell mit Gleiten und Rotationsgleiten als Hauptmechanismen. Ferner identifizierte er aktive Zonen und wies nach, dass der Talzuschub weiterhin, wenn auch gering, aktiv ist.

Die Aktivität der DSGSD von Partschins in den letzten Jahren zeigte sich durch den Felssturz im Jahr 2011, eine kleinräumige Hangrutschung im Jahr 2024 sowie wiederkehrende Murgangaktivität im Töllgraben. Seit 1997 betreibt das Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Provinz Bozen Rollmetermessungen im Bereich der Hochgangscharte bis zur Rötelspitz, um die jährliche Öffnungsweite großer, talwärts aufreißender Felsspalten zu dokumentieren. Abbildung 16 zeigt beispielhaft die Kluftöffnungsrate der letzten 28 Jahre an einem Messpunkt zwischen Hochgangscharte und Spronser Rötelspitz. Die Daten belegen eine kontinuierliche Erweiterung der Felsspalten, wobei Jahre mit stärkeren Veränderungen und Jahre nahezu ohne Bewegung auftreten. Besonders im Zeitraum von 2020 bis 2023 ist eine deutliche Zunahme der Öffnungsweite von fast 25 mm zu beobachten, was auf eine weiterhin hohe Aktivität des Gebietes hinweist.

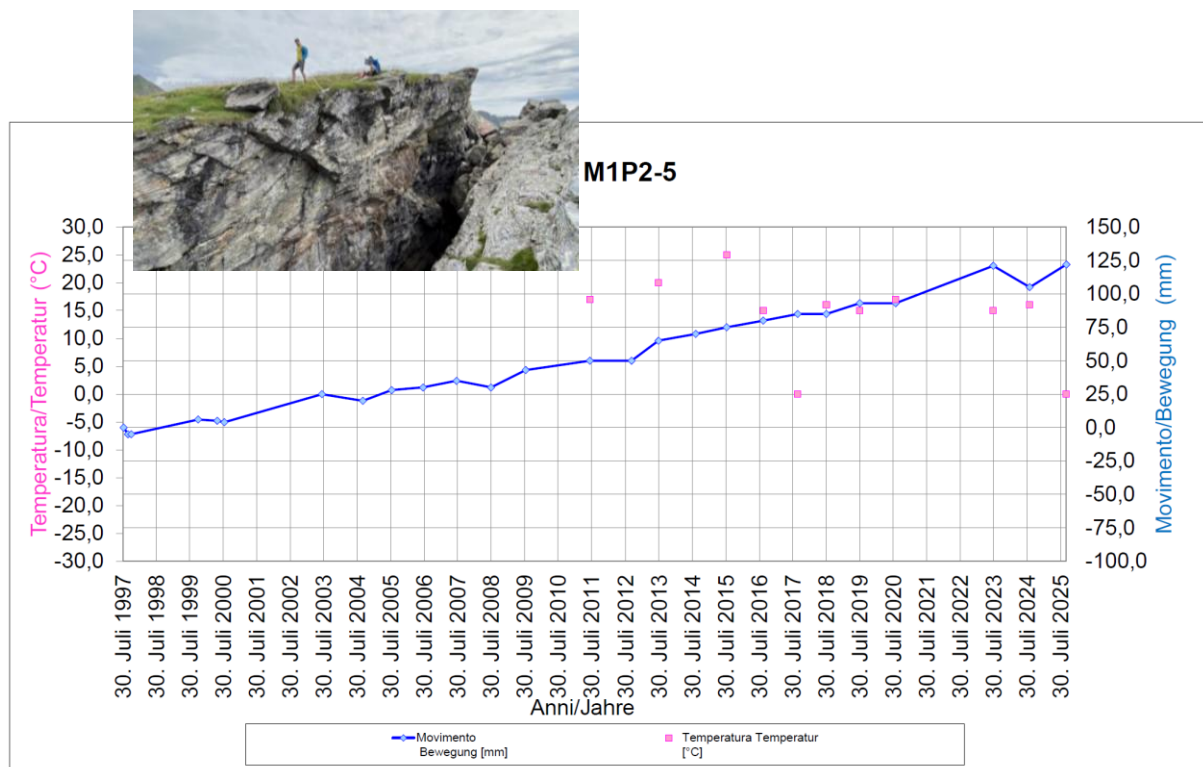


Abbildung 16: Diagramm der Öffnungsweite und Temperatur der Felsspalte im Bereich der Hochgangscharte. Links oben: Bild der Felsspalte (Daten und Bild vom Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Provinz Bozen, 2025).

4 METHODIK

4.1 Geomorphologische Kartierung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine detaillierte geomorphologische Kartierung des Untersuchungsgebiets durchgeführt, um Reliefstrukturen, Hangformen und Oberflächenprozesse zu erfassen. Kartierungsgrundlage bildete das geologische Kartenblatt 013 Meran des CARG-Projekts (SGN-ISPRA, 2010). Zur Erfassung der Geländeformen wurde ein DGM mit einer Rasterweite von 2,5 m sowie Orthofotos aus den Jahren 2020 und 2023 herangezogen, welche über den Map-Service der Provinz Bozen (ww1) frei zugänglich sind. Ergänzend wurden am 08.09.2025 im Auftrag des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung der Provinz Bozen von dem Unternehmen Alto Drones durch eine Befliegung des Untersuchungsgebiets zwei DGMs (Auflösung 0,2 und 1,5 m) sowie aktuelle hochauflösende Orthofotos des Untersuchungsgebiets aufgenommen. Hierfür kam ein Hubschrauber Airbus H125 mit einer Messvorrichtung zum Einsatz, bestehend aus einem RIEGL VUX-160 Laserscanner, einem Inertialmesssystem Applanix AP+50 und einer Kamera PhaseOne iXM100 RSM35. Diese LiDAR-Technologie ermöglicht durch ihre hohe Punktdichte und Genauigkeit die detaillierte Darstellung kleinräumiger Reliefstrukturen, die in konventionellen topografischen Karten nicht auflösbar sind. Die Orthofotos wurden verwendet, um morphologische Strukturen visuell zu beobachten, Materialkontraste zu erkennen und natürliche von anthropogenen Formen zu unterscheiden.

Die geomorphologische Aufnahme erfolgte im Maßstab 1:5000, wodurch sowohl großräumige Formen als auch kleinere geomorphologische Elemente erfasst werden konnten. Auf Basis der Fernerkundungsdaten wurden gezielte Geländebegehungen durchgeführt, um die abgeleiteten Strukturen im Gelände zu überprüfen, morphologische Merkmale direkt zu dokumentieren und zusätzliche Beobachtungen zu ergänzen. Dabei erfolgte die lithologische Ansprache des Lockermaterials durch Vergleich mit anstehendem Festgestein, die Abschätzung charakteristischer Blockgrößen sowie die Bewertung der Aktivität morphologischer Prozesse anhand von Verwitterungsmerkmalen und Vegetationsbedeckung. Die Orientierung linearer Strukturen wie Nackentälchen und Rutschungsstufen wurde überwiegend aus dem hochauflösenden DGM abgeleitet und anschließend im Gelände überprüft.

Die Ergebnisse aus der LiDAR- und Orthofotoanalyse sowie den Geländeaufnahmen wurden anschließend zu einer geomorphologischen Karte zusammengeführt. Die Digitalisierung wurde im Geoinformationssystem QGIS (QGIS Development Team, 2024) umgesetzt.

4.2 Geologische und strukturelle Kartierung

Im Rahmen der geologischen Kartierung wurden eigenständige Geländeaufnahmen sowie Neubewertungen auf Grundlage des CARG-Kartenblatts Meran (SGN-ISPRA, 2010)

durchgeführt. Ziel war die geologische Differenzierung und Abgrenzung der im Untersuchungsgebiet vorkommenden lithologischen Einheiten. Die Messung der Schieferungsorientierung erfolgte mithilfe der Smartphone-Applikation FieldMove Clino (Petroleum Experts Limited, 2024) unter Verwendung des integrierten digitalen Kompass-Klinometer.

Auf Basis der gesamten Geländedaten wurde eine überarbeitete geologische Karte des Untersuchungsgebiets in QGIS erstellt. Anschließend wurden mithilfe der Software MOVE Core (Petroleum Experts Ltd, 2024) ein geologisches 3D-Modell des Untersuchungsgebiets sowie geologische Profile konstruiert.

Trennflächenanalyse

Die Trennflächenanalyse erfolgte im Rahmen des Scanline-Verfahrens (Wyllie & Mah, 2004), wobei die Ausrichtung der Messlinien standortspezifisch gewählt wurde. An vier ausgewählten, als repräsentativ eingestuften Aufschlüssen wurde jeweils ein fünf Meter langes Messband gespannt. Entlang dieser Referenzlinie wurden sämtliche Trennflächen erfasst, die die Linie schneiden.

Neben der strukturellen Unterscheidung nach Typ (Schieferung, Kluft oder Störungszone) sowie der Erfassung der Trennflächenorientierung mittels FieldMove Clino, die anschließend in Stereonet 11 (Allmendinger, 2024) ausgewertet wurde, wurden im Gelände zusätzlich verschiedene geotechnische Parameter in situ aufgenommen. Für die identifizierten Trennflächenscharen wurden insbesondere folgende Eigenschaften bestimmt.

- Der wahre mittlere Trennflächenabstand (A) wurde aus der trigonometrischen Beziehung zwischen der Länge der Scanline (d_s), dividiert durch die Anzahl der Trennflächen (N) und dem mittleren Winkel zwischen Scanline und Trennfläche (α) berechnet (Abbildung 17, Gleichung 2) (Wyllie & Mah, 2004). Auf Grundlage dieser Werte wurde das Trennflächengefüge gemäß Matula (1981) und EN ISO 14689 (ISO, 2018) in sechs Kategorien eingeteilt.

$$A = \frac{d_s}{N} \times \sin \alpha \text{ (Gleichung 2)}$$

- Die Öffnungsweite entspricht der tatsächlichen Spaltenbreite der Klüfte und wurde nach EN ISO 14689 (ISO, 2018) in acht Abstufungen von sehr eng (< 0,1 mm) über offen (0,5-2,5 mm) bis extrem weit (> 1 m) klassifiziert.
- Die Rauigkeit der Trennflächen wurde anhand des Joint Roughness Coefficient (JRC) (Barton & Choubey, 1977) in zehn Rauigkeitsklassen eingestuft (Abbildung 18).
- Die Füllung beschreibt das in den Trennflächen vorkommende Material, wobei auch unverfüllte Klüfte auftreten können. Der Verwitterungszustand wurde in sechs Klassen von unverwittert bis zersetzt (Bieniawski, 1989) unterteilt.
- Da im Untersuchungsgebiet die primäre Permeabilität des Gesteins vernachlässigbar ist und der Wasserfluss ausschließlich entlang von Klüften und Trennflächen erfolgt, wurde

zusätzlich die Dichtigkeit der Trennflächen in sechs Kategorien (Bieniawski, 1989) differenziert.

- Die Uniaxiale Druckfestigkeit (UCS) wurde gemäß EN ISO 14689 (ISO, 2018) im Gelände mithilfe eines Geologenhammers abgeschätzt. Diese Methode ermöglicht eine erste qualitative Beurteilung der Gesteinsfestigkeit und erlaubt eine Einteilung der UCS-Werte in acht Kategorien.

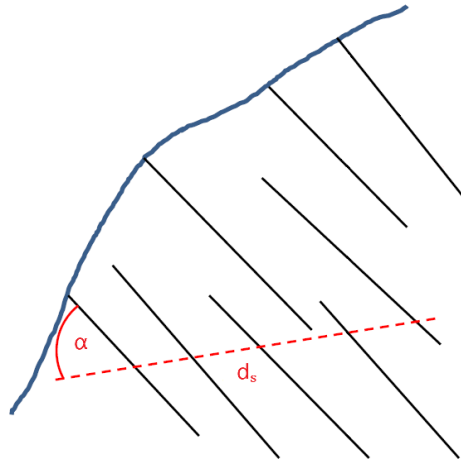


Abbildung 17: Scanlineverfahren mit beliebiger Orientierung der Scanline (modifiziert nach (Wyllie & Mah, 2004)).

Ergänzend zur Charakterisierung des Gebirges wurden die geomechanischen Kennwerte RQD, RMR und GSI ermittelt:

- Die Rock Quality Designation (RQD) (Deere, 1963) bewertet die Felsqualität quantitativ anhand der Stückigkeit des Bohrkerns und beschreibt den prozentualen Anteil der Kernlängen über 10 cm bezogen auf die gesamte Kernstrecke. Sie stellt ein indirektes Maß für die Klüftigkeit und den Zerlegungsgrad dar und wird, wenn keine Bohrkern vorhanden sind, im Aufschluss anhand des Trennflächengefüges bestimmt.
- Das Rock Mass Rating (RMR) (Bieniawski, 1989) ist ein empirisches Klassifikationssystem, das die Gebirgsqualität anhand von Parametern wie Gesteinsfestigkeit, RQD-Wert, Klufteigenschaften, Grundwasserverhältnissen und Diskontinuitätenorientierung bewertet. Die gewichtete Summe dieser Faktoren ergibt einen Gesamtwert zwischen 0 und 100, der als Grundlage für ingenieurgeologische Beurteilungen und die Ableitung geotechnischer Kennwerte dient.
- Der Geological Strength Index (GSI) (Hoek & Brown, 1997) ermöglicht eine Klassifikation des Gebirges unabhängig von der Gesteinsart auf Basis der Zerklüftung und des Verwitterungsgrades. Er liefert Werte zwischen 10 und 100. Die Beurteilung erfolgt zwar subjektiv, ist jedoch auch für stark geklüftete, tektonisch beanspruchte Gebirge geeignet und wird häufig zur Abschätzung geomechanischer Parameter wie Festigkeit und Verformungsmodul herangezogen.

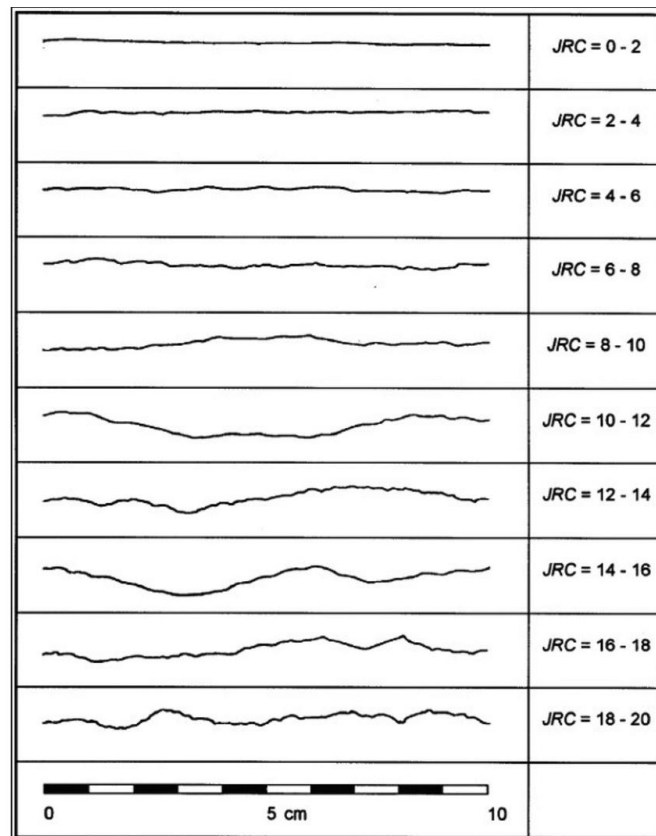


Abbildung 18: Vergleichsprofile zur visuellen Abschätzung der Kluftrauigkeit für Kluftflächen im Festgestein (nach Barton & Choubey, 1977).

4.3 Hydrologische Kartierung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden erste hydrologische Erhebungen und Messungen im Untersuchungsgebiet durchgeführt, um grundlegende Informationen zu den Standorten der Quellen, sowie zu deren chemischen Eigenschaften zu erfassen. Im Rahmen dieser Erstuntersuchung beschränkten sich die Geländeerhebungen auf zwei Tage und fanden am 13. und 14. August 2025 statt. Während dieser Begehungen wurden sämtliche beobachteten Quellaustritte kartiert.

Um eine mögliche Beeinflussung der Messergebnisse durch direkten Niederschlag auszuschließen, wurde der Untersuchungszeitraum gezielt gewählt. Der letzte registrierte Niederschlag trat am 6. August 2025 auf, sodass bis zum Messtermin eine siebentägige niederschlagsfreie Periode vorlag. Während der beiden Messtage wurden an der Wetterstation Meran/Gratsch (ww2) Tageshöchsttemperaturen von 36,6 °C und Tagestiefsttemperaturen von 20,7 °C verzeichnet. Somit ist davon auszugehen, dass die austretenden Wässer möglichst gering durch oberflächennahen Abfluss beeinflusst sind und somit die erhobenen Werte den unterirdischen Fließsystemen zuzuordnen sind.

An jedem vorgefundenen Wasseraustritt wurden die Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit (LF) in situ bestimmt und die Schüttung geschätzt. Die Messungen erfolgten, sofern zugänglich, in unmittelbarer Nähe des Quellaustritts, andernfalls unmittelbar unterhalb des Austrittspunktes. Auf diese Weise sollte eine Beeinflussung der Messwerte durch Temperaturveränderungen beim längeren Abfließen der austretenden Wasser an der Oberfläche oder während des Transports ausgeschlossen werden. Zur Bestimmung der Parameter wurde ein Leitfähigkeitsmessgerät vom Typ WTW Cond 340i (Xylem Analytics) verwendet. Das Gerät misst gleichzeitig die Temperatur in Grad Celsius (°C) und die elektrische Leitfähigkeit in Mikrosiemens pro Zentimeter ($\mu\text{S}/\text{cm}$) des Wassers mit einer Genauigkeit von $\pm 0,1$ °C bzw. ± 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Die erhobenen Daten wurden anschließend tabellarisch erfasst und den jeweiligen Quellpunkten im QGIS zugeordnet. Die Messungen stellen eine Momentaufnahme während einer sommerlichen Trockenperiode dar. Saisonale Schwankungen der Quellschüttung, Temperatur und Leitfähigkeit wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht erfasst und sollten Gegenstand weiterführender Untersuchungen sein.

4.4 Satellitengestützte Fernerkundung

In dieser Arbeit werden SAR-Bilder von Sentinel-1A (Geudtner et al., 2014) im Rahmen der satellitenbasierten Fernerkundung zur Ermittlung von Hangbewegungsdaten herangezogen. Diese liegen auf dem Copernicus Data Space Ecosystem von der European Space Agency (ESA, ww3) in verschiedenen Standard-SAR-Formaten zur freien Verfügung vor.

Die Berechnung eines belastbaren Differentialmodells der DGMs aus den Jahren 2006 und 2025 war aufgrund der eingeschränkten Vergleichbarkeit der zugrunde liegenden Punktwolken nicht möglich. Die Datensätze unterscheiden sich sowohl hinsichtlich der Aufnahmetechnik als auch der Datenqualität. Insbesondere in belaubten und dicht bewachsenen Bereichen konnten dadurch keine hinreichend zuverlässigen Bodenpunkte abgeleitet werden, da Vegetationsstrukturen teilweise als Geländeoberfläche klassifiziert beziehungsweise interpretiert wurden. Zusätzlich erschweren Scanlinienversätze und variierende Punktdichten eine quantitative Auswertung, sodass das Differentialmodell lediglich für qualitative Interpretationen herangezogen werden konnte.

4.4.1 Sichtbarkeitsstudie

Für die Sichtbarkeitsanalyse des Untersuchungsgebiets wurde die Methodik nach Del Soldato et al. (2021) angewendet. Grundlage bildeten Sentinel-1A SAR-Daten im Ground Range Detected (GRD) Format, welche mit einer räumlichen Auflösung von 10×10 m pro Pixel eine Fläche von etwa 250 km Breite und 170 km Länge abdecken. Für die Analyse der ascending Aufnahmen wurde eine Szene vom 02.10.2023 und für die descending Aufnahmen eine Szene vom 08.10.2018 verwendet:

- S1A_IW_GRDH_1SDV_20231002T170726_20231002T170751_050589_06181B_F940
- S1A_IW_GRDH_1SDV_20181008T052652_20181008T052717_024040_02A081_7131

Ergänzend kamen das GLO-30 DGM (Copernicus, 2022) mit 30 m Auflösung, bereitgestellt vom Copernicus Data Space Ecosystem, sowie die Realnutzungskarte im Maßstab 1:10.000 vom Land Südtirol zum Einsatz (ww1). Die Datenverarbeitung erfolgte unter Verwendung von SNAP (European Space Agency, 2025) sowie ArcGIS Pro (ESRI, 2024).

4.4.1.1 R-Index-Karte

Im ersten Schritt wurde die sogenannte R-Index-Karte (R_i) erstellt. Diese stellt eine pixelweise Abbildung der geometrischen Beziehung zwischen der LOS (Schrägblickwinkel nach rechts) und der topografischen Lage des Geländes (Hangneigung und Exposition) dar. R_i ist ein geometrischer Kennwert, der angibt, wie geeignet ein Pixel aufgrund seiner Hangneigung und -ausrichtung für die Radarbeobachtung ist. Diese Beziehung ist entscheidend, da geometrische Effekte (Abbildung 19) direkte Auswirkungen auf die Sichtbarkeit und Detektierbarkeit von Messpunkten (MPs) haben.

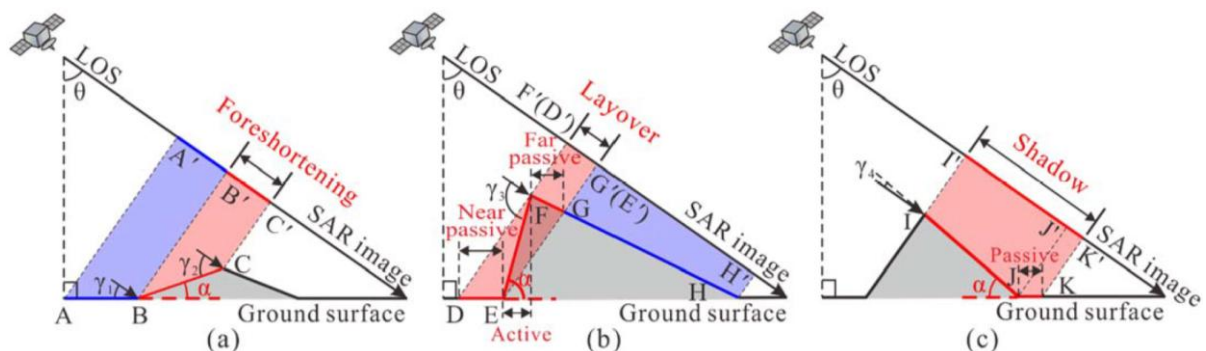


Abbildung 19: Darstellung der drei geometrischen Effekte in SAR-Bildern: (a) Foreshortening; (b) Layover; (c) Shadow. (Ren et al., 2021)

Bei zum Radar geneigten Hängen kann es zu einer Verkürzung der dargestellten Hanglänge im SAR-Bild kommen (Foreshortening), wenn die Hangneigung kleiner als der Einfallswinkel des Radarstrahls ist. Überschreitet die Hangneigung den Einfallswinkel, tritt Layover auf, wobei Signale vom oberen Hangbereich früher empfangen werden als vom unteren und sich dadurch im RadARBild überlagern. Neigt sich ein Hang hingegen vom Radar weg und ist die Hangneigung größer als der Komplementärwinkel des Einfallswinkels, entstehen Abschattungsgebiete (Shadow), die im SAR-Bild nicht dargestellt werden können (Ren et al., 2021).

Layover- und Shadow-Regionen sind Bereiche im SAR-Bild mit geringer Sichtbarkeit. In diesen Zonen können die Bodenpunkte aufgrund der Überlagerung oder Abschattung nicht erkannt oder überwacht werden. Foreshortening-Regionen sind hingegen grundsätzlich sichtbar, jedoch kann die geometrische Verzerrung zu einer reduzierten Genauigkeit der abgeleiteten Bodenbewegungen führen (Ren et al., 2021).

Somit kann unter Berücksichtigung der Gelände- und Satelliten-Geometrien und der geometrischen Effekte, der R-Index-Wert (R_i) für jedes Pixel mit folgender Gleichung (Ren et al., 2021) berechnet werden (Gleichung 3):

$$R_i = \sin\{\theta + \arctan[\tan(\alpha) \times \cos(\varphi - \beta)]\} \times Sh \times La \times Fa \text{ (Gleichung 3)}$$

R_i = R-Index; Maß für die Geländesichtbarkeit im SAR-Bild

θ = Inzidenzwinkel des Radarstrahls (incidence angle)

α = Hangneigung (slope angle)

β = Hangexposition bzw. Hangrichtung (aspect)

φ = Azimutwinkel der Radarlinie (azimuth angle)

Sh = Shadow-Koeffizient (1 = kein Schatten, 0 = Schattenbereich)

La = Layover-Koeffizient (1 = kein Layover, 0 = Layover-Bereich)

Fa = Far Passive Layover-Koeffizient (1 = außerhalb, 0 = in der passiven Layover-Region)

Die eigentliche Erstellung der R-Index-Karte erfolgte in SNAP durch eine SAR-Simulation unter Einbezug des 30 m DGMs und der jeweiligen Orbitdaten. Dabei wurde eine Shadow-Layover-Maske generiert, um unsichtbare Bereiche identifizieren zu können. Anschließend wurden die SAR-Daten mittels der Range-Doppler-Geländekorrektur in das Koordinatenbezugssystem WGS 84 überführt. Hierbei wurden geometrische Verzerrungen korrigiert, um eine möglichst realitätsnahe Abbildung zu gewährleisten. Zusätzlich wurden dem Endprodukt ein lokal berechnetes Höhenmodell sowie eine Karte des Einfallswinkels als neue Bänder hinzugefügt. Die Ausgabeauflösung entspricht ca. 10 m Bodenauflösung.

Die resultierenden Geodatenprodukte wurden anschließend als GeoTIFF-Dateien in ArcGIS Pro geladen. Die Berechnung des R-Index selbst erfolgte mithilfe eines automatisierten Tools „Rindex“ (Del Soldato et al., 2021), das den gesamten Analyseprozess weitgehend standardisiert. Die finale Kartenaufbereitung und Visualisierung erfolgten in ArcGIS Pro.

4.4.1.2 MP-Detection-Karte

Im Anschluss daran wurde die sogenannte MP-Detection-Karte (MPD_m) erstellt, welche die potenzielle Detektierbarkeit von Messpunkten in Abhängigkeit von dem R-Index und der Landbedeckung beschreibt. Hierfür wurde lediglich die Landnutzungskarte des Landes Südtirol neu klassifiziert und mit Corine-Land-Cover-Codes (CLC) versehen. Höhere Vegetationsbedeckung führt zur schlechteren Messpunktdichte pro Pixel. Auf dieser Grundlage wurde mithilfe des Tools „Probability_MP“ (Del Soldato et al., 2021) die Wahrscheinlichkeit der Messpunktdetektion berechnet. Das Ergebnis stellt eine kombinierte

Sichtbarkeitskarte dar, welche sowohl geometrische Sichtverhältnisse als auch vegetationsbedingte Einschränkungen berücksichtigt.

4.4.2 Zeitreihenbasierte DInSAR-Analyse

Zur Erfassung und Quantifizierung potenzieller Hangbewegungen im Untersuchungsgebiet von Partschins wurde eine zeitreihenbasierte DInSAR-Analyse auf Grundlage von Sentinel-1A-Daten in ESA SNAP durchgeführt (Coutinho et al., 2023; Lin & Lin, 2025). Verwendet wurden Level-1 Single Look Complex (SLC) Aufnahmen des Copernicus-Programms der ESA, die im Interferometric Wide Swath (IW)-Modus mit VV-Polarisation aufgezeichnet wurden (ww3). Das Radarsystem von Sentinel-1A arbeitet im C-Band (Zentralfrequenz 5,405 GHz; Wellenlänge ca. 5,66 cm), wodurch sich die Daten besonders zur Erfassung von Bodenbewegungen eignen. Die Aufnahmen wurden im ascending Orbit erfasst und decken den Zeitraum von 2018 bis 2023 ab. Da der Fokus dieser Arbeit zunächst auf einer ersten Abschätzung der generellen Anwendbarkeit von InSAR im Untersuchungsgebiet lag, wurde für jedes Jahr bewusst nur eine Szene aus dem Herbst ausgewählt. Auf diese Weise konnten saisonale Einflüsse, wie Vegetationsbedeckung oder Schneelage, reduziert und eine vergleichbare Datengrundlage geschaffen werden. Zusätzlich wurde das Gebiet auf schneefreie Verhältnisse mittels Sentinel-2A-Satellitenbilder (ww4) geprüft. Folgende Szenen wurden ausgewählt:

- S1A_IW_SLC__1SDV_20180922T170655_20180922T170722_023814_02992C_9F54
- S1A_IW_SLC__1SDV_20190917T170701_20190917T170728_029064_034C5E_428C
- S1A_IW_SLC__1SDV_20200923T170708_20200923T170735_034489_040367_1DD1
- S1A_IW_SLC__1SDV_20210930T170714_20210930T170741_039914_04B91E_E34C
- S1A_IW_SLC__1SDV_20220913T170720_20220913T170747_044989_055FF8_2E4E
- S1A_IW_SLC__1SDV_20231002T170725_20231002T170752_050589_06181B_3A5D

Basierend auf dem in Kapitel 2.2.1 beschriebenen DInSAR-Prinzip wurden die Sentinel-1A-Szene paarweise in jährlichen Intervallen in SNAP prozessiert und Interferogramme erzeugt. Die dafür verwendete Verarbeitungskette umfasst die Schritte in Abbildung 20 und ist in Braun & Veci (2021) beschrieben. Die einzelnen Prozessierungstools sind, bis auf das SNAPHU-Unwrapping-Plugins (Chen & Zebker, 2001), in SNAP abrufbar.

Aus den erzeugten Interferogrammen wurden mittels der „Phase to Displacement“-Funktion in SNAP-Verschiebungskarten (Displacement Maps) abgeleitet. Dabei wird die in den Interferogrammen enthaltene Phasendifferenz in eine metrische Bodenbewegung entlang der Sichtlinie des Sentinel-1A-Satelliten umgerechnet (van der Meer & Hanssen, 2001). Positive Werte kennzeichnen eine Annäherung an den Satelliten, negative Werte eine Bewegung vom Satelliten weg. Auf diese Weise werden die interferometrischen Phaseninformationen in physikalische Deformationen umgerechnet.

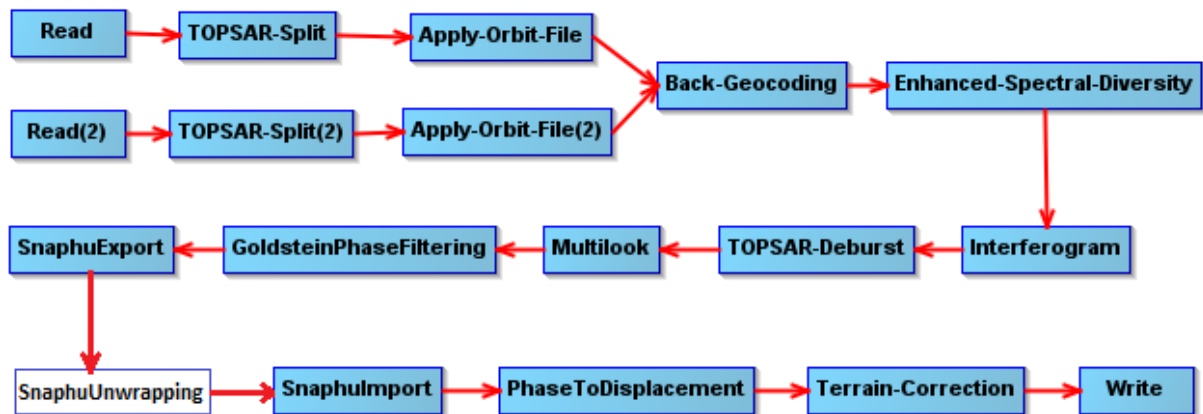


Abbildung 20: Screenshot des SNAP Graph Builders. Die sechs Szenen wurden in dieser Reihenfolge prozessiert. Für die Erklärung der einzelnen Prozessierungsschritte siehe Braun & Veci (2021).

Aus den fünf Displacement-Karten wurde daraufhin die mittlere jährliche Bewegungsrate in Form einer zeitreihenbasierten DInSAR berechnet. Dabei wurden ausschließlich Pixel mit einer Kohärenz größer als 0,45 in die Analyse einbezogen. Dadurch beschränkt sich die Auswertung auf weitgehend vegetationsfreie und topografisch exponierte Bereiche, in denen eine stabile Radar-Rückstreuung gewährleistet ist. Die berechneten Verformungsraten beschreiben die mittlere Bewegung entlang der LOS des ascending Sentinel-1A-Satelliten. Um etwaiges Rauschen in den Daten zu minimieren, wurden vier Referenzpunkte gewählt, welche nach dem European Ground Motion Service (EGMS) als stabil angesehen werden, und anhand dieser die relative Bewegung zur LOS berechnet. Sie stellen somit keine rein vertikale Verschiebung, sondern eine projektionsbezogene Komponente der tatsächlichen Bewegungsrichtung dar.

Darauf aufbauend wurde die entlang der LOS gemessene Verformungsrate in eine angenäherte reale Hangbewegung überführt. Da DInSAR ausschließlich die Bewegungsanteile entlang der Radar-Sichtlinie erfasst, wurde die LOS-Geometrie zunächst in ihre drei Raumkomponenten in Ost-, Nord- und Vertikalrichtung zerlegt. Für die verwendeten Sentinel-1A-Ascending-Daten wurde dabei von einem Heading von 350°, einer daraus resultierenden rechtsseitigen Blickrichtung mit einem horizontalen LOS-Azimet von etwa 80° sowie einem Inzidenzwinkel von 38° ausgegangen. Analog dazu wurde auch die angenommene Hangbewegung als dreidimensionaler Vektor formuliert. Als Bewegungsrichtung wurde dabei eine Verlagerung in Richtung SSE (157,5°) angenommen, während die Neigung dieses Bewegungsvektors durch die lokale Hangneigung definiert wurde. Hierfür wurde die mittlere Hangneigung aus dem 1,5-m-DGM innerhalb eines 10-m-Umkreises um jeden Messpunkt berechnet und in die Projektion einbezogen. Durch die vektorielle Gegenüberstellung von LOS-Richtung und angenommener Hangbewegung konnte ein Projektionsfaktor ermittelt werden, mit dessen Hilfe die gemessene LOS-Verschiebung in eine Bewegungsrate entlang der Hangrichtung umgerechnet wurde. Die so abgeleiteten Werte stellen eine modellhafte Annäherung an die reale Hangbewegung dar und beruhen auf der Annahme, dass die Bewegung hangparallel und einheitlich in Richtung SSE erfolgt. Die in Kapitel 2.2.4 beschriebenen Limitationen und Fehlerquellen wurden bei der Interpretation der

Ergebnisse berücksichtigt. Die resultierenden Bewegungsdaten wurden in ArcGIS Pro weiterverarbeitet und visualisiert.

5 ERGEBNISSE

5.1 Geomorphologische Kartierung

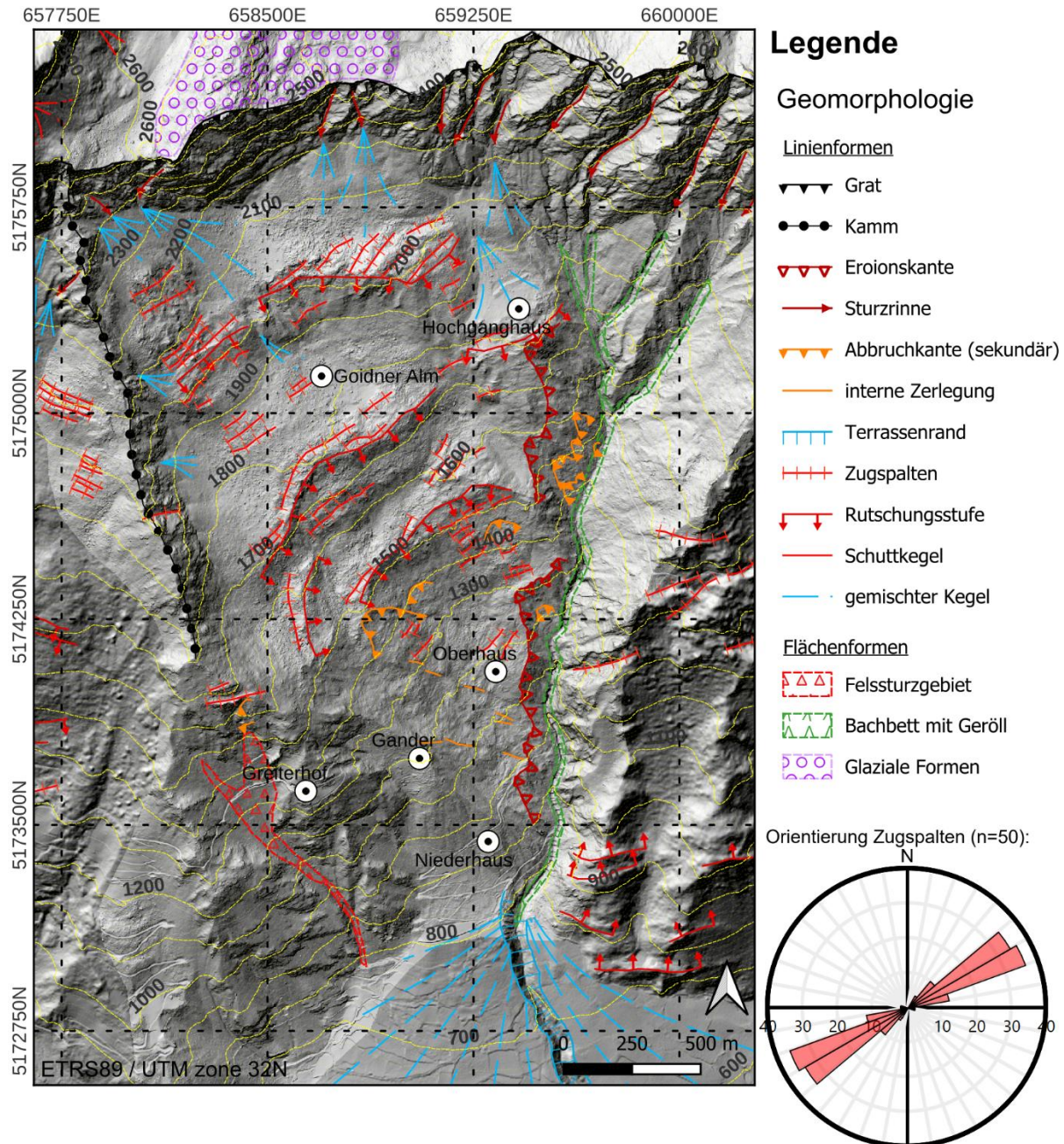


Abbildung 21: Geomorphologische Karte des Untersuchungsgebiets mit Darstellung der linien- und flächenhaften Formen sowie der hydrologischen Elemente. Kartengrundlage bildet ein digitales Höhenmodell (DGM 1,5m, 2025) und geologische Informationen aus dem CARG-Kartenblatt Meran (SGN-ISPR, 2010) in Kombination mit Feldkartierungen. Das Rosendiagramm zeigt die Orientierung der Zugspalten und Rutschungsstufen.

Die Geomorphologie des Untersuchungsgebiets ist durch das Zusammenspiel glazialer, gravitativer und fluvialer Prozesse geprägt und zeigt sich aufgrund des stark unruhigen

Hangreliefs als insgesamt sehr komplex (Abbildung 21). Die Abgrenzung des Untersuchungsgebiets orientiert sich an den großräumigen morphologischen Strukturen.

Dominierend ist ein in Nord-Süd-Richtung verlaufender, 1500 m langer Kamm aus Festgestein, der zwischen 700 und 1800 m ü. A. als Festgesteinskeil mit aktiver Felssturzzone ausgebildet ist. Westlich und östlich dieses Kamms befinden sich umfangreiche Schutthalden aus erodiertem Material, die teilweise in ausgeprägten Schwemm- und Murfächern akkumulieren. Ab etwa 2300 m ü. A. geht der Kamm in einen scharf ausgeprägten Grat über, der sich zunächst nach Norden, dann nach Osten und Westen fortsetzt.

Im Bereich der Hochgangscharte sind die nach Nordwesten geneigten Hänge durch glaziale Überprägung geformt. Hier treten charakteristische Rundhöcker auf, die durch glaziale Erosion abgeschliffen wurden und heute großflächig von Blockschutt überlagert sind. Eingebettet in diese glazial geprägte Morphologie liegt die Spronser Seengruppe, deren oberflächliche Entwässerung nach Nordosten über das Spronser Tal erfolgt. Weitere glaziale Ablagerungen, die von Hangschutt und Blockschutt überlagert sind, konnten entlang der Zufahrtsstraße zum Greiterhof und im Bereich des Niederhauses kartiert werden. Am westlichen erosiven Hang des Töllgrabens auf ca. 1450 m ü. A. tritt zudem ein undifferenzierter Till auf, der als basaler Gleithorizont von kürzlich abgeglittenem Blockschutt an die Oberfläche gelangt (Abbildung 22).

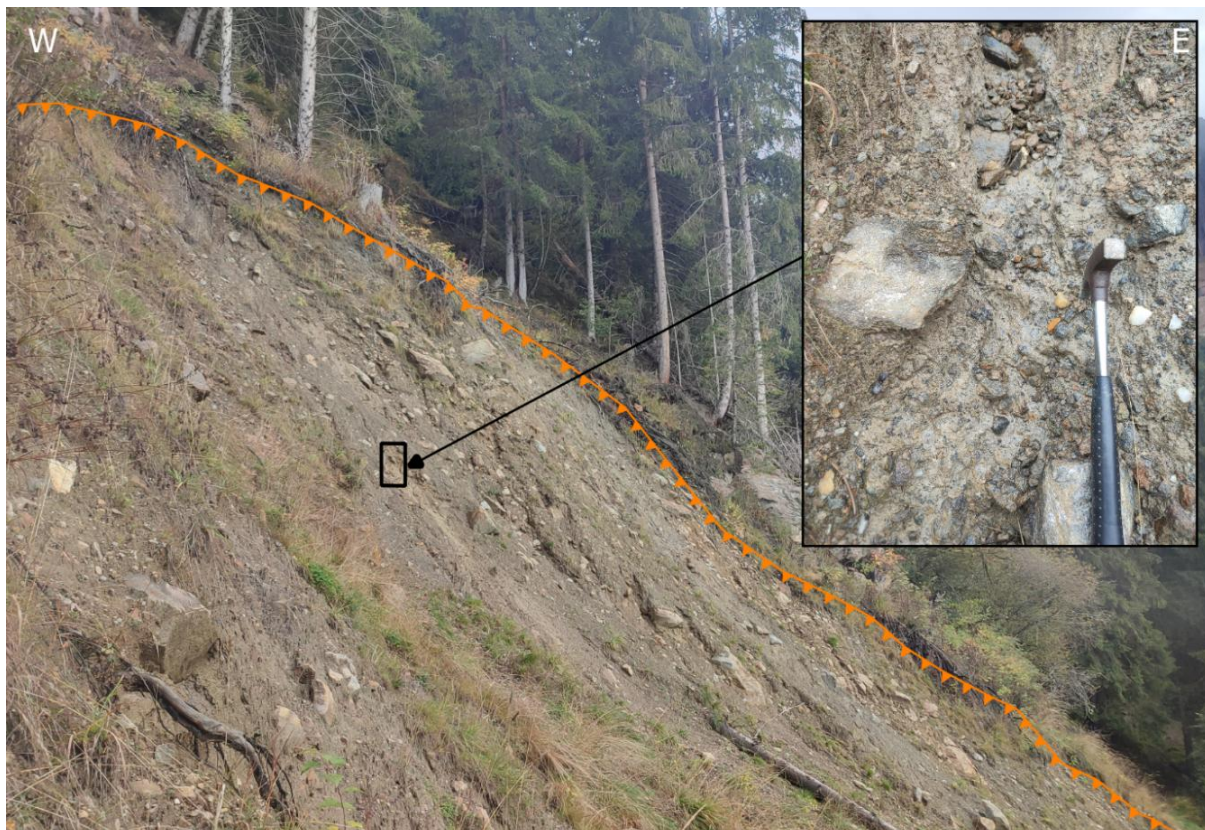


Abbildung 22: Sekundäre Rutschung in Richtung Töllgraben auf etwa 1450 m ü. A. mit Freilegung glazialer Ablagerungen.

Die morphologische Ausprägung des südexponierten Hangbereichs wird maßgeblich durch gravitative Prozesse bestimmt. Südlich des Grades der Hochgangscharte treten bis zu 60-70°

nach Süden einfallende, steile Felswände auf, die durch ein ausgeprägtes Kluftsystem sowie durch zum Teil dezimeter- bis meterweite Felsspalten charakterisiert sind. Diese weisen vorwiegend NE-SW- bis NW-SE- Orientierungen auf. Die stufenartige Ausbildung des Grates mit Rissen und Felsspalten dokumentiert eine fortschreitende Rückverlagerung der Abbruchkante infolge anhaltender Hanginstabilität. Die betroffenen Bereiche stellen aktive Abbruchzonen dar, in denen Steinschlag, Blockschlag und Felsstürze regelmäßig auftreten. Die in NE-SW-Richtung verlaufenden Rinnenstrukturen der Felswände gehen in gemischte Schwemmfächer aus Hang- und Murmaterial über, die sich im zentralen Hangbereich ausbreiten (Abbildung 23). Im Auslauf dieser Bahnen finden sich zahlreiche frische Blöcke, die auf rezente Abbrüche und Massenbewegungen hinweisen.

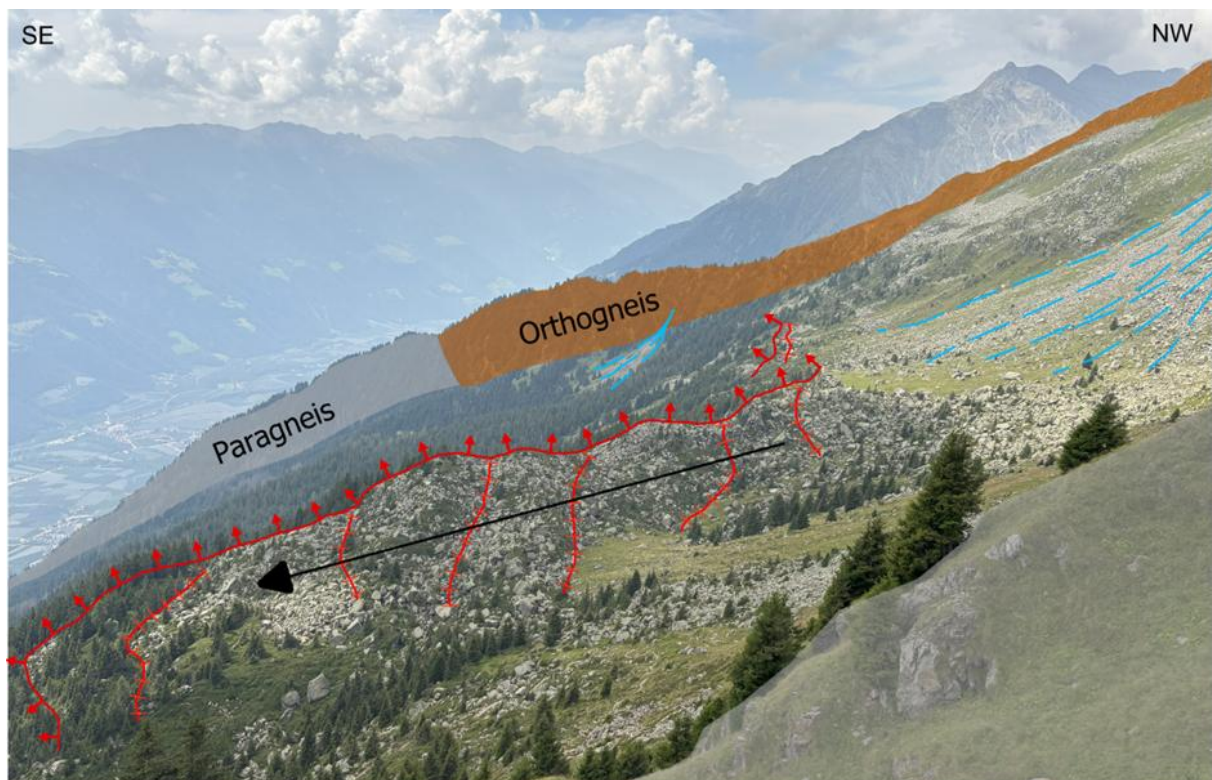


Abbildung 23: Panoramafoto vom Wanderweg zur Hochgangscharte mit Blickrichtung nach Nordosten. Dargestellt ist die oberste Rutschungsstufe auf 2000 m ü. A. mit markanten Zugspalten (rote Linien). Darüber schließen Schuttkegel (blaue Linien) an, die aus den Sturzrinnen des Gratbereichs hervorgehen. Entlang des in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Kamms tritt Festgestein auf, während der zentrale Hangbereich überwiegend von Orthogneisblöcken überlagert wird.

Der zentrale Abschnitt des Hanges zeigt ein stark gestörtes Relief, das durch mehrere deutlich ausgebildete Rutschungsstufen gegliedert ist. Insgesamt wurden sechs solcher Stufen identifiziert, die sich durch flachere, bergseitige und steilere, talseitige Bereiche auszeichnen. Ihre NNE-SSW-orientierte Ausrichtung entspricht derjenigen der parallel verlaufenden Zugspalten und Nackentälchen, die im gesamten Hangbereich zwischen ca. 1200 m und 2200 m ü. A. auftreten. Diese Strukturen bilden lokal ausgeprägte, spaltenartige Vertiefungen und kleine Tälchen, die die fortschreitende Hangbewegung in südöstlicher Richtung zum Töllgraben dokumentieren. Eine Häufung der Zugspalten ist insbesondere im Umfeld der Rutschungsstufen festzustellen, was auf eine tiefreichende Zerlegung des Hanges und

fortschreitendes Kriechen bzw. Gleiten hinweist. Knapp oberhalb der Waldgrenze tritt aufgrund der geringen Vegetationsbedeckung das Relief des Untergrunds besonders deutlich hervor. In diesem Bereich prägen Rutschungsstufen und Zugspalten das Gelände und erzeugen ein kleingliedriges, unruhiges Relief (Abbildung 23). Die sechs Hauptzugspalten erreichen Längen von etwa 100 bis 200 m bei Abständen von 50 bis 100 m.

Im unteren Hangabschnitt zwischen 1100 m und 1300 m ü. A., wo der Rutschungskörper durch einen Felskeil eingeeengt wird, treten neben den bereits beschriebenen Zugspalten zusätzliche linienförmige Bruchstrukturen auf. Diese verlaufen in einem Winkel von etwa 60° zu den Hauptzugspalten, sind WNW-ESE-orientiert und weisen auf eine weitere interne Zerlegung des Hanges hin (Abbildung 24). Im Bereich um 1400 m ü. A. wurden zudem kleinräumige Rutschungen erfasst, die als sekundäre Prozesse die fortschreitende Hangbewegung verdeutlichen. Nahe des Töllgrabens ist eine ausgeprägte erosive Kante ausgebildet, die von sekundären Gleitungen und Rutschungen in Richtung des Grabens gekennzeichnet ist. Abbildung 22 zeigt eine solche junge Gleitung exemplarisch.

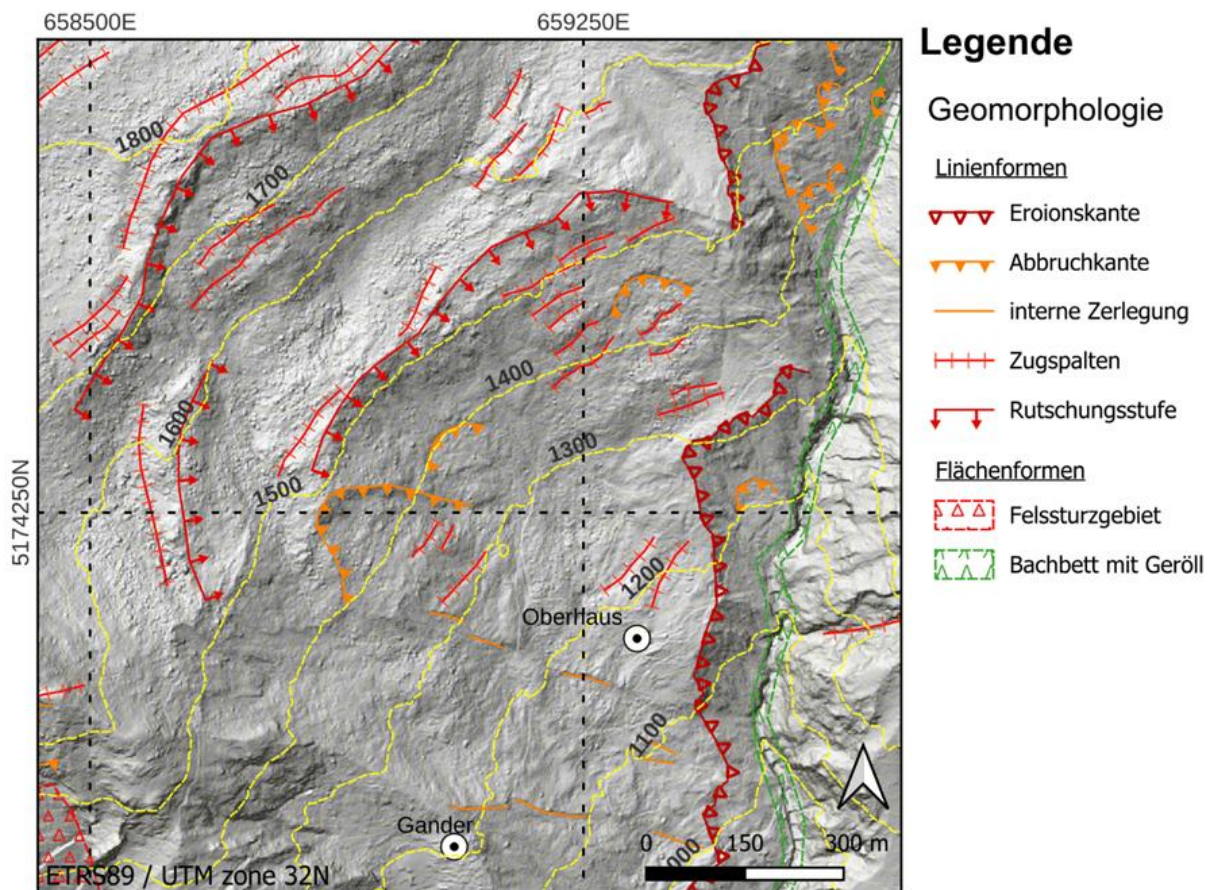


Abbildung 24: Morphologische Strukturen im mittleren und unteren Bereich der DSGSD. Deutlich erkennbar sind die Rutschungsstufen und Zugspalten, die eine fortschreitende Bewegung dokumentieren. Orange Abbruchkanten markieren die sekundäre Gleitungen.

Neben diesen Strukturen ist der Hangbereich großflächig von mächtigen Blockschuttmassen überlagert (Abbildung 25), deren Einzelblöcke Kantenlängen von bis zu 10 m erreichen. Großteils sind diese Blöcke stark bewachsen und die Kanten abgerundet, was darauf

hindeutet, dass die Blöcke bereits länger liegen. Auffällig ist eine deutliche Abnahme der Blockgröße unterhalb des Oberhauses, bis auf halber Strecke Richtung Niederhaus nur noch Hangschutt vorliegt. Der Blockschutt lässt sich in unterschiedliche Faziesbereiche gliedern, die ausschließlich von Orthogneisblöcken, von Paragneisblöcken oder von einer Mischung beider Lithologien bestehen. Dies führt zu einem stark verblockten Relief, das den Zugang erheblich erschwert. Innerhalb des Blockmaterials treten zudem tiefe Spalten auf, deren Tiefe mindestens 5-10 m beträgt und die eine tiefgreifende Zerlegung des Hanges belegen.

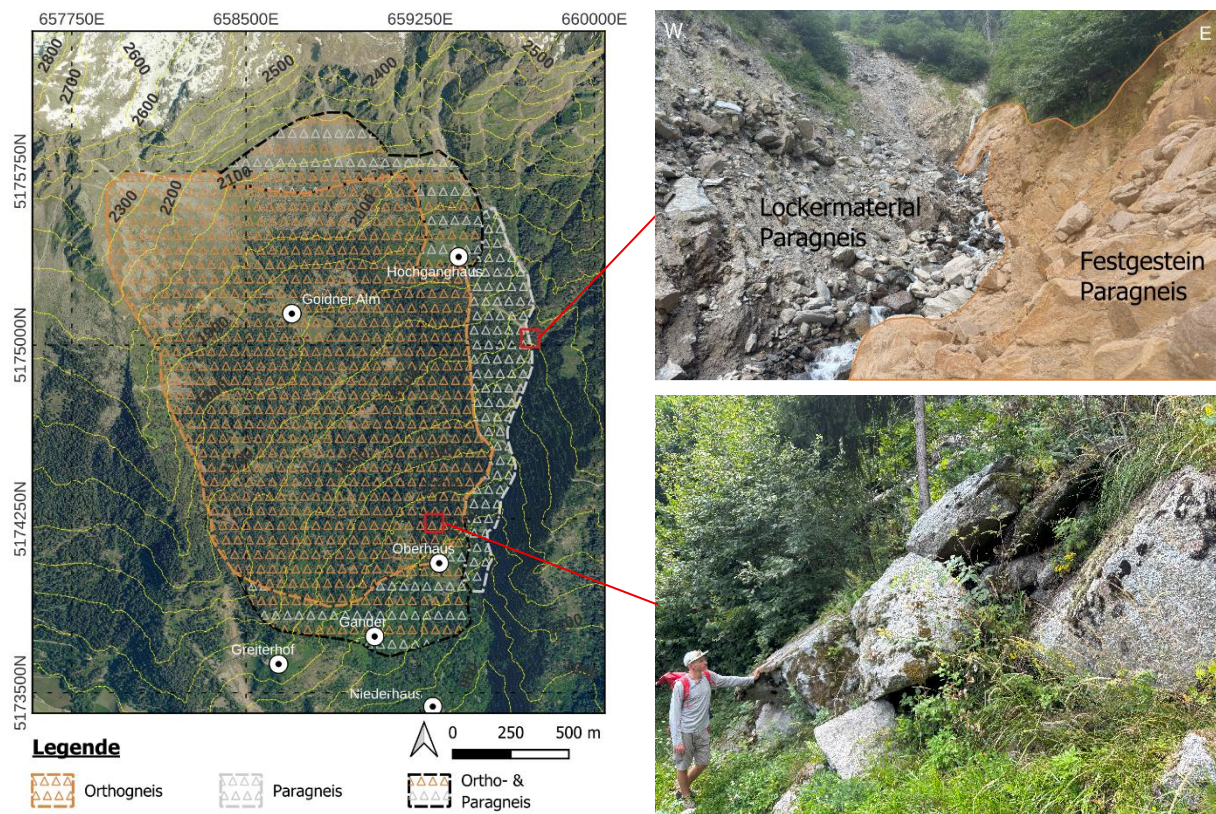


Abbildung 25: links: Kartiertes Lockermaterial aus unterschiedlichen Blockschuttfazies. Rechts oben: Fotodokumentation des Töllgrabens mit orographisch rechter Hangseite aus Paragneis-Lockermaterial und orographisch linker Begrenzung durch Paragneis-Festgestein. Rechts unten: Typische Geländeoberfläche, die durch Orthogneisblöcke charakterisiert ist.

Auch fluviale Prozesse spielen für die Ausprägung des Untersuchungsgebiets eine wichtige Rolle. Die östliche Begrenzung wird durch den Töllgraben gebildet, ein tief in den Hang eingeschnittenes Gerinne, das von vier Rinnensystemen gespeist wird, die sich im weiteren Verlauf zu einem Hauptgerinne vereinigen. Das Bachbett ist von fluviatilen Sedimenten verfüllt, wobei die orographisch rechte Seite durch eine erosive Böschung in Lockersedimenten und die linke Seite durch anstehendes Festgestein charakterisiert ist (Abbildung 25). Zwischen 800 m und 1600 m ü. A. ist der Lauf durch wasserbauliche Konsolidierungssperren stabilisiert. Den Talausgang bildet der 2,85 km² große Töllschwemmfächer, der von seitlichen Schwemmfächern flankiert wird und bis zur gegenüberliegenden Talseite reicht. Im zentralen Bereich erscheint der Töllbach als deutlich erosiv eingeschnittenes Gerinne.

5.2 Strukturgeologische Kartierung

Basierend auf der lithologischen Kartierung wurde die geologische Karte des Blatts Meran im Bereich des Untersuchungsgebiets überarbeitet (Abbildung 26). Im Abschnitt des Koordinatenbereichs zwischen 5174000-5176000N und 658000-660000E konnte, mit Ausnahme des Kambereichs, kein anstehendes Festgestein, sondern ausschließlich Blockschutt kartiert werden. Demnach sind in der aktualisierten Karte innerhalb dieses Abschnitts keine Festgesteinsaufschlüsse verzeichnet. Die in der Karte eingezeichneten Profilinien entsprechen den geologischen Profilen, die in Kapitel 5.2.4 dargestellt sind.

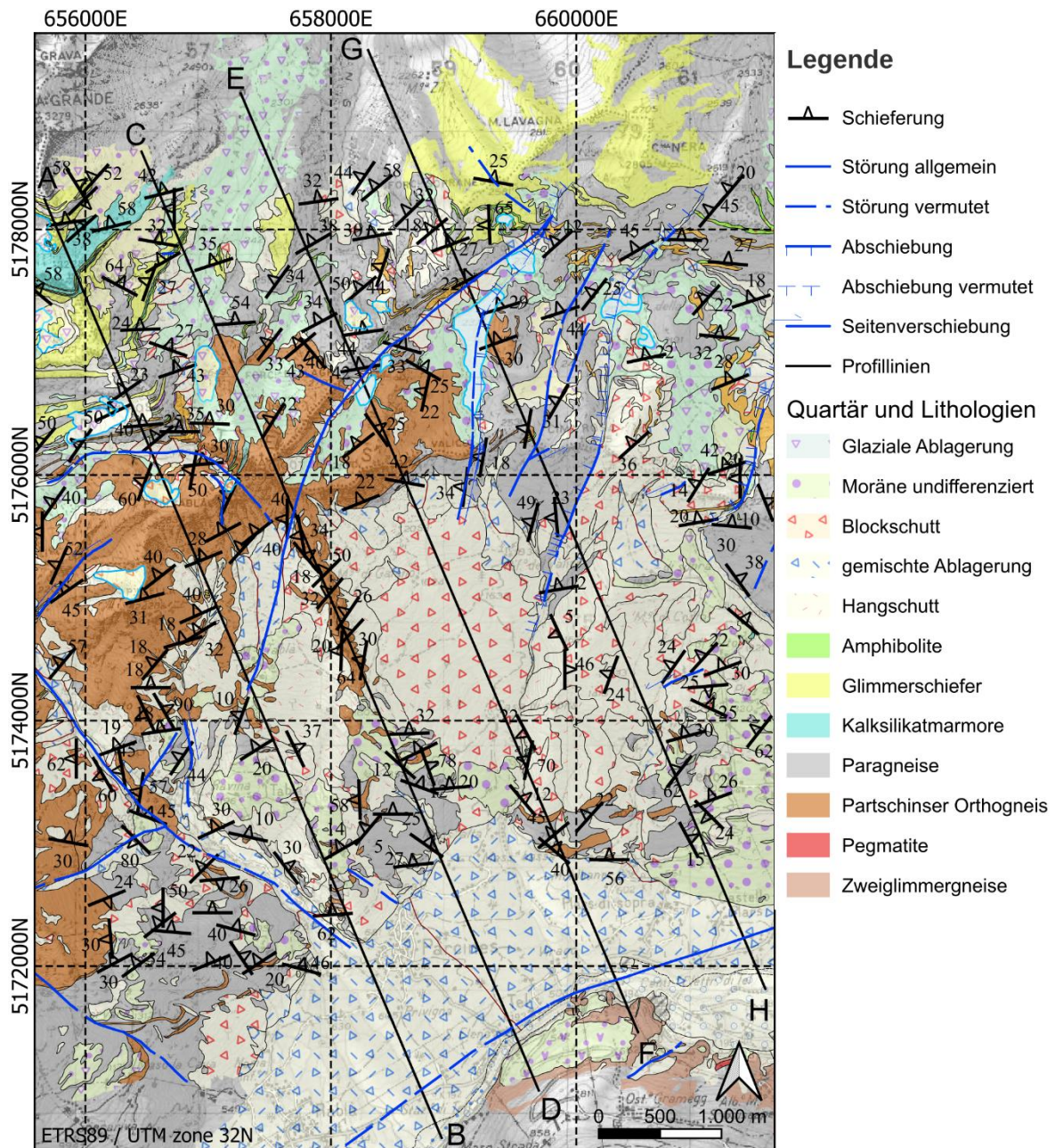


Abbildung 26: Geologische Karte des Untersuchungsgebiets. Datengrundlage bilden die geologischen Informationen des CARG-Projekts Blatt 013 Meran (SGN-ISPRA, 2010).

5.2.1 Schieferung

Die metamorphe Foliation im Untersuchungsgebiet wurde an Festgesteinsaufschlüssen der Randbereiche erfasst, da im zentralen Hangbereich ausschließlich Lockermaterial aufgeschlossen ist. Die Schieferung tritt im Millimeter- bis Zentimeterabstand auf, wobei der Paragneis lokal eine ausgeprägte Bänderung auf vergleichbarem Maßstab zeigt. In feinkörnigen Paragneisen erschwerte die undeutliche Ausbildung schieferungsparalleler Flächen die Erfassung.

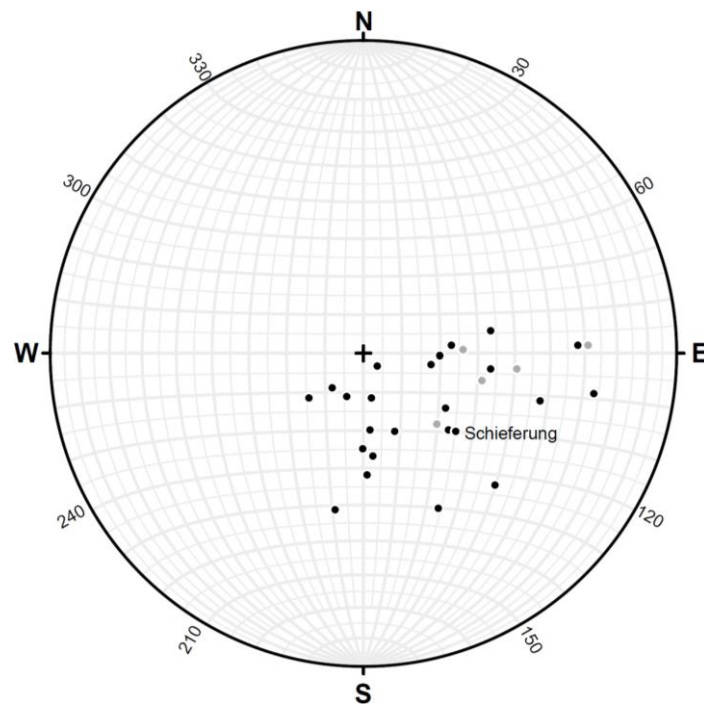


Abbildung 27: Stereographische Projektion der gemessenen Schieferungsflächen im Untersuchungsgebiet. Die Polpunkte zeigen die einzelnen Messungen. Die Daten stammen von eigenen Messungen (grau) und aus dem CARG-Kartenblatt Meran (schwarz).

Die stereographische Projektion (Abbildung 27) der Schieferungsmessungen zeigt eine Konzentration der Polpunkte im Bereich zwischen 270° und 360° Fallrichtung für die Foliationsfläche bei Einfallswinkeln von überwiegend 10-60°. Lokale Abweichungen reichen von 5° bis 70°. Am Standort Greiterhof tritt zusätzlich zur primären Schieferung eine Achsenschieferung von isoklinalen Falten im cm-Maßstab mit einer Orientierung von 332/35 auf.

5.2.2 Störungen

Die strukturgeologische Kartierung im Rahmen dieser Arbeit konzentrierte sich auf Schieferungs- und Kluftmessungen. Störungszonen wurden nicht eigenständig kartiert, sind jedoch im CARG-Kartenblatt Meran (SGN-ISPRA, 2010) detailliert dokumentiert. Das Untersuchungsgebiet wird von mehreren NNE-SSW-streichenden Störungszonen durchzogen, die sich zwischen Tschigat und Mutspitze erstrecken. Diese Strukturen fallen

überwiegend steil nach W-NW ein und wurden im CARG-Kartenblatt Meran kinematisch als sinistrale Seitenverschiebungen oder Abschiebungen interpretiert. Im Gelände manifestieren sich die Störungszonen als morphologische Lineamente im Gratbereich, die lokal Gegenneigungen zur regionalen Topografie ausbilden. Entlang dieser Strukturen hat sich die Spronser Seengruppe in glazial überprägten Störungszonen entwickelt (SGN-ISPRA, 2010).

5.2.3 Trennflächenanalyse

An vier repräsentativen Festgesteinsaufschlüssen am Randbereich des Untersuchungsgebiets erfolgte eine systematische Trennflächenanalyse nach dem Scanline-Verfahren (Wyllie & Mah, 2004). Die Aufschlüsse wurden so gewählt, dass verschiedene Lithologien (Paragneis, Orthogneis) und unterschiedliche topografische Positionen erfasst wurden, um ein möglichst umfassendes Bild des Trennflächengefüges zu erhalten.

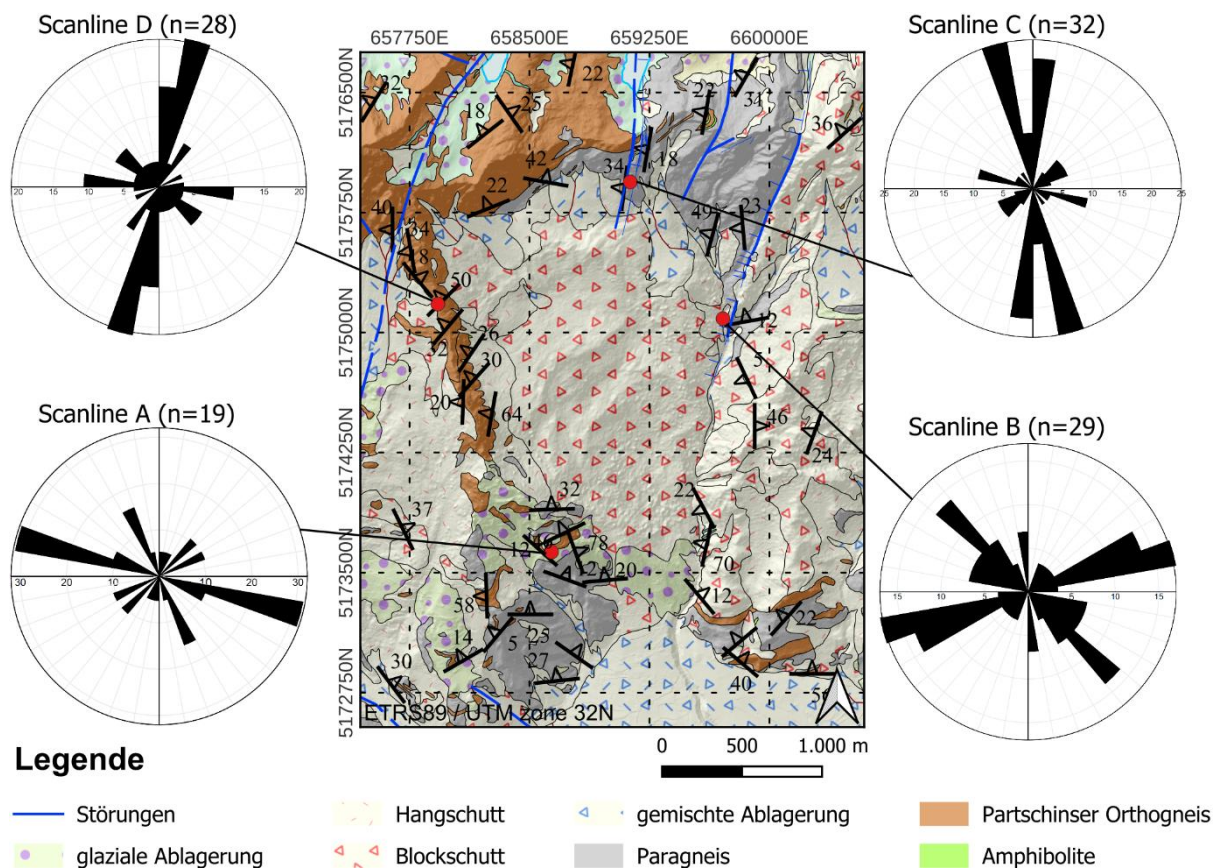
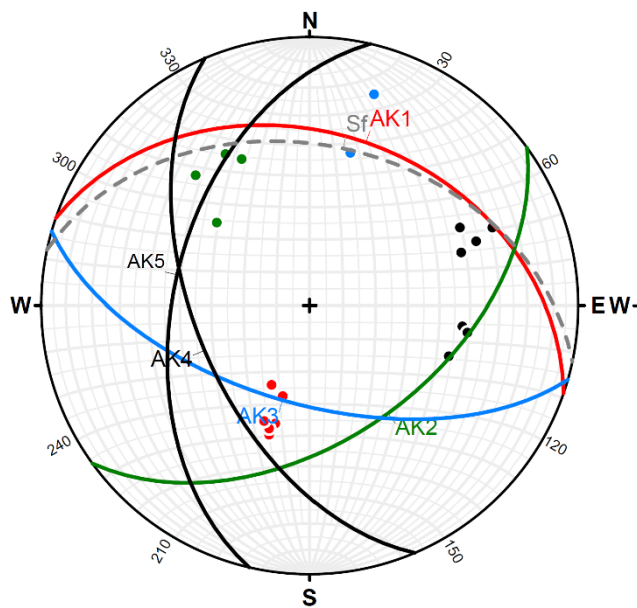
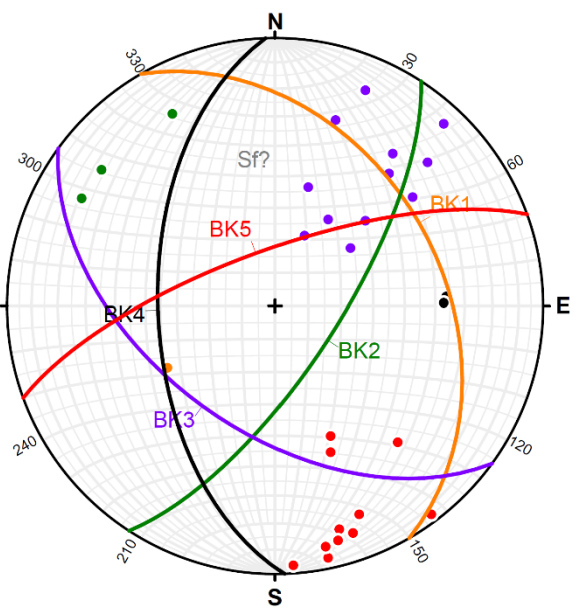


Abbildung 28: Geologische Karte des Untersuchungsgebiets mit Rosendiagrammen der Kluftorientierungen (Streichrichtung) an vier Scanlines (A-D). Die Balkenlänge entspricht dabei der relativen Häufigkeit der jeweiligen Orientierung.

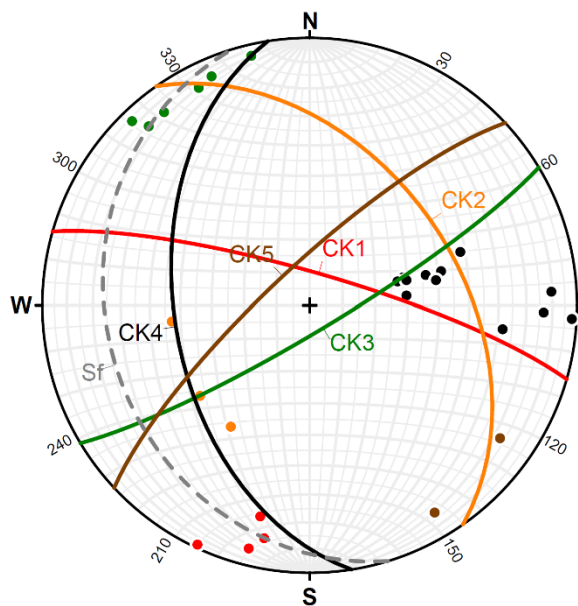
Scanline A



Scanline B



Scanline C



Scanline D

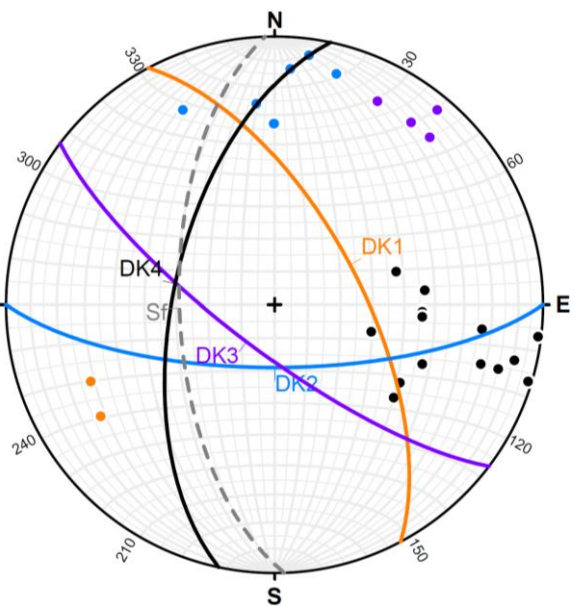


Abbildung 29: Stereographische Projektion der erfassten Trennflächen aus den vier Scanlines (A-D). Die Polpunkte repräsentieren die einzelnen Messungen, die Großkreise die jeweilige mittlere Orientierung der Kluftscharen. Die graue strichlierte Linie zeigt die Orientierung der Schieferung an der jeweiligen Lokalität. Die Farben sind in Tabelle 3 erklärt.

Die Rosendiagramme (Abbildung 28) und die stereographische Projektion (Abbildung 29) zeigen an allen vier Standorten ein mehrphasiges, größtenteils steilstehendes Kluftmuster. Allen Aufschlüssen gemeinsam ist, dass sich die jeweils dominanteste Kluftschar parallel zur lokalen Schieferung entwickelt hat. Die Kluftscharen stehen überwiegend steil und bilden ein annähernd orthogonales Kluftmuster, wobei die einzelnen Scharen in Winkeln von 80 bis 100° zueinander verlaufen. Trotz dieser grundsätzlichen Gemeinsamkeiten bestehen lokale

Variationen in der Orientierung der dominanten Kluftscharen, die auf lithologische Unterschiede und lokale strukturelle Variationen zurückzuführen sind.

Tabelle 3: Übersicht der im Rahmen der Scanline-Aufnahmen erfassten Kluftscharen mit ihren jeweiligen Orientierungen, Farbcodierungen (entspricht dem Azimutbereich) und lithologischen Zuordnungen.

Richtung	Azimutbereich	Scanline A	Scanline B	Scanline C	Scanline D
N	337.5-22.5°	AK1	BK5	CK1	-
NE	22.5-67.5°	-	BK1	CK2	DK1
E	67.5-112.5°	-	-	-	-
SE	112.5-157.5°	AK2	BK2	CK3	-
S	157.5-202.5°	AK3	-	-	DK2
SW	202.5-247.5°	-	BK3	-	DK3
W	247.5-292.5°	AK4/AK5	BK4	CK4	DK4
NW	292.5-337.5°	CK5	-	-	-
Lithologie		Paragneis- Orthogneis	Paragneis	Paragneis	Orthogneis

Die Scanline A befindet sich im südwestlichen Randbereich des Untersuchungsgebiets am lithologischen Übergang vom Paragneis zum Orthogneis, wo insgesamt 19 Kluftmessungen durchgeführt wurden. Das zugehörige Rosendiagramm zeigt eine deutliche Dominanz in WNW-ESE-Richtung. Die Hauptkluftschar AK1 wird durch mehrere untergeordnete Scharen ergänzt, die in NE-SW-Richtung (AK2), WNW-ESE-Richtung (AK3) sowie N-S-Richtung (AK4, AK5) streichen. Auffällig ist die enge Bündelung der Polpunkte in der stereographischen Projektion, die ein charakteristisches Kreuzkluftmuster erkennen lässt. Zudem zeigt die Orientierung der Hauptkluftschar eine Übereinstimmung mit der Schieferungsrichtung (strichlierte Linie).

Im Töllgraben wurde die Scanline B im Paragneis angelegt, es wurden 29 Kluftflächen gemessen. Das Rosendiagramm zeigt eine besonders dominante WSW-ENE-orientierte Schar, die als breiter Balken im Diagramm hervortritt, gefolgt von einer zweiten dominanten NE-SW-orientierten Schar. Die identifizierten Kluftscharen umfassen eine NNW-SSE-orientierte Schar (BK1), eine ENE-WSW-orientierte Schar (BK2), eine NW-SE-orientierte Schar (BK3) sowie eine N-S-orientierte Schar (BK4). Ergänzt wird das Muster durch eine sehr steilstehende Schar (BK5), die steil nach NNW einfällt. Eine Messung der Schieferung war aufgrund der feinkörnigen Ausbildung des Paragneises an diesem Aufschluss nicht möglich.

Die Scanline C liegt im nordöstlichen Randbereich des Untersuchungsgebiets und wurde im Paragneis mit deutlich ausgeprägter Schieferung angelegt, wobei insgesamt 32 Kluftflächen erfasst wurden. Das Rosendiagramm zeigt das am stärksten konzentrierte Verteilungsmuster aller Aufschlüsse mit einer klaren Dominanz weniger Hauptorientierungen. Besonders markant ist eine ausgeprägte N-S-Richtung. Die fünf identifizierten Kluftscharen umfassen E-W-orientierte (CK1), NE-SW-orientierte (CK2) und NW-SE-orientierte (CK3) steilstehende Scharen. Die ausgeprägte Schieferung ist mit einer weiteren Kluftschar (CK4) orientierungsparallel vergesellschaftet. Die Kluftscharen CK3 und CK5 bilden ein konjugiertes Set steilstehender Kluftflächen, was auf eine einheitliche Deformationsgeschichte hindeutet.

Die Scanline D befindet sich im östlichen Randbereich des Untersuchungsgebiets im Orthogneis, wo 28 Kluftflächen gemessen wurden. Das Rosendiagramm zeigt eine dominante N-S-orientierte Schar, begleitet von mehreren untergeordneten Scharen, die nahezu orthogonal dazu stehen. Die vier identifizierten Kluftscharen bestehen aus der dominanten N-S-orientierten Schar (DK1), der untergeordneten W-E-orientierten Schar (DK2) sowie zwei diagonal verlaufenden Scharen, DK3 (NW-SE) und DK4 (NE-SW). Bemerkenswert ist, dass die Kluftschar DK4 in ihrer Orientierung mit der Schieferung übereinstimmt. Das nahezu orthogonale Verteilungsmuster mit vier etwa gleich starken Hauptorientierungen in annähernd 90°-Abständen charakterisiert ein ideales Kreuzkluftsystem.

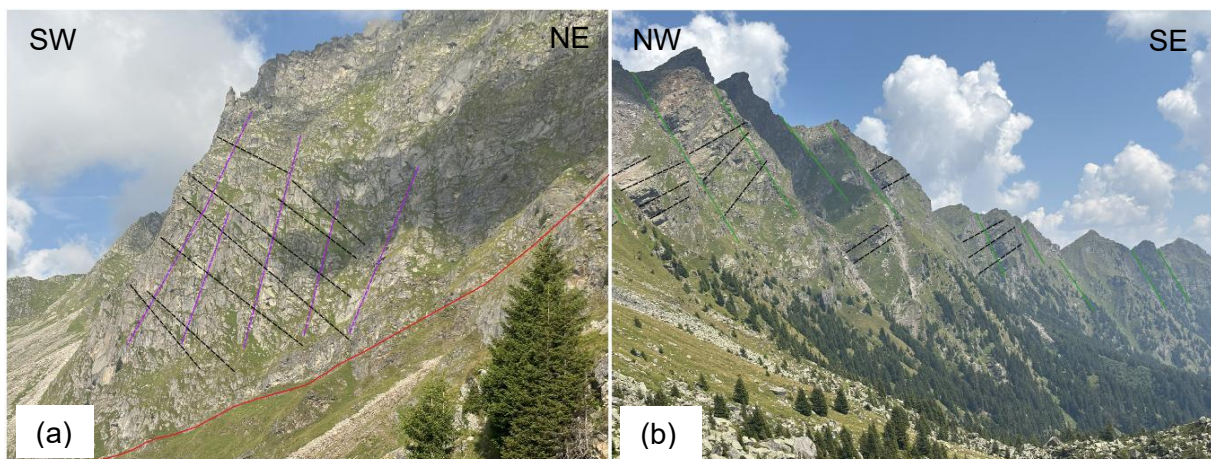


Abbildung 30: Übersicht der Klüftung im größeren Maßstab des Untersuchungsgebiets. (a) Darstellung der Kluftflächen, die den in den Scanlines identifizierten Kluftscharen entsprechen. Die hell leuchtenden Gesteinsflächen entsprechen den nach SE-einfallenden Kluftscharen, violette Linien jene mit SW-Einfallrichtung, und schwarze Linien die schieferungsparallelen, nach NNE einfallenden Trennflächen. Die rote Linie markiert die Lithologiegrenze von Paragneis im Liegenden und Orthogneis im Hangenden. (b) Großmaßstäbliche Darstellung der nach SE einfallenden Kluftscharen (grün), welche als markante Großklüfte die Topografie der Bergflanke entsprechen, sowie der schieferungsparallelen Klüfte (schwarz) mit NNE-Einfallrichtung.

Die in den Scanlines erfassten Kluftscharen lassen sich auch im größeren Maßstab des Untersuchungsgebiets nachweisen und treten dort als Trennflächen mit vergleichbarer Orientierung in Erscheinung. Die steilen Felswände des Gebietes zeigen eine ausgeprägte Klüftung und starke Zerlegung des Festgesteins (Abbildung 30). Besonders markant sind die nach SW und SE einfallenden Kluftscharen, die als Großklüfte ausgebildet sind und zur Freilegung hangparalleler Flächen führen. Diese Strukturen prägen die Topografie der

gesamten Zone maßgeblich und sind auch noch weit nach Osten wiederzufinden (Abbildung 30b). In Abbildung 31a sind diese hell leuchtenden Gesteinsflächen deutlich erkennbar, während die nach SW einfallenden Kluftscharen als violette Linien dargestellt sind. Darüber hinaus lässt sich eine schieferungsparallele Kluftschar, die überwiegend nach NW einfällt, als deutliches Strukturmuster im Festgestein erkennen. Diese Trennflächen sind als schwarze Linien mit NNE-Einfallsrichtung markiert. Insgesamt ist das Gestein durch mehrere Kluftscharen unterschiedlicher Orientierung zergliedert, wodurch kubische und rhomboedrische, selten auch prismatische Ausbruchsformen entstehen.

Neben der Erfassung der Orientierung der Trennflächen wurden im Rahmen der Scanline-Aufnahmen auch weitere geomechanische Parameter im Gelände erhoben (Tabelle 4), um die strukturellen und physikalischen Eigenschaften der Gesteinsmassivität zu charakterisieren. Die Auswertung zeigt deutliche Unterschiede in der Ausbildung und Beschaffenheit der Trennflächen zwischen den verschiedenen Lithologien. In den Paragneisen (Scanlines A bis C) treten überwiegend eng- bis weitständige Klüfte mit Abständen von 20 bis 100 cm auf. Die Kluftoberflächen sind dabei wellig-glatt bis eben-rau ausgebildet, wobei die Rauigkeitswerte (JRC) im Bereich von 4 bis 6 liegen. Die Öffnungsweiten sind mit 0 bis 10 mm als gering bis mäßig zu bezeichnen. Die Trennflächen sind überwiegend trocken, lediglich einzelne Abschnitte, insbesondere in Scanline B, zeigen feuchte Bereiche, während in Scanline C vereinzelt wasserführende Klüfte auftreten. In keiner der Scanlines konnten Kluftfüllungen beobachtet werden. Die Kluftflächen befinden sich allgemein in einem unverwitterten bis schwach verwitterten Zustand, was sich durch leichte Verfärbungen des Gesteins an den Oberflächen äußert.

Die im Orthogneis angelegte Scanline D hingegen weist deutlich andere Charakteristika auf. Das Kluftsystem ist weitständig bis mittelständig mit Abständen von 50 bis 200 cm und stärker geöffnet mit Öffnungsweiten von 0,5 bis 20 mm. Die Kluftflächen sind überwiegend stufig-glatt mit höheren JRC-Werten von 6 bis 8 und durchgehend trocken. Auch hier wurden keine Kluftfüllungen beobachtet, und der Verwitterungszustand ist als unverwittert bis schwach verwittert einzustufen. Die UCS-Werte der Paragneise und Orthogneise liegen, basierend auf der Schlaghärte mit dem Geologenhammer, im Bereich von 100 bis 250 MPa und sind damit als hoch bis sehr hoch einzustufen. In einzelnen Bereichen von Scanline C treten jedoch geringere Werte bis etwa 50 MPa auf, was auf lokal erhöhte Verwitterung oder Gefügeschwächung hindeutet.

Die Bewertung der Gebirgsqualität zeigt signifikante Unterschiede zwischen den beiden Lithologien. Die Paragneise (Scanlines A bis C) weisen insgesamt eine niedrigere Gesteinsqualität auf als der Orthogneis (Scanline D). Die RQD-Werte liegen in den Paragneisen im Bereich von 30 bis 50% und entsprechen damit einer schlechten bis mäßigen Gebirgsqualität, während für den Orthogneis mit 70 bis 80% gute Werte ermittelt wurden. Der aus den Kluftparametern abgeleitete RMR-Wert ist für alle Scanlines als mäßig gut zu bewerten, wobei die Paragneise Werte zwischen 43 und 48 erreichen, während Scanline D mit einem Wert von 59 deutlich höher liegt und somit nahezu der Klasse „guter Fels“

zugeordnet werden kann. Bei der Berechnung des RMR wurde keine Anpassung für die Orientierung eines potenziellen Bauwerks vorgenommen. Die GSI-Werte der Scanlines A bis C liegen mit 40 bis 50 in einem ähnlichen Bereich und kennzeichnen ein stärker geklüftetes, jedoch strukturell gut verbundenes Gebirge, während der Orthogneis (Scanline D) aufgrund der geringeren Kluftdichte und besseren Verbandsfestigkeit einen höheren GSI-Wert von 50 bis 60 aufweist.

Tabelle 4: Übersicht der im Rahmen der Scanline-Aufnahmen erhobenen Parameter für die vier untersuchten Aufschlüsse (Scanlines A-D). *für die RMR-Bewertung wurde die Orientierung eines potenziellen Bauwerks nicht berücksichtigt.

	Scanline A	Scanline B	Scanline C	Scanline D
Kluftabstand	engständig bis weitständig (20-100cm)	engständig bis weitständig (20-100cm)	engständig bis weitständig (5-40cm)	mittelständig bis weitständig (50-200cm)
Kluftrauigkeit (JRC)	wellig-glatt (4-6)	stufig-glatt, wellig-glatt (4-6)	wellig-glatt, stufig-glatt (4-6)	stufig-glatt (6-8)
Kluftöffnung	geschlossen bis offen (0-10mm)	offen (0,5-10mm)	geschlossen bis offen (0-10mm)	offen bis weit offen (0,5-20mm)
Kluftfüllung	keine	keine	keine	keine
Verwitterungszustand	unverwittert bis angewittert	unverwittert bis angewittert	unverwittert bis angewittert	unverwittert bis angewittert
Dichtigkeit	trocken (2-3)	trocken bis feucht (2-4)	trocken (2) und kontinuierlicher Wasserfluss (6)	trocken (2)
UCS	sehr hoch (100-250MPa)	sehr hoch (100-250MPa)	hoch bis sehr hoch (50-250MPa)	sehr hoch (100-250MPa)
RQD	schlecht (30-50%)	schlecht (30-40%)	schlecht (30-40%)	gut (70-80%)
RMR	mäßig guter Fels (48)*	mäßig guter Fels (46)*	mäßig guter Fels (43)*	mäßig guter Fels (59)*
GSI	40-50	40-50	40-50	50-60

Zusammenfassend ergibt sich, dass die Paragneise durch eine höhere Kluftdichte, variablere Oberflächenbeschaffenheiten und geringere Öffnungsweiten gekennzeichnet sind, während der Orthogneis eine geringere Kluftdichte, aber weiter geöffnete Klüfte aufweist. Die bessere

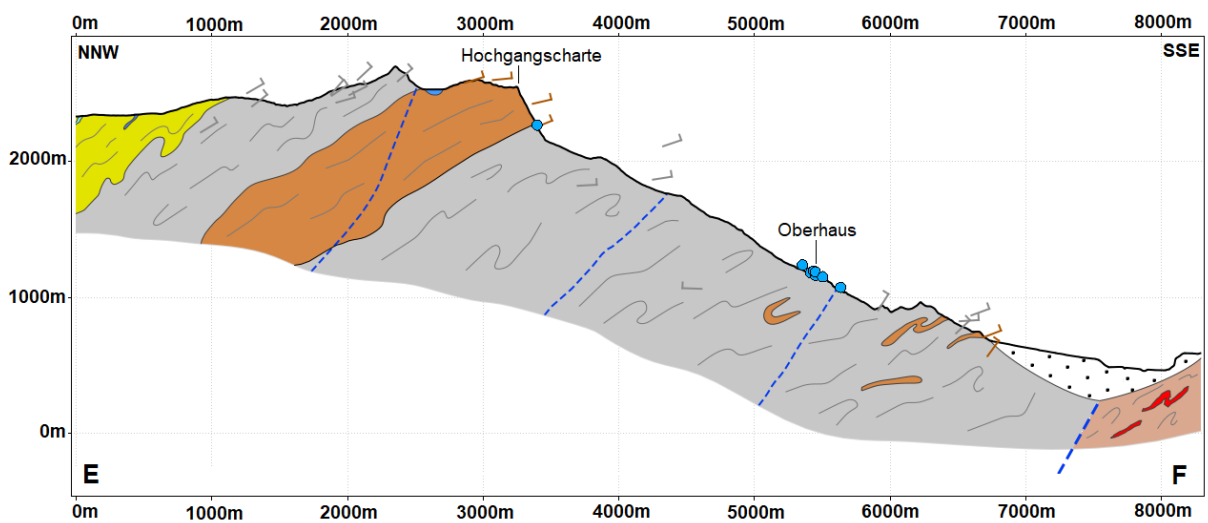
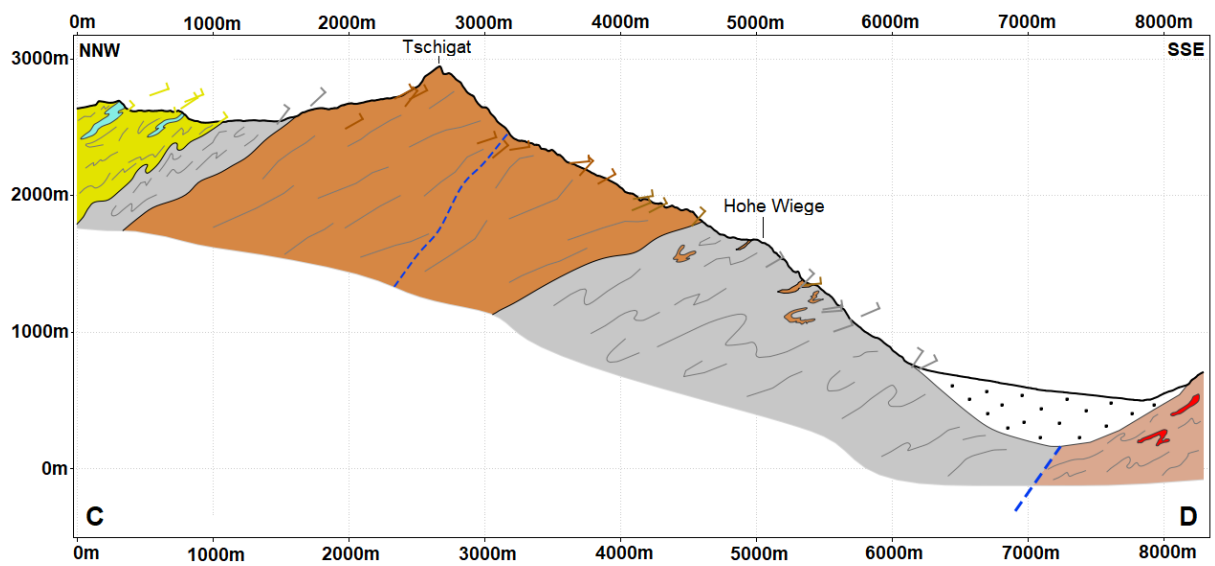
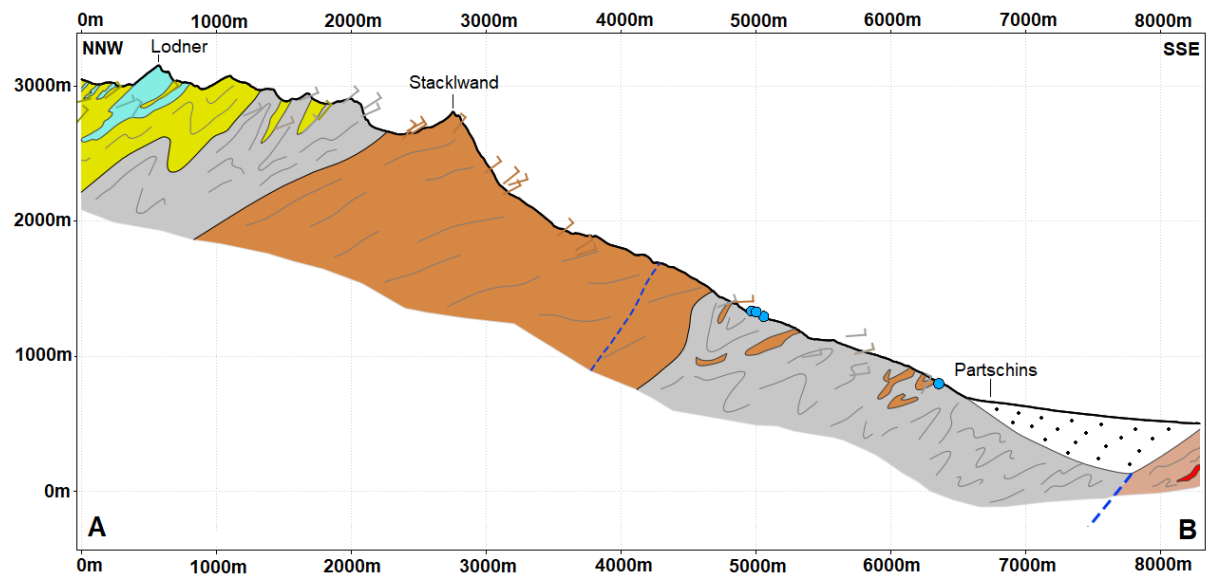
Gebirgsqualität des Orthogneises, die sich in höheren RQD- und RMR-Werten widerspiegelt, ist primär auf den größeren Kluftabstand sowie die geringere Engständigkeit der Schieferung und den damit verbundenen geringeren Zerlegungsgrad zurückzuführen. Die Orientierung der dominanten, hangparallel bis steil nach SE einfallenden Kluftscharen ist für die Hanginstabilität von besonderer Bedeutung, da sie kinematisch günstig für eine hangabwärts gerichtete Bewegung ist. Die Kombination aus schieferungsparallelen und orthogonal dazu stehenden Kluftscharen begünstigt die Bildung verblockter Sturzmassen. Die erhöhte Kluftdichte in den Paragneisen im Vergleich zum Orthogneis lässt auf eine unterschiedliche Anfälligkeit für gravitative Prozesse schließen.

5.2.4 Geologische Profile

Auf Grundlage der geologischen Informationen des CARG-Kartenblatts 013 Meran sowie der im Gelände erhobenen Daten wurden insgesamt vier geologische Profile entlang der in Abbildung 26 dargestellten Profillinien erstellt. Die vier Profile (Abbildung 31) verlaufen vom westlich an Partschins angrenzenden Hang über die Stacklwand bis in den Bereich des Lodners (Profil A-B), über den Kamm der Hohen Wiege bis zum Tschigat (Profil C-D), durch das Zentrum der DSGSD von Partschins (Profil E-F) sowie durch die östlich anschließende DSGSD von Algund (Profil G-H). Dabei lag der Fokus auf der Erfassung und räumlichen Anordnung der lithologischen Festgesteinseinheiten, um ein geologisches Strukturmodell des Untersuchungsgebiets und seiner Umgebung zu entwickeln.

Die Profile zeigen die wesentlichen lithologischen Einheiten der Texel-Einheit, insbesondere Paragneise und Partschinser Orthogneise, die durchwegs eine NW-vergente Schieferung aufweisen. Als dominante Lithologie umschließt der Paragneis den Partschinser Orthogneis, welcher im großen Maßstab eine deutliche, sigma-klastähnliche Form aufweist und in der Profilebene in Richtung NE auskeilt. Der südliche Teil des Paragneis enthält lokal eingeregelter Orthogneis-Linsen, die als ehemalige Apophysen und Gänge der Intrusion zu interpretieren sind. Der nördliche Teil des Paragneis grenzt an die NW-an anschließenden Glimmerschiefer und Kalkmarmore der Texel-Einheit.

Im südlichen Profilabschnitt trennt die Thurnsteinlinie, welche unterhalb der quartären sedimentären Talfüllung verläuft, den Paragneis der Texel-Einheit vom pegmatitführenden Zweiglimmergneis der Ortler-Campo-Decke. Entlang aller Profile treten zudem mehrere NE-SW streichende, steil nach NW einfallende Störungen auf, von denen einige bis in den Bereich der Spronser Seen hinein verfolgt werden können.



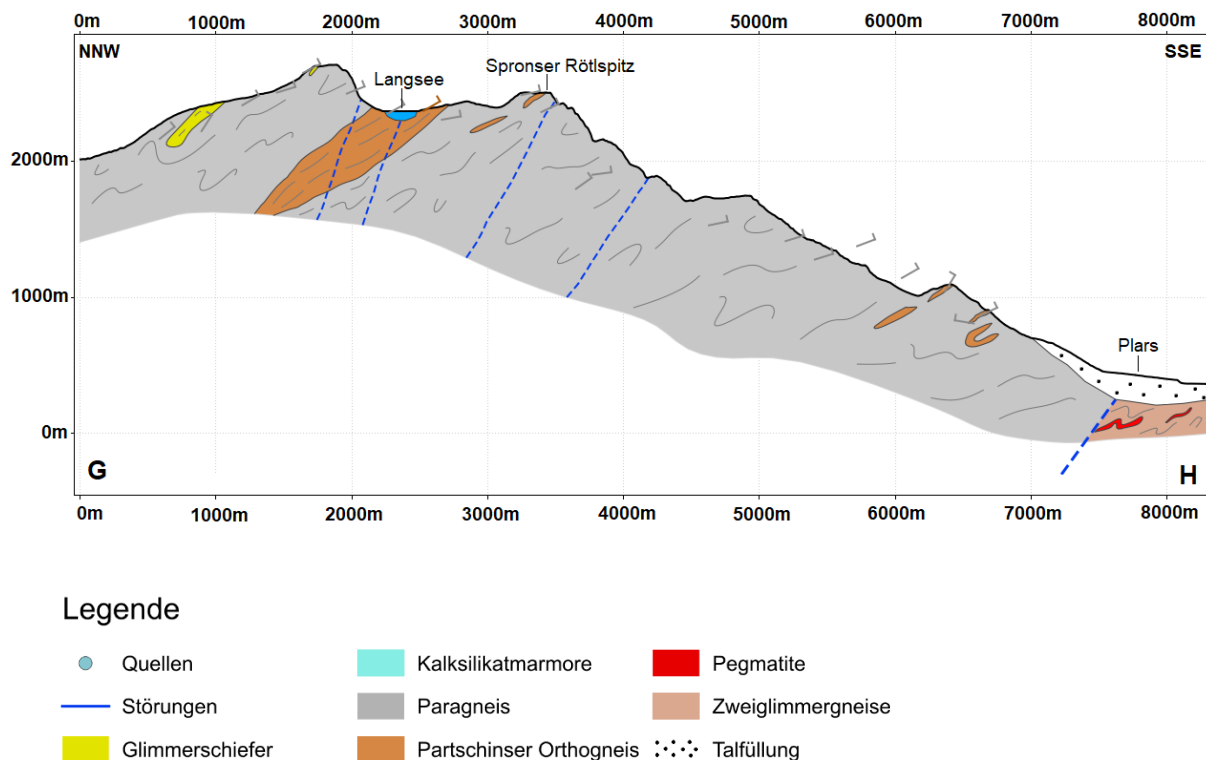


Abbildung 31: Geologische Profile A-B, C-D, E-F und G-H des Untersuchungsgebiets und Umgebung. Die dazugehörigen Profillinien sind in Abbildung 26 dargestellt.

5.3 Hydrologische Beobachtungen

Das topografische Einzugsgebiet (EZG) des Untersuchungsgebiets nimmt eine Fläche von 5,8 km² ein und wird im Wesentlichen von den großmorphologischen Strukturen von Kamm, Grat und Töllgraben begrenzt (Abbildung 32). Der Oberflächenabfluss des EZG erfolgt überwiegend entlang der SE-SSE-orientierten Hangneigung in Richtung Töllbach, der das einzige natürliche Oberflächengewässer darstellt und das Wasser südwärts in die Etsch ableitet. Als weiteres Oberflächengewässer tritt im Bereich des Oberhauses ein künstlich angelegter Wasserkanal auf, der in den Töllbach mündet. Nördlich des EZG liegt die Seengruppe der Spronser Seen vor.

Im Vergleich zu den östlich und westlich angrenzenden Hängen weist das Untersuchungsgebiet eine deutlich höhere Quellhäufigkeit auf. Die Quellen konzentrieren sich überwiegend auf den topografisch gesehen oberen und unteren Hangbereich, während der zentrale Teil weitgehend trocken ist. Diese Beobachtung wurde auch durch Befragungen von Ortsansässigen bestätigt. Die im Rahmen einer ersten hydrologischen Messreihe erhobenen Daten umfassen Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen an freiliegenden Quellen und Gewässern (Tabelle 5).

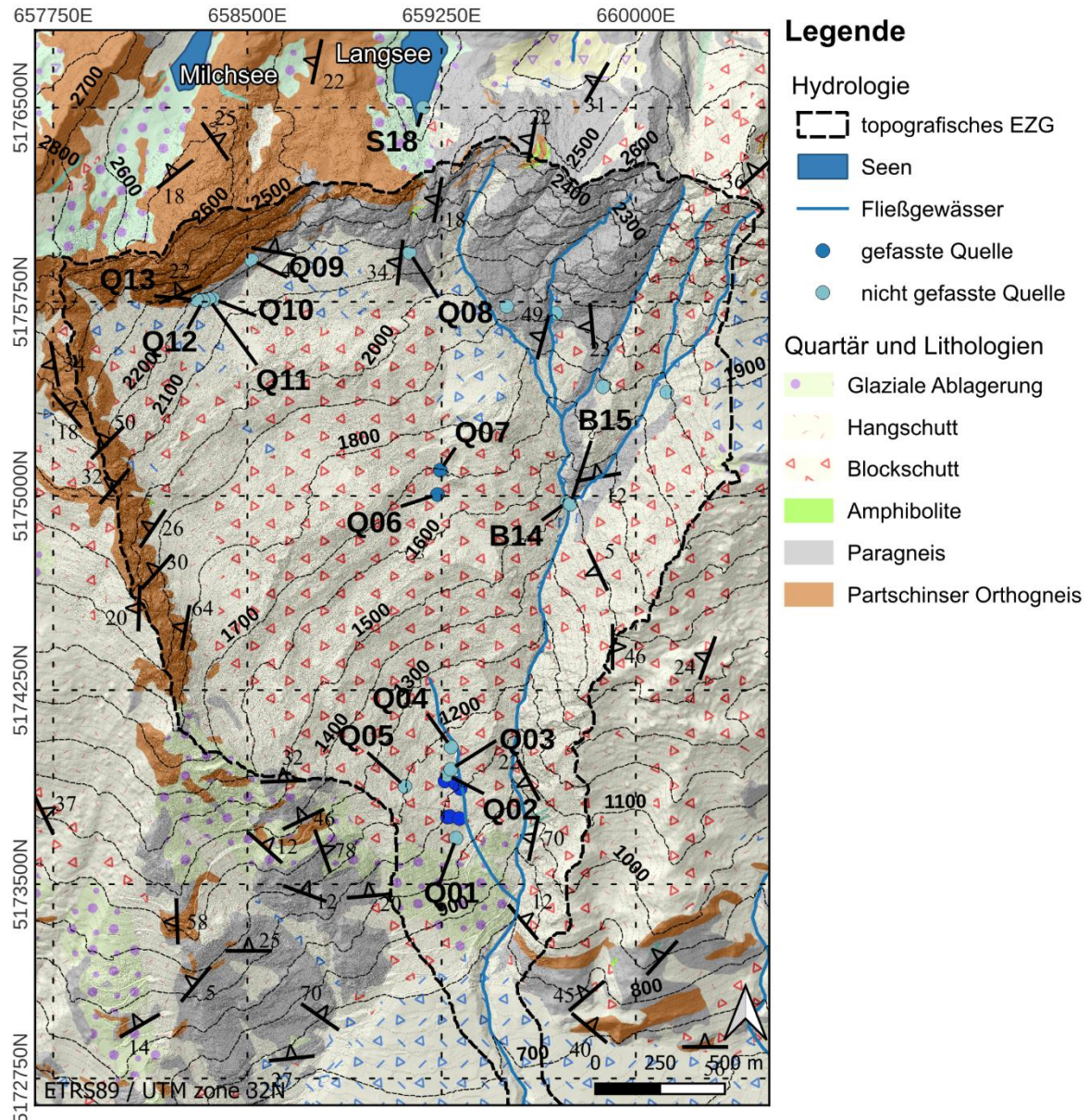


Abbildung 32: Kartierte Quellen und Wasseraustritte im Untersuchungsgebiet. Hintergrund bildet die angepasste geologische Karte vom CARG-Blatt Meran.

Am Fuß der Felswände, die das EZG in Richtung Norden abschließen, ist ein Quellcluster mit mehreren Wasseraustritten zu verorten, insbesondere im Bereich des lithologischen Wechsels von Paragneis zu Orthogneis, und zwar auf einer Höhe von ca. 2200 m ü. A. Hier erfolgt der Wasseraustritt (Q10-13) direkt an den Festgesteinswänden. Nach Austritt der Bergwässer fließt das Wasser an der Oberfläche in Rinnsalen ab, bevor es dann auf einer topografischen Höhe von ca. 2150 m ü. A. im Blockschutt versickert (Abbildung 33). Hinweise auf ein erneutes Austreten des versickerten Wassers im unmittelbaren Umfeld konnten nicht beobachtet werden. Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen wurden daher knapp oberhalb der Versickerungsbereiche durchgeführt, da die eigentlichen Quellaustritte in den steilen Felswänden unzugänglich sind. Die Wassertemperaturen liegen zwischen 7 und 17 °C. Quellen mit größerer Schüttung und kurzer oberflächlicher Fließstrecke sind dabei kühler als

solche mit geringerer Schüttung und längerer Oberflächenverweildauer. Die elektrische Leitfähigkeit aller Quellen liegt in einem engen Bereich zwischen 60 und 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

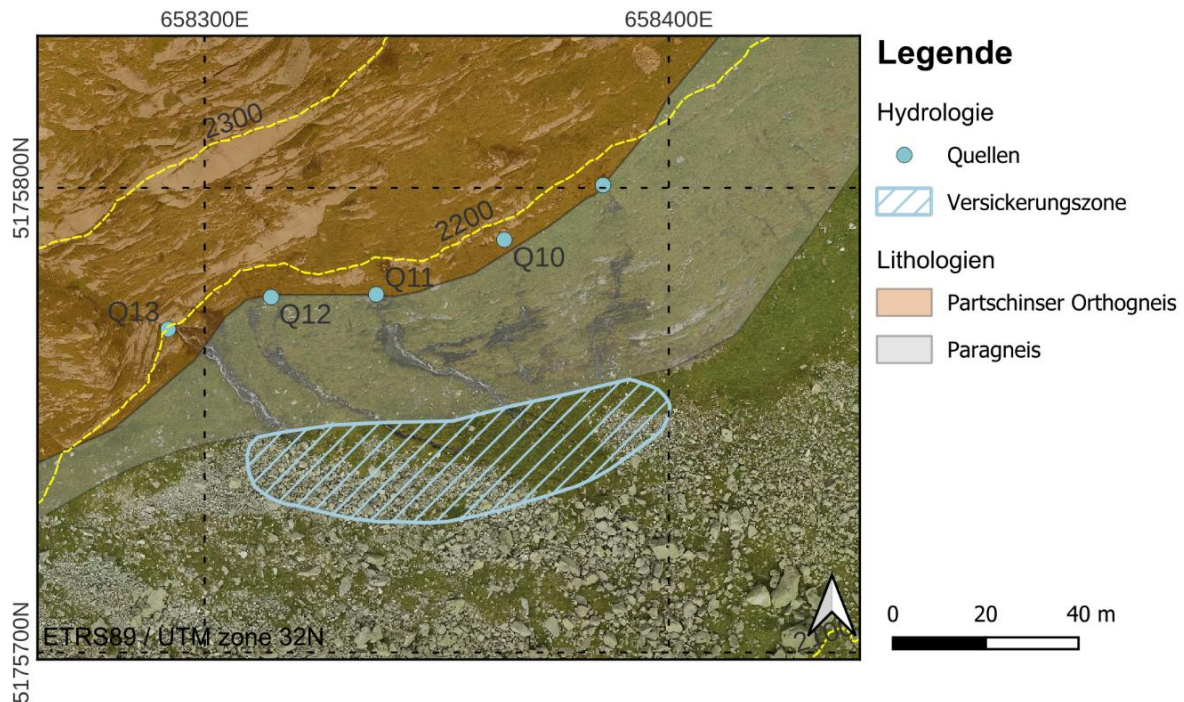


Abbildung 33: Quellaustritte (Q10-13) am lithologischen Übergang. Nach einem kurzen oberflächennahen Fließweg versickern die Wässer unmittelbar im Blockschutt.

Im östlich anschließenden Bereich treten weitere fünf Quellen im unteren Abschnitt des Grates auf. Sie sind morphologisch durch ausgeprägte Rinnenstrukturen gekennzeichnet, gelten als Wasserursprung des Töllgrabens und entwässern aus dem Paragneis. Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Quelle Q08 am Wanderweg zur Hochgangscharte zeigt mit 5,4 °C und 106,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ deutlich niedrigere Temperaturen und eine höhere Leitfähigkeit als die Quellen im lithologischen Grenzbereich. Das Wasser versickert wiederum in den sich darunter befindenden Blockschutt.

Die gefasste Quelle Q07 konnte auf rund 1700 m Höhe, knapp unterhalb des Hochganghauses, erfasst werden. Sie gehört hinsichtlich Temperatur und Leitfähigkeit zu den kälteren Quellen. Q06 entspricht dem Holzbrunnen in unmittelbarer Umgebung von Q07. Die Herkunft dieses Wassers ist unbekannt.

Ein zweites Quellcluster befindet sich zwischen Oberhaus und Niederhaus in einer Höhenlage von 1000 bis 1200 m. Diese Quellen treten am unteren Ende des Hanges auf, wo der Blockschutt von einem Festgesteinsdreieck begrenzt wird, der den Hang nach unten hin einengt. Hier kommen gefasste Quellen, die der Trinkwasserversorgung der Gemeinde Partschins dienen, ebenso vor wie freiliegende bzw. ungefasste Quellaustritte. Für die ungefassten Quellen (Q01-05) ergaben die Messungen zwei Gruppen: kältere Quellen mit Temperaturen von 6,4 bis 6,5 °C und einer elektrischen Leitfähigkeit von 107,4 bis 107,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sowie wärmere Quellen mit Temperaturen zwischen 9,1 und 10,2 °C und höheren Leitfähigkeiten von 119,5 bis 129 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Charakteristisch für diese Quellen ist der Austritt des

Wassers aus dem blockigen Material, gefolgt von einem kurzen oberflächlichen Verlauf und anschließendem sofortigen Versickern. Für die gefassten Quellen liegen ergänzende Untersuchungswerte von Messner (2009) vor.

Neben den freiliegenden Quellen wurden auch der Töllbach (B14) sowie sein orographisch links einmündendes Nebengerinne (B15) beprobt. Die Messungen zeigen für das Nebengerinne eine elektrische Leitfähigkeit von 171,2 $\mu\text{S/cm}$, während der Töllbach selbst mit 130,6 $\mu\text{S/cm}$ geringere Werte aufweist. Das Wasser des Langensees (S18) weist mit 12,8 $\mu\text{S/cm}$ die niedrigste elektrische Leitfähigkeit aller Proben auf.

Zusätzlich wurde eine Quelle beim Schutzhaus Nassereith im Osten des Untersuchungsgebiets erfasst. Diese Quelle, deren Einzugsgebiet ausschließlich aus Partschinser Orthogneis besteht, zeigt eine elektrische Leitfähigkeit von 41 $\mu\text{S/cm}$. Der angrenzende Bach weist mit 138 $\mu\text{S/cm}$ hingegen deutlich höhere Werte auf.

Tabelle 5: Messwerte von Wassertemperatur (T) und elektrischer Leitfähigkeit (LF) im Untersuchungsgebiet von Q= Quellen, B= Bach und S= See. *Messstellen ohne direkten Zugang zum Quellaustritt; mögliche Beeinflussung durch solare oberflächliche Erwärmung während der Fließstrecke.

Messort	T [°C]	LF [$\mu\text{S/cm}$]	Messort	T [°C]	LF [$\mu\text{S/cm}$]
Q01	10,2	129	Q10*	13,6	60,6
Q02	6,8	110,2	Q11*	17,2	62
Q03	6,5	107,9	Q12	11,2	62
Q04	6,4	107,4	Q13	7,1	62,7
Q05	9,1	119,5	B14*	17,2	130,6
Q06*	16,6	185	B15*	17,2	171,2
Q07	5,2	110	Q16*	19,5	41
Q08	5,4	106,1	B17*	14,8	138
Q09*	11,7	60,6	S18*	15,6	12,8

5.4 Sentinel-1A-Sichtbarkeitsanalyse und DInSAR-Auswertung

5.4.1 Sentinel-1A-Sichtbarkeitsstudie

5.4.1.1 R-Index-Karte

Im Rahmen der Sichtbarkeitsanalyse ergaben sich die R-Index-Karten des Untersuchungsgebiets für den Sentinel-1A ascending und descending Orbit (Abbildung 34). Diese Karten veranschaulichen den topografisch bedingten Einfluss auf die Sichtbarkeit des Radarsystems in Abhängigkeit von Geländeneigung und Exposition (Del Soldato et al., 2021).

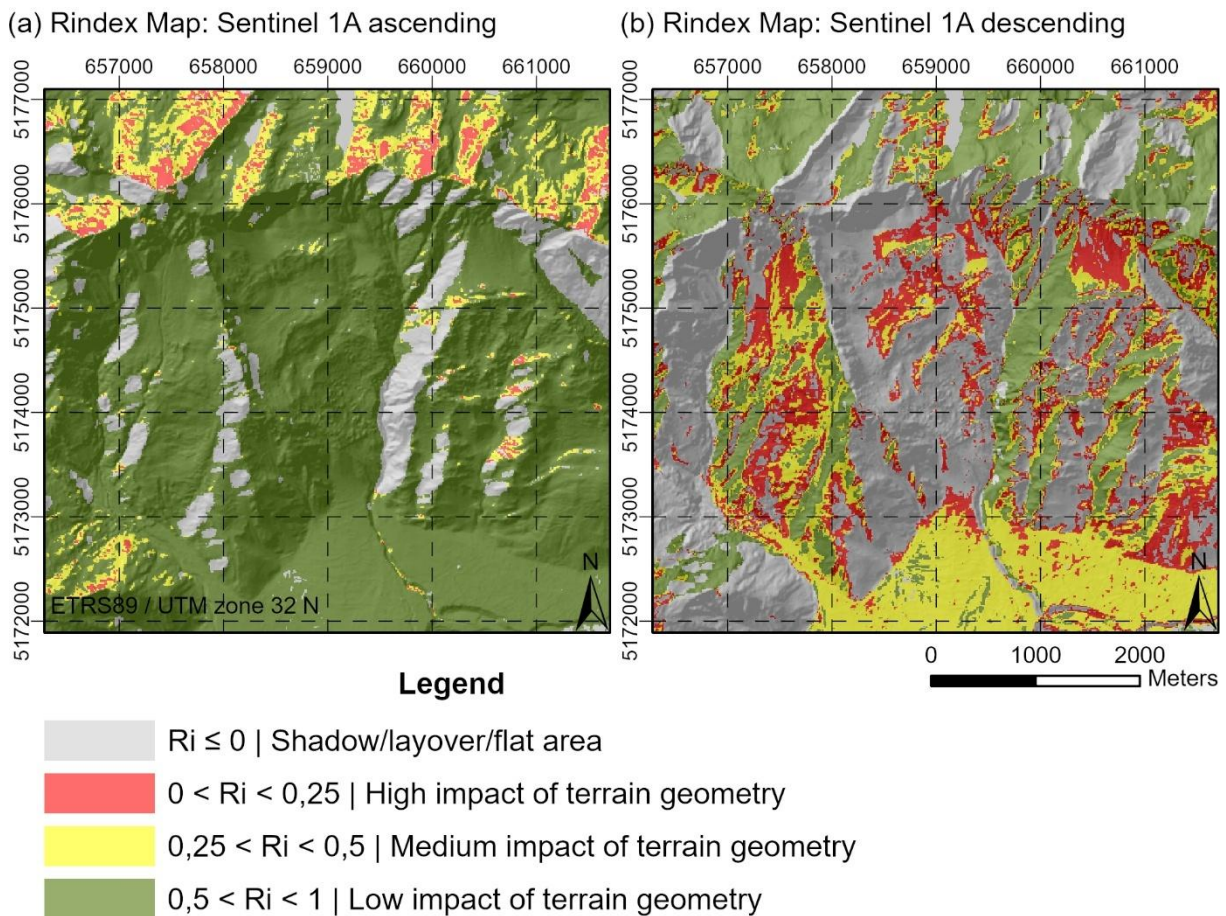


Abbildung 34: R-Index-Karten des Untersuchungsgebiets mit der Sichtbarkeit des Sentinel-1A-Radars für (a) den ascending und (b) den descending Orbit unter Berücksichtigung topografischer Einflüsse.

Die R-Index-Karte für Sentinel-1A ascending zeigt, dass der Großteil des Untersuchungsgebiets und dessen Umgebung, gut sichtbar ist und nur geringfügig durch geometrische Verzerrungen beeinträchtigt wird. Der Bereich der DSGSD von Partschins ist bis auf wenige, vernachlässigbare Areale sehr gut sichtbar. Deutliche Sichtbarkeitsverluste sind in den westlichen, nördlichen und östlichen Randbereichen der DSGSD zu verorten. Der Kamm der Hohen Wiege sowie der östliche Seitenhang des Töllgrabens unterliegen Schatten- und Layovereffekten und sind demnach nicht für den Sentinel-1A ascending sichtbar. Die Umgebung der Spronser Seen nördlich der Hochgangscharte ist infolge von ungünstiger Hangexposition relativ zur Radarblickrichtung ein mittlerer bis hoher topografischer Einfluss zuzuschreiben.

Für den descending Orbit veranschaulicht die R-Index-Karte hingegen insgesamt eine geringere Sichtbarkeit im Untersuchungsgebiet. Der überwiegende Teil der DSGSD von Partschins ist in dieser Satellitenposition von Schatten- und Layovereffekten betroffen, wodurch diese Bereiche nicht sichtbar sind. Nur in ausgewählten, flach strukturierten Arealen der DSGSD lassen sich geringere bis mittlere R-Index-Werte beobachten, was auf eine eingeschränkte, aber teilweise vorhandene Sichtbarkeit hinweist. Insgesamt dominieren großflächig Bereiche mit hohem topografischem Einfluss ($R_i < 0,25$ bzw. ≤ 0), insbesondere an stark geneigten oder ungünstig exponierten Hanglagen.

Der Vergleich der beiden R-Index-Karten verdeutlicht die Abhängigkeit der Radar-Sichtbarkeit von der Hangexposition relativ zur Flugrichtung des Satelliten. Es zeigt sich ein annähernd symmetrisches Muster: Areale, die im ascending-Orbit gut erfasst werden, sind im descending-Orbit häufig nur eingeschränkt oder gar nicht sichtbar und umgekehrt.

5.4.1.2 MP-Detection-Map

Aus der Kombination der R-Index-Karte mit der nach CLC 2018 klassifizierten Realnutzungskarte konnte die Messpunkt-Detektionswahrscheinlichkeit (MPD) für das Untersuchungsgebiet abgeleitet werden (Abbildung 35). Diese wurde sowohl für den ascending als auch den descending Sentinel-1A-Orbit berechnet. Die resultierende MPD-Karte unterteilt das Gebiet in fünf Klassen, die die Wahrscheinlichkeit für die Detektion interferometrischer Messpunkte in Abhängigkeit von topografischen und landbedeckungsbezogenen Einflussfaktoren darstellen.

Die Ergebnisse zeigen deutlich, dass vegetationsbedeckte Flächen, insbesondere Waldgebiete, die Radar-Sichtbarkeit stark einschränken. In diesen Bereichen ist die MP-Dichte entsprechend niedrig bis sehr niedrig. Im Gegensatz dazu weisen Siedlungsflächen und infrastrukturell genutzte Zonen eine hohe bis sehr hohe MP-Dichte auf, da sie typischerweise stabile Rückstreuobjekte liefern. Gleiches gilt für felsige und verblockte Geländebereiche, die vor allem über der Waldgrenze von 2000 m ü. A. vorzufinden sind. Offen bewirtschaftete Wiesen und landwirtschaftliche Nutzflächen, wie sie insbesondere im Bereich des Töllkegels vorkommen, zeigen überwiegend eine mittlere bis sehr gute Wahrscheinlichkeit für die MP-Detektion.

Im Bereich der DSGSD von Partschins ist die Oberfläche in weiten Teilen von Wald bedeckt, was in beiden Orbitrichtungen zu einer geringen bis sehr geringen MP-Verfügbarkeit führt. Oberhalb der Waldgrenze steigt die MP-Dichte deutlich an. Hier werden Flächen mit mittlerer bis sehr hoher Wahrscheinlichkeit für MP-Detektion ausgewiesen. Besonders im oberen Bereich der Hangbewegung liefert der ascending Orbit signifikant mehr Messpunkte als der descending Orbit, was auf günstigere Geometrie in Bezug auf die Hangexposition relativ zur LOS zurückzuführen ist.

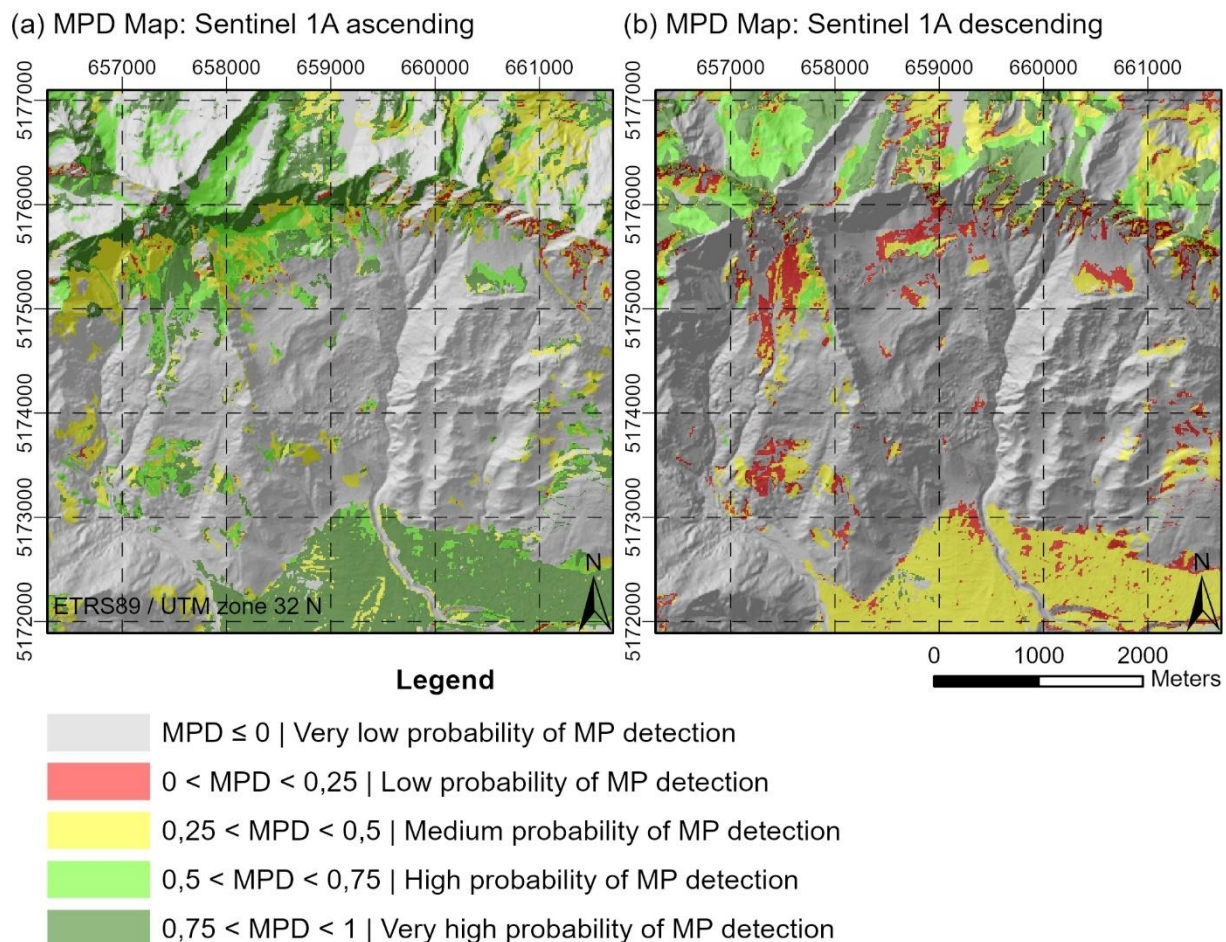


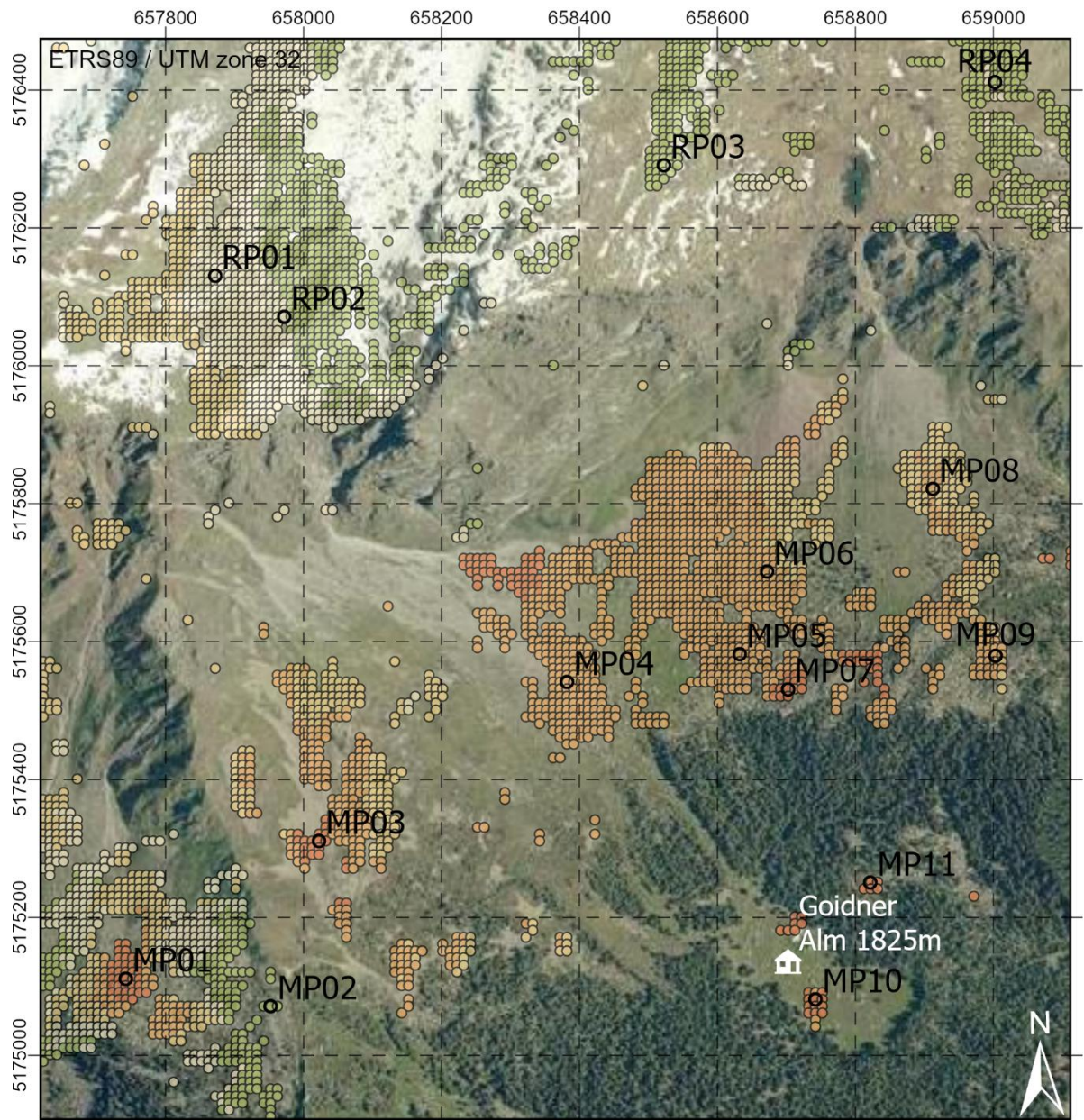
Abbildung 35: MPD-Karten des Untersuchungsgebiets zur Darstellung der Sichtbarkeit des Sentinel-1A-Radars für (a) den ascending und (b) den descending Orbit unter Berücksichtigung topografischer und vegetationsbedingter Einflüsse.

5.4.2 Sentinel-1A zeitreihenbasierte DInSAR

Die Ergebnisse der zeitreihenbasierten DInSAR-Analyse beschränken sich auf den oberen Bereich des Untersuchungsgebiets, in dem gemäß der MPD-Karte eine ausreichende Sichtbarkeit für Sentinel-1A gegeben ist. In diesem Bereich liegt die Kohärenz der Aufnahmen über 0,45 und das Gelände ist weitgehend vegetationsfrei.

5.4.2.1 LOS-basierte Verschiebungsraten

Die dargestellten Verformungsraten in Abbildung 36 basieren auf den Sentinel-1A-Daten des ascending Orbits und spiegeln die durchschnittliche LOS-Bewegung pro Jahr zwischen September 2018 und Oktober 2023 wider. Diese entspricht nicht direkt der tatsächlichen vertikalen Verschiebung, sondern einer komponentenbezogenen Bewegungsrichtung entlang der LOS. Die Analyse zeigt, dass der Bereich nördlich der Hochgangscharte keine signifikanten Bewegungen aufweist und als stabil einzustufen ist (RP01-RP04). Als weitgehend stabil erweist sich auch der Kammbereich zwischen dem Greiterhof und der Hohen Wiege (MP02).



Legend

S-1A ascending: LOS displacement velocity [mm/a]

- -15 to -10
- -10 to -6
- -6 to -3
- -3 to -1
- -1 to 0
- 0 to +1

0 200 400 Meters

S-1A ascending
acquisition geometry:

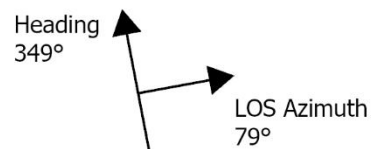


Abbildung 36: LOS-Verschiebungsgeschwindigkeiten [mm/Jahr] aus zeitreihenbasierter DInSAR-Analyse basierend auf Sentinel-1A ascending-Daten von 2018 bis 2023. Farbige Rasterpunkte zeigen die gemessene Bodenbewegung entlang der Radar-Sichtlinie. Positive Werte (grün) entsprechen Bewegungen in Richtung Satellit, negative Werte (hellgelb bis rot) Bewegungen vom Satelliten weg. Markierte Punkte (MP01-MP11) kennzeichnen ausgewählte Messpunkte, Referenzpunkte RP01-RP04 dienen als stabile Referenzpunkte. Hintergrund: Orthofoto aus dem Jahre 2020.

Im Gegensatz dazu weist der Messpunkt MP01 am benachbarten Hang sowie der von der DSGSD betroffene Bereich (MP03-MP11) eine Bewegungskomponente auf, die vom Satelliten weg gerichtet ist. Das räumliche Deformationsmuster ist dabei heterogen und umfasst Zonen mit höheren sowie geringeren Bewegungsraten. Die höchsten Deformationsraten wurden an den Messpunkten MP01 und MP03 mit etwa -11 mm/Jahr gemessen. Neben diesem Bereich lassen sich weitere aktive Zonen identifizieren, insbesondere im Bereich ausgeprägter Zugspalten sowie im Nackentälchen nordwestlich des Hochganghauses (MP07) und im Umfeld der Goidner Alm (MP10-MP11).

Abbildung 37 zeigt die zeitliche Entwicklung der Bodenbewegung entlang der LOS für die elf ausgewählten Messpunkte (MP01 bis MP11). Bis auf den als stabil einzustufenden Punkt MP02 zeigen alle Messpunkte eine kontinuierliche Bewegung vom Satelliten weg. Dabei lassen sich je nach Lage unterschiedliche Bewegungsmuster beobachten.

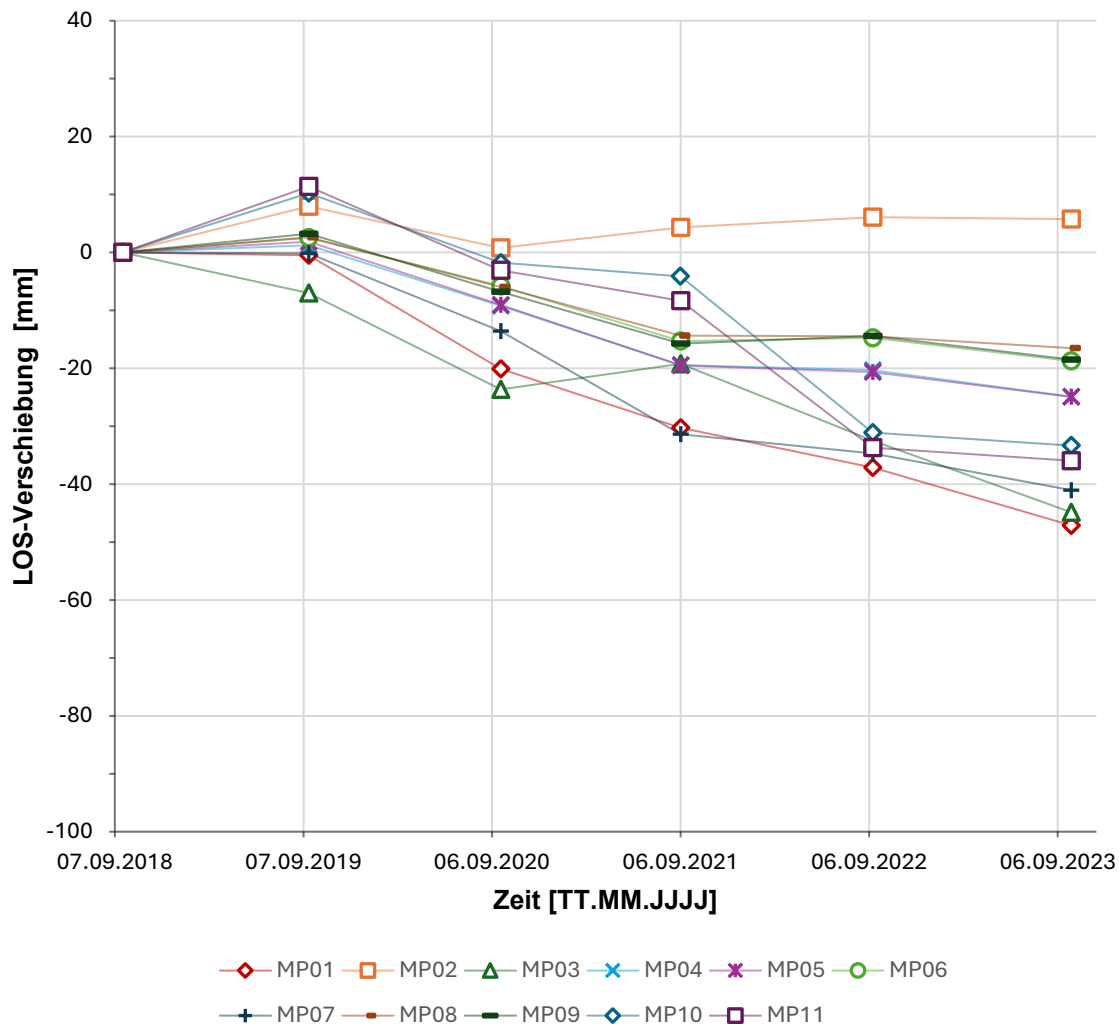


Abbildung 37: Zeitreihen der kumulierten Bodenverschiebung [mm] entlang der LOS aus Sentinel-1A ascending-Daten für elf ausgewählte InSAR-Messpunkte (MP01-MP11) im Zeitraum von Oktober 2018 bis Oktober 2023. Die dargestellten Verschiebungen repräsentieren Bewegungen relativ zum Satelliten (negative Werte = Bewegung vom Satelliten weg).

Der Messpunkt MP01, am westlich des Kamms der Hohen Wiege unterhalb der Geländestufe zum Zieltal gelegen, verzeichnet mit rund -47 mm die stärkste kumulative Verschiebung über den Betrachtungszeitraum, mit einer fortlaufenden Bewegung vom Satelliten weg. MP07, der sich südlich davon im unteren Zentralbereich der Hangbewegung befindet, zeigt einen vergleichbaren Verlauf mit ebenfalls deutlicher Absenkung über den Analysezeitraum. Deutlich negativ ausgeprägt ist auch die Zeitreihe von MP03, der am östlichen Rand oberhalb des Weges zwischen Hoher Wiege und Hochgangscharte positioniert ist. Dieser Punkt erreicht eine kumulierte Verschiebung von etwa -45 mm, zeigt aber eine positive Bewegung zwischen Herbst 2020 bis Herbst 2021.

Die Messpunkte MP04, MP05, MP06, MP08 und MP09, die im mittleren bis oberen zentralen Teil der DSGSD liegen, weisen moderate bis fortschreitende Verschiebungen zwischen -15 mm und -25 mm auf. Der zeitliche Verlauf dieser Punkte ist ähnlich strukturiert; auf einer initialen stabilen Phase bis etwa Ende 2019 folgt eine Periode erhöhter Aktivität bis Ende 2021. Im Zeitraum Ende 2021 bis Ende 2022 bleibt die Bewegung konstant, anschließend ist eine erneute negative Beschleunigung feststellbar.

Die Punkte MP10 und MP11, lokalisiert im südlichen Bereich nahe der Goidner Alm, zeigen ein abweichendes Bewegungsmuster. Zu Beginn des Untersuchungszeitraums ist eine leichte positive LOS-Verschiebung zu erkennen, gefolgt von zwei Abschnitten (Ende 2019 bis Ende 2020 und Ende 2021 bis Ende 2022) mit beschleunigter Negativbewegung und stabilen Intervallen dazwischen.

Die ermittelten Bewegungsraten entlang der LOS des Sentinel-1A ascending liefern wertvolle Erkenntnisse zur räumlichen Verteilung und zeitlichen Entwicklung der Hangbewegung. Die dargestellten Verschiebungsgeschwindigkeiten sind für die Identifikation aktiver Bewegungszonen sowie für vergleichende Analysen gut geeignet.

5.4.2.2 Abgeleitete Bewegungsraten in DSGSD-Bewegungsrichtung

Die entlang der LOS gemessenen Bewegungen wurden auf Grundlage geometrischer Beziehungen sowie unter Annahme einer hangparallelen Verlagerung in SSE-Richtung in reale Bewegungen entlang der Hangoberfläche umgerechnet (Abbildung 38). Dabei zeigt sich, dass die berechneten Bewegungsraten in Hangrichtung durchwegs deutlich höher ausfallen als die ursprünglichen LOS-Werte, die räumliche Verteilung der Bewegungsmaxima bleibt jedoch gleich. Negative Werte kennzeichnen eine Verschiebung in DSGSD-Bewegungsrichtung, positive Werte hingegen eine hangaufwärts gerichtete Bewegung. Die berechneten jährlichen Bewegungsraten liegen überwiegend zwischen -3 und -25 mm/Jahr. Die höchsten Werte treten an den bereits identifizierten Hotspots MP03, MP07, MP10 und MP11 auf und erreichen dort etwa -20 bis -25 mm/Jahr. Auch in der Darstellung der realen Hangbewegung zeigt sich somit eine räumlich differenzierte Deformation, bei der einzelne Teilbereiche deutlich höhere Bewegungsraten aufweisen als benachbarte Zonen.

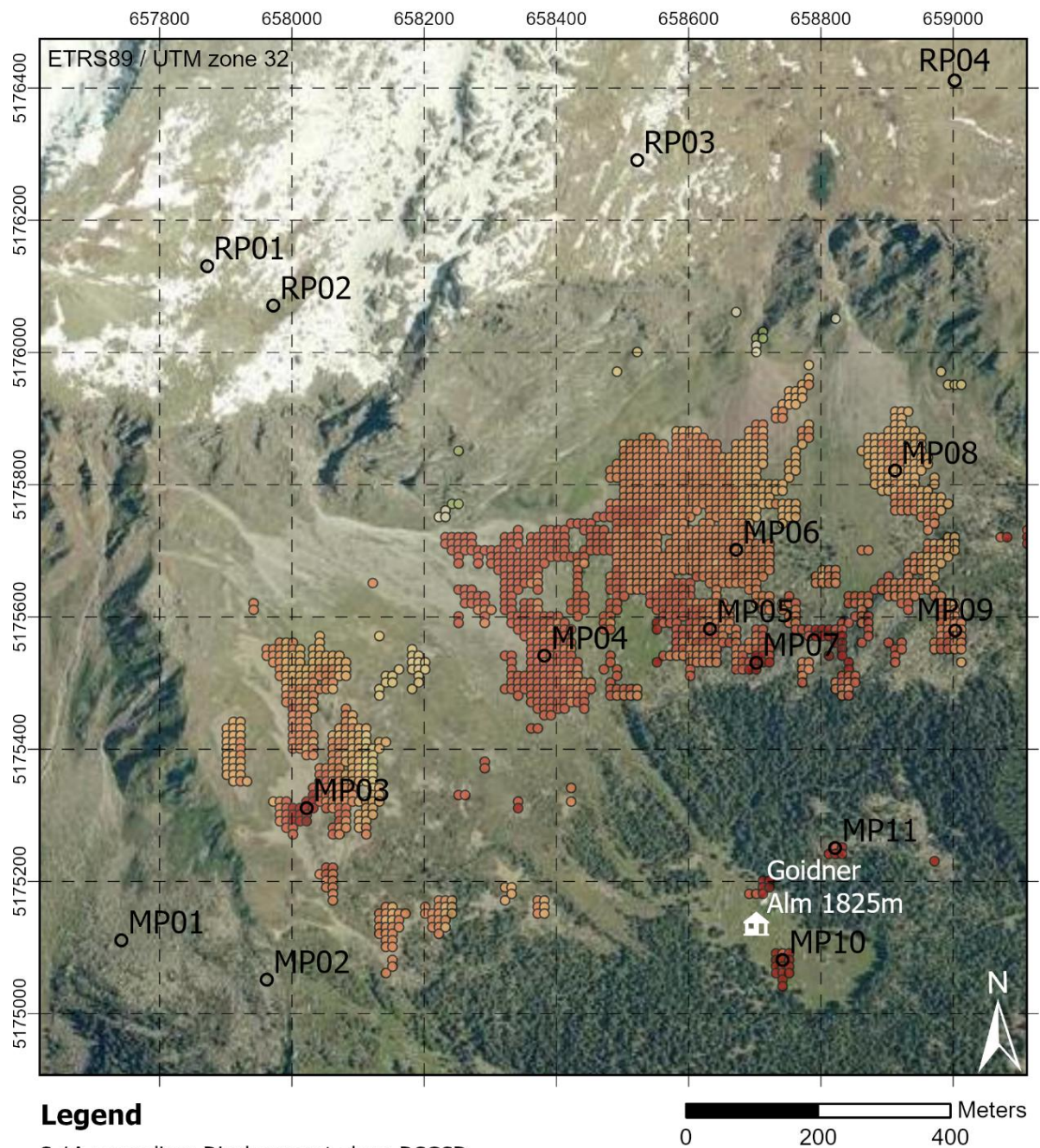


Abbildung 38: Jährliche Bewegungsraten in DSGSD-Bewegungsrichtung [mm/Jahr], abgeleitet aus den LOS-Verschiebungen der Sentinel-1A-Ascending-Daten für den Zeitraum 2018 bis 2023. Die Umrechnung erfolgte unter Annahme einer hangparallelen Bewegung in SSE-Richtung. Markierte Punkte (MP01–MP11) kennzeichnen ausgewählte Messpunkte, RP01–RP04 stabile Referenzpunkte. Hintergrund: Orthofoto 2020.

Die aus den Zeitreihen abgeleiteten kumulativen Verschiebungen in der DSGSD-Bewegungsrichtung für den Zeitraum 2018 bis 2023 (Abbildung 39) weisen ebenfalls ein Muster auf, das weitgehend mit jenem der LOS-Verschiebungen übereinstimmt, allerdings mit deutlich größeren Absolutwerten. Die kumulative Verschiebung in SSE-Richtung beträgt je nach Messpunkt etwa -25 bis -94 mm. Dabei lassen sich drei unterschiedliche Bewegungsmuster unterscheiden. MP03, am westlichen Randbereich der DSGSD gelegen, zeigt mit rund -94 mm die höchste kumulative Verschiebung im Untersuchungszeitraum. Die Bewegung verläuft dort überwiegend kontinuierlich in Richtung SSE. Lediglich im Zeitraum von Herbst 2020 bis Herbst 2021 ist eine gegenläufige Bewegung von etwa 9 mm erkennbar.

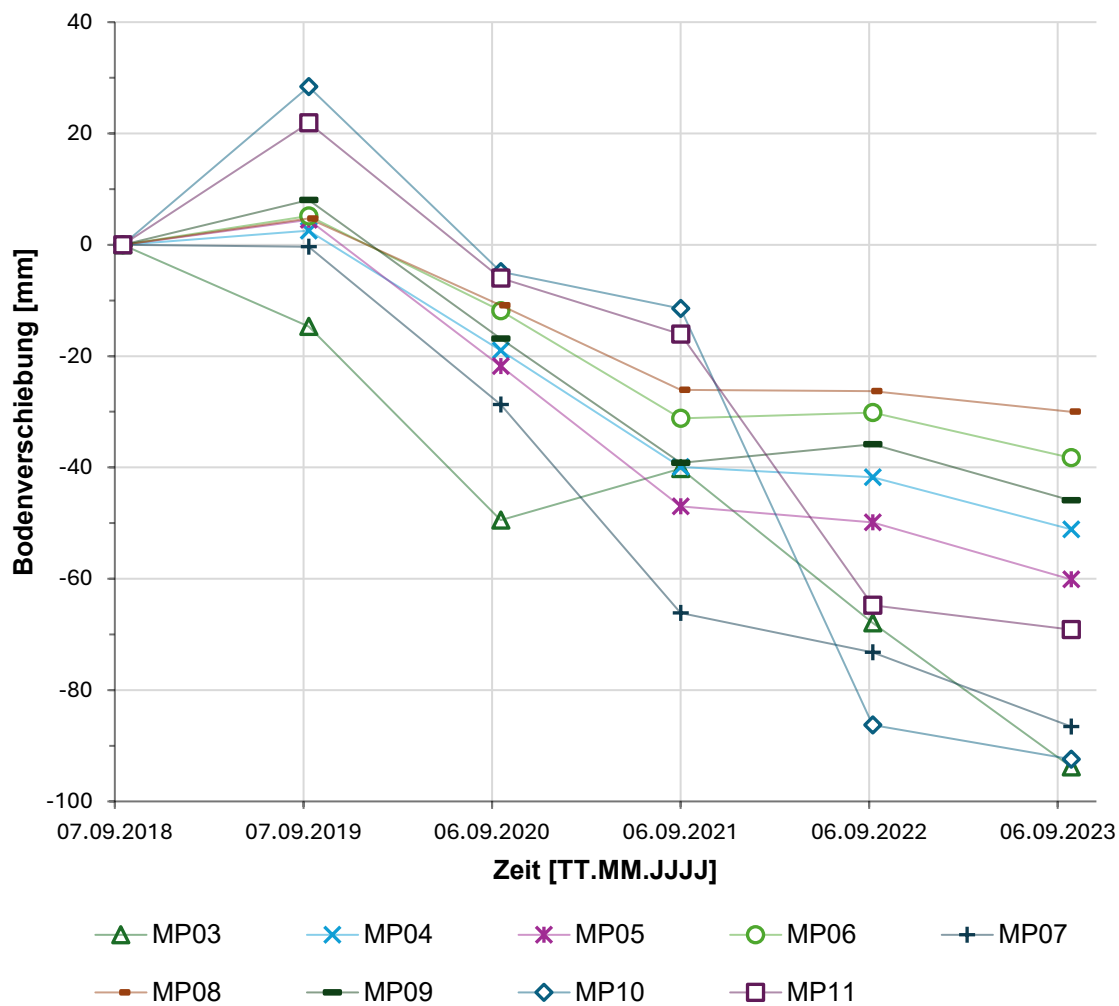


Abbildung 39: Zeitreihen der kumulierten Bodenverschiebung in DSGSD-Bewegungsrichtung [mm], abgeleitet aus den LOS-Verschiebungen der Sentinel-1A-Ascending-Daten für ausgewählte InSAR-Messpunkte im Zeitraum 2018 bis 2023. Die Umrechnung erfolgte unter Annahme einer hangparallelen Bewegung in SSE-Richtung.

Die Messpunkte MP04 bis MP09 befinden sich im zentralen Bereich der obersten Rutschungsstufen und weisen über den gesamten Betrachtungszeitraum ein ähnliches zeitliches Bewegungsmuster auf, unterscheiden sich jedoch in der Intensität der Verlagerung. Innerhalb dieser Gruppe zeigt MP07, der im Bereich ausgeprägter Zerrspalten und Nackentälchen liegt, mit einer kumulativen Verschiebung von rund 87 mm die höchste

Bewegungsrate. Die Messpunkte MP10 und MP11, die in tieferer Lage im Bereich der Goidner Alm positioniert sind, zeigen wiederum ein eigenes, aber untereinander vergleichbares Bewegungsverhalten. Bei beiden Punkten tritt die stärkste Bewegungsphase zwischen Herbst 2021 und Herbst 2022 auf. Insgesamt bestätigen die in reale Hangbewegungen umgerechneten Zeitreihen die räumliche und zeitliche Differenzierung der DSGSD und verdeutlichen, dass sich die einzelnen Teilbereiche hinsichtlich Bewegungsintensität und Bewegungsverlauf klar voneinander unterscheiden.

6 CHARAKTERISIERUNG UND KLASSIFIKATION DER DSGSD VON PARTSCHINS

Die im Untersuchungsgebiet erfasste Hangbewegung wird auf Grundlage der morphologischen, strukturellen und kinematischen Befunde als Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) eingeordnet. Ausschlaggebend dafür sind insbesondere das schollenartig gegliederte Bewegungsbild sowie das Auftreten mehrerer kinematischer Prozesse. Die Massenbewegung stellt keinen einzelnen, klar abgegrenzten Gleitkörper dar, sondern ein komplexes, tiefreichendes Deformationssystem.

Im Folgenden wird die DSGSD anhand morphologischer Kriterien, quantitativer Kenngrößen, der kinematischen Ausprägung sowie des aktuellen Aktivitätszustandes charakterisiert. Diese Betrachtung bildet die Grundlage für die weiterführende Diskussion des Bewegungsmodells und der steuernden Prozesse in Kapitel 7.

6.1 Morphologische Charakterisierung

Die DSGSD von Partschins zeigt die charakteristischen morphologischen Merkmale tiefreichender Hangdeformationen (Abbildung 40), wie sie von Cruden & Varnes (1996), Agliardi et al. (2001) und Zangerl et al. (2008) beschrieben wurden.

Die Anrisszone der DSGSD besteht aus zwei morphologischen Elementen: (i) dem E-W orientierten Hauptgrat zwischen 2400 und 2700 m ü. A., welcher die Kronenkante der gravitativen Massenbewegung definiert, sowie (ii) den südexponierten Felswänden, die den primären Ablösungsbereich darstellen. Im Detailmaßstab zeigen beide Bereiche Doppelgratbildungen und Extensionsstrukturen in Form von Felsspalten. Diese staffelförmigen Zerreißungssysteme, vorwiegend entlang NE-SW und NW-SE streichender Kluftscharen, entstehen durch die rückschreitende Verlagerung des Hangkopfbereichs als Folge der gravitativen Talwärtsbewegung. Frische Bruchflächen sowie akkumuliertes Blockmaterial im unmittelbar anschließenden Ablagerungsbereich weisen auf die aktive Erosionsdynamik hin.

Der zentrale Bereich der DSGSD, welcher die Hauptdehnungszone umfasst, ist durch treppenartig angeordnete Rutschungsstufen charakterisiert, die von zahlreichen Zugspalten und Nackentälchen begleitet werden. Die einheitliche NE-SW-Orientierung dieser geomorphologischen Strukturen belegt eine SE-gerichtete Massenverlagerung in Richtung Töllgraben. Der Hang wird in mehreren gleitenden Schollen unterteilt, bestehend aus Hauptanrissflächen, an denen sich einzelne Hangpartien bewegen. Die Ausbildung multipler Kopfbereiche verschiedener Schollen lässt auf die Präsenz von sekundären Gleitflächen (Minor Scarps) sowie auf Counterscarps schließen, was die mehrphasige Kinematik der Hangdeformation unterstreicht.

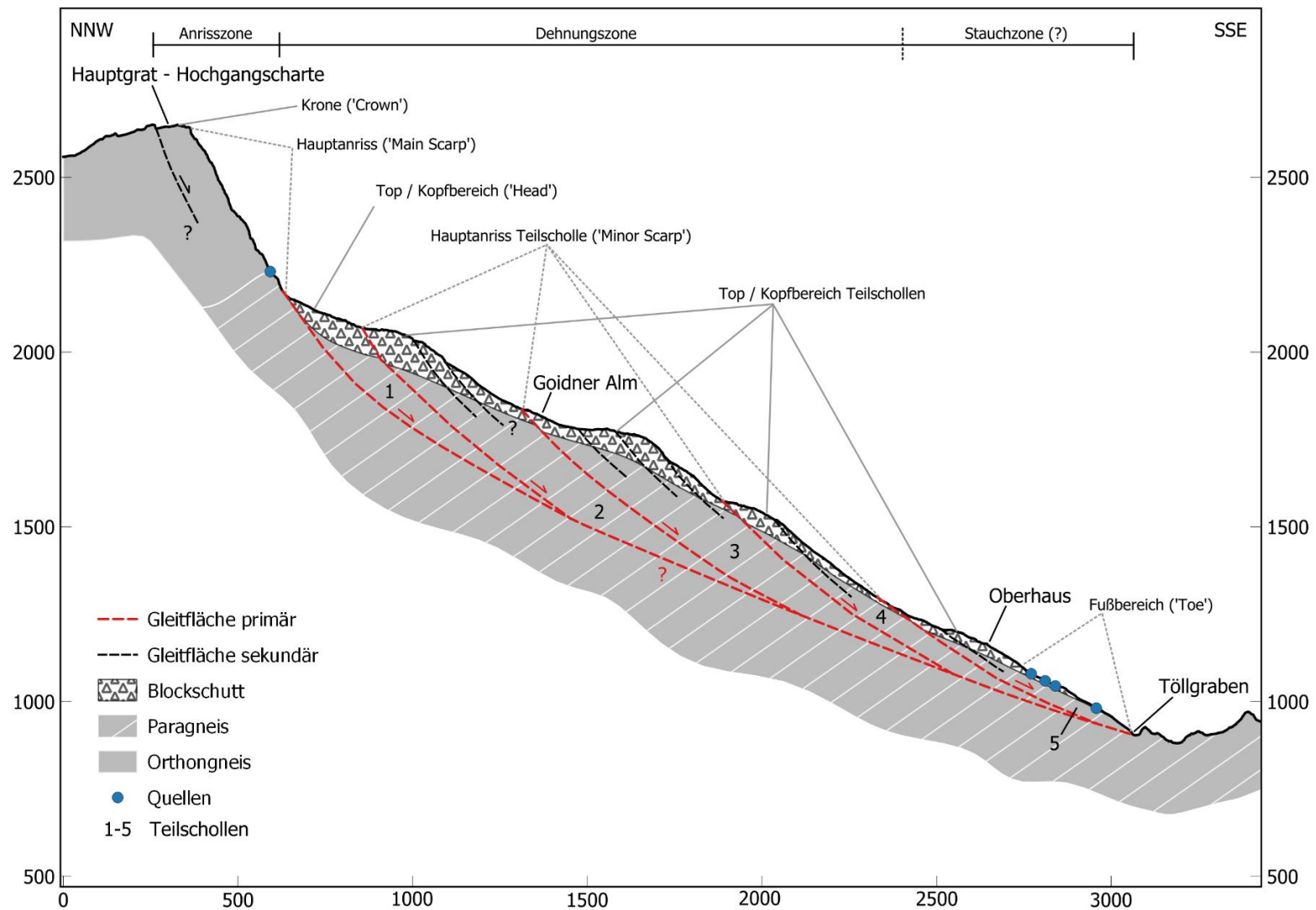


Abbildung 40: Schematisches Längsprofil der DSGSD von Partschins mit Darstellung der charakteristischen morphologischen und geologischen Elemente, einschließlich Anrisszone, Dehnungszone, möglicher Stauchzone, Haupt- und Nebenanrissen, polygonaler Gleitbahnen sowie der Gliederung in Teilschollen (1-5). Die Schraffur des Paragneises zeigt die scheinbare Schieferungsorientierung.

Ein auffälliges Merkmal der DSGSD Partschins ist das Fehlen einer ausgeprägten Aufwölbung oder Akkumulationszone im unteren Fußbereich. Diese Abweichung vom klassischen Sackungsmodell ist auf die kontinuierliche Materialabtragung durch fluviale Tiefenerosion des Töllgrabens zurückzuführen. Der ausgedehnte Murschuttfächer am Grabenausgang dient dabei als primärer Ablagerungsraum.

6.2 Quantitative Charakterisierung und Größenordnung

Die quantitative Charakterisierung der DSGSD Partschins basiert auf den morphometrischen Analysen im digitalen Geländemodell sowie den Geländeaufnahmen. Die Dimensionen der DSGSD betragen etwa 2,6 km in maximaler topografischer Längsausdehnung (N-S) und erstrecken sich von den Felswänden der Hochgangscharte bis zum Töllgraben östlich des Niederhauses. Dabei ergibt sich eine Höhendifferenz von rund 1300 m. In E-W-Richtung erreicht die DSGSD eine maximale Ausdehnung von etwa 1,6 km zwischen dem Töllgraben und der Hohen Wiege. Die GIS-umgrenzte Fläche der DSGSD beträgt dabei ca. 3 km². Im Vergleich zu den von Crosta et al. (2013) untersuchten DSGSD im Alpenraum weist die Massenbewegung von Partschins ein unterdurchschnittliches Größenverhältnis mit einem Breiten- zu Längenverhältnis von < 1 auf, während die Gesamtfläche im typischen Bereich bekannter alpiner DSGSD liegt.

Eine exakte Volumenabschätzung ist ohne Kenntnis der Geometrie der Gleitflächen nicht möglich. Durch die flächendeckende Blockschuttablagerung unbekannter Mächtigkeit können weder Aussagen zur Mächtigkeit des Blockmaterials noch zur Tiefenreichweite der Deformation in das darunterliegende, stark zerlegte Festgestein getroffen werden. Basierend auf dem Teilschollenmodell in Kapitel 7.1.4, lässt sich die Mächtigkeit der umgelagerten Massen auf durchschnittlich 300 m schätzen. Daraus ergibt sich ein Volumen der DSGSD von 0,9 km³.

6.3 Bewegungstyp und kinematische Klassifikation

Die kinematische Klassifikation nach WP/WLI (1993) unterscheidet fünf Haupttypen: Stürzen, Kippen, Gleiten, Fließen und Driften (Abbildung 4). Die DSGSD Partschins zeigt Merkmale mehrerer dieser Bewegungstypen, was für tiefreichende Hangdeformationen charakteristisch ist (Zangerl et al., 2008). Die folgende Beschreibung ordnet die Bewegungstypen nach ihrer Dominanz für die Gesamtkinematik.

Als primärer Bewegungstyp der DSGSD von Partschins dominiert das Gleiten. Die Mehrzahl der Gelände- und Strukturbereobachtungen spricht für eine kombinierte Kinematik aus rotatorischer Gleitung im oberen Hangbereich und translatorischer Gleitung im unteren Bereich. Darauf weisen insbesondere Rückkippen von Teilschollen sowie das Auftreten

von Zugspalten hin. Im unteren Abschnitt der Massenbewegung sind diese Strukturen deutlich weniger ausgeprägt. Hier überwiegen Translationsgleitungen, begleitet von nur wenigen, schwach entwickelten Zugspalten. Kleinräumige translatorische Gleitungen treten im Bereich des Töllgrabens auf, wo rezente Abbruchkanten sowie umgelagertes Material auf eine anhaltende Aktivität hinweisen (Abbildung 22).

Zusätzlich treten mehrere sekundäre Bewegungstypen auf. Dazu zählen Kippprozesse entlang des Hauptgrates, an dem die Schieferung hangeinwärts einfällt. Fließbewegungen sind durch die Umlagerung fein- bis grobklastischen Materials nachweisbar. Diese stehen in direktem Zusammenhang mit Muraktivität, die sowohl in den Kammlagen als auch am großflächigen Schwemmfächer im Tal dokumentiert ist. Von zusätzlicher Bedeutung ist der kontinuierliche Eintrag von Blockmaterial, das durch erosive Prozesse entlang von Grat- und Kambereichen gelöst wird und infolge von Sturzereignissen auf die DSGSD gelangt.

Zusammenfassend wird die DSGSD Partschins als komplexe Hangdeformation klassifiziert, bei der translatorisches und rotatorisches Gleiten den dominanten Mechanismus darstellt, überlagert von lokalen Kipp-, Fließ- und Sturzprozessen.

6.4 Aktivitätszustand und Bewegungsraten der Massenbewegung

Die DSGSD von Partschins ist als aktives System einzustufen. Die aus der DInSAR-Analyse ermittelten jährlichen Bewegungsraten von bis zu -11 mm/Jahr in der LOS-Komponente (Abbildung 36) und bis zu -25 mm/Jahr entlang der DSGSD-Bewegungsrichtung (Abbildung 38) erlauben eine Einordnung der Massenbewegung in die Geschwindigkeitsklassen nach Cruden & Varnes (1996):

- Extremely slow: < 16 mm/Jahr
- Very slow: 16 mm - 1,6 m/Jahr
- Slow: 1,6 m - 13 m/Jahr

Die DSGSD Partschins ist damit der Klasse „extremely slow“ bis „very slow“ zuzuordnen. Zu beachten ist, dass die InSAR-Messungen zum einen ausschließlich die LOS-Komponente erfassen und zum anderen entlang der DSGSD-Bewegungsrichtung abgeleitet wurden. Die tatsächlichen dreidimensionalen Verschiebungsbeträge könnten demnach entsprechend höher bzw. niedriger liegen. Ergänzend zeigt das Spaltenmonitoring im Anrissgebiet eine mittlere Kluftöffnungsrate von ca. 5 mm/Jahr (Abbildung 16), was die anhaltende Aktivität der Massenbewegung bestätigt.

7 DISKUSSION

Im folgenden Kapitel werden die erhobenen Befunde interpretiert und diskutiert. Ausgehend davon werden die strukturgeologischen Steuerungsfaktoren und das daraus abgeleitete Bewegungsmodell diskutiert. Ergänzend werden die Ergebnisse der Sentinel-1-Monitoringmessungen sowie hydrologische Aspekte einbezogen, bevor abschließend ein regionaler Vergleich mit der benachbarten DSGSD Algund erfolgt.

7.1 Strukturgeologische Steuerung und Kinematik der DSGSD

Das Trennflächengefüge und die tektonische Vorprägung des Untersuchungsgebiets üben einen entscheidenden Einfluss auf die Kinematik der DSGSD aus (Agliardi et al., 2001; Agliardi, Zanchi & Crosta, 2009). Die strukturgeologischen Aufnahmen konzentrieren sich auf die Randbereiche der DSGSD. Aus den Befunden der lokalen Scanlines A-D lassen sich bereits erhebliche Variationen im Kluftgefüge erkennen, woraus geschlossen werden kann, dass auch unterhalb des Blockschutts ein räumlich und strukturell variables Trennflächennetz vorhanden ist.

7.1.1 Tektonische Vorprägung und regionale Einordnung

Prinzipiell ist festzuhalten, dass die Gesteine der Texel-Einheit im Untersuchungsgebiet eine komplexe polymetamorphe Geschichte durchlaufen haben (Pomella et al., 2016; Tropper et al., 2023). Die intensive Deformation während der duktilen Phase der kretazischen Deckenstapelung und Exhumation führte zur NW-vergente Schieferung. Spannungsentlastungen und multiple Verkürzungsphasen über die letzten 70 Ma erzeugten im Untersuchungsgebiet ein mehrphasiges, räumlich variables Trennflächennetzwerk (Abbildung 29). Nach Agliardi, Zanchi & Crosta (2009) erhöht die tektonische Entwicklung der Texel-Einheit die strukturelle Anfälligkeit für die Ausbildung von DSGSD: Die Para- und Orthogneise wurden infolge der alpinen Orogenese stark beansprucht und weisen aufgrund ihrer felsmechanischen Eigenschaften eine erhöhte Neigung zur tiefgreifenden gravitativen Hangdeformation auf.

Im Bereich des Hauptgrates grenzen Begleitstörungen der Passeier-Linie an das Untersuchungsgebiet an (Abbildung 12 und Abbildung 26). Diese Störungen weisen dieselbe Orientierung wie die im Gratbereich kartierten Großklüfte auf. Die Fortsetzung dieser Strukturen in den Bereich der DSGSD konnte im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht eindeutig verfolgt werden, sodass deren direkter Einfluss auf die Hangdeformation vorerst offenbleibt und Gegenstand weiterführender Untersuchungen sein sollte.

7.1.2 Trennflächengefüge und kinematische Voraussetzungen

Für das Verständnis der Entstehung von Gleitungen und Rotationsgleitungen der DSGSD von Partschins lassen sich nach Poisel & Preh (2004) sowie auf Grundlage der Base-Friction-Modelle von Goricki & Goodman (2003) drei grundlegende Mechanismen unterscheiden: (i) reine Translationsbewegungen entlang vorgegebener Trennflächen, (ii) kombinierte

translatorisch-rotatorische Bewegungen auf polygonalen Gleitbahnen unter Ausbildung von Vertretungsklüften sowie (iii) Rotationsgleitungen in geringfestem, stark aufgelockertem Gebirge.

Reine Translationsbewegungen setzen flach bis steil aus dem Hang streichende, kinematisch wirksame Trennflächen voraus (Abbildung 41a). In den Scanlines A-D (Abbildung 29) konnten jedoch keine Kluftscharen identifiziert werden, die diese geometrischen Voraussetzungen vollständig erfüllen. Damit erscheint eine monokinematische Translationsgleitung für die Gesamtdeformation unwahrscheinlich. Gleichwohl kann nicht ausgeschlossen werden, dass im blockschuttüberdeckten Inneren lokal geeignete Trennflächen existieren, entlang derer untergeordnete translatorische Teilbewegungen stattfinden. Solche Bewegungen wären jedoch vermutlich räumlich begrenzt und in das übergeordnete, kombinierte Deformationsgeschehen eingebunden. Die Ausbildung von Abbruchkanten, Zugspalten und Nackentälchen, z.B. in der Nähe des Töllgrabens (Abbildung 22 und Abbildung 24), ist als oberflächlicher Ausdruck dieses Deformationsprozesses zu interpretieren.

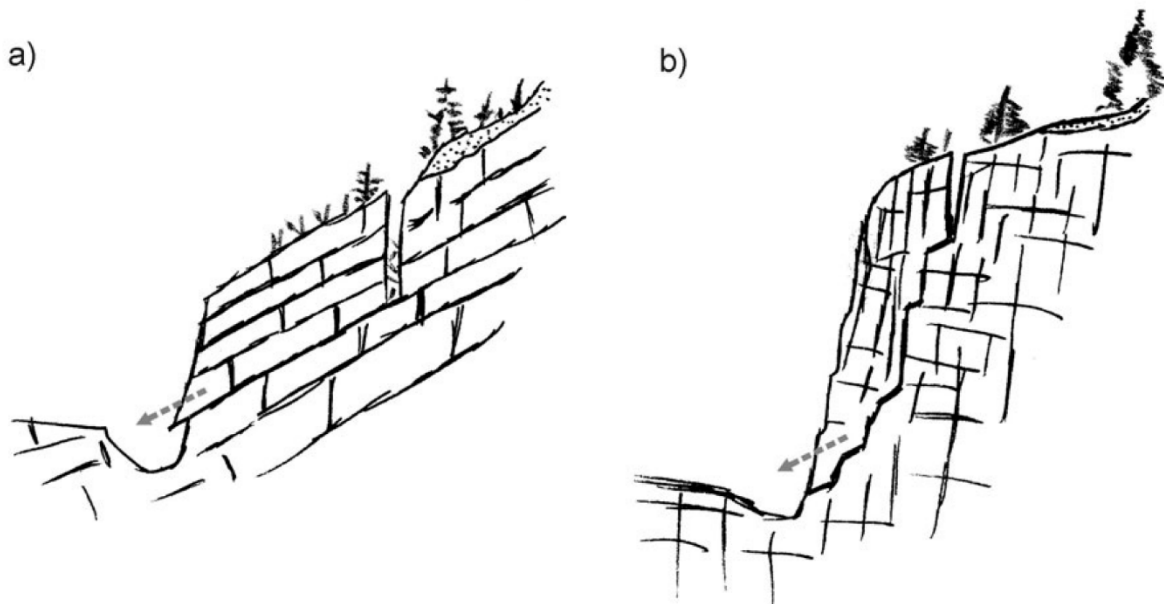


Abbildung 41: Schematische Darstellung zweier struktureller Konfigurationen zur Ausbildung von Gleitbahnen: (a) translational kontrollierte Bewegung entlang einer flach hangauswärts einfallenden Trennflächen; (b) kombinierte translatorisch-rotatorische Bewegung entlang steilstehender Trennflächen unter Ausbildung von Vertretungsklüften (gezeichnet von Willerich, 2013; basierend auf den Modellansätzen von Turner & Schuster, 1996).

Demgegenüber sprechen mehrere Befunde für eine kombinierte translatorisch-rotatorische Entwicklung. Die Kluftscharen AK2, BK2 und CK3 bilden steilstehende, annähernd hangparallele Trennflächen, die sich auch großräumig entlang des Grates von Rötelspitz bis zur Mutspitz verfolgen lassen (Abbildung 30b). Ergänzend dokumentierte Willerich (2013) im Bereich der Hochgangscharte weitere, hangauswärts gerichtete Kluftscharen, die diese steilstehenden Systeme rechtwinklig schneiden. Aus der Kombination steil- und flachstehenden Diskontinuitäten können sich typischerweise getreppt-gestufte, polygonale Gleitbahnen entwickeln (Abbildung 41b).

Auf Grundlage der in dieser Arbeit erhobenen Strukturmessungen sowie der Befunde von Willerich (2013) erscheint eine kombinierte translatorisch-rotatorische Bewegung der DSGSD von Partschins am plausibelsten. Dabei dürfte die Deformation über polygonale Gleitbahnen ablaufen, die über Vertretungsklüfte miteinander verbunden sind und eine Gliederung in mehrere Teilschollen ermöglichen (Abbildung 40). Die beobachteten morphologischen Merkmale, insbesondere Zugspalten und die gestufte Hangmorphologie, stützen die Annahme einer rotativen Basiskomponente innerhalb eines insgesamt komplexen Bewegungsgefüges.

Die erhobenen geomechanischen Kennwerte, GSI-Werte von 40-50, ein RQD von 30-40 % sowie eine mäßige Gebirgsqualität nach RMR, belegen eine geringe Gebirgsfestigkeit mit hohem Auflockerungsgrad. Diese Parameter schaffen günstige Voraussetzungen für die Ausbildung rotatorischer Bewegungsanteile in dem multikinematischen DSGSD-System.

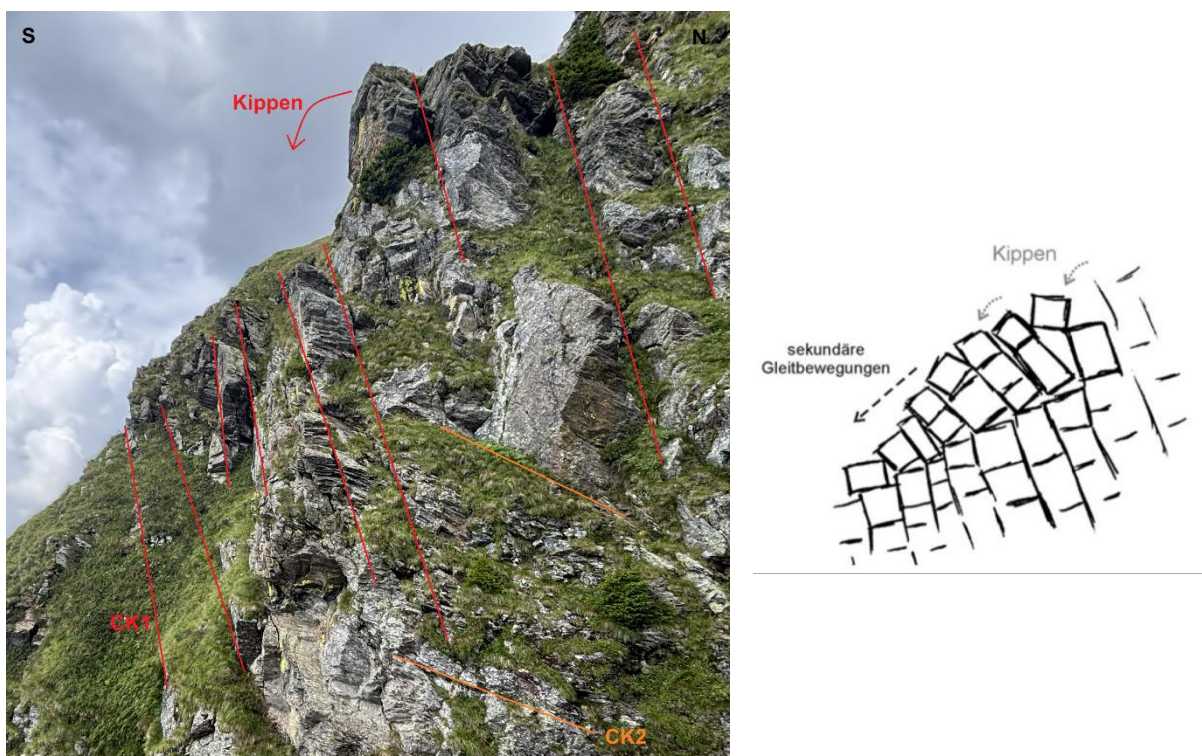


Abbildung 42: Kippbewegungen entlang der Kluftschar CK1 unterhalb der Hochgangscharte im Vergleich mit dem Prinzip des Blockkippens (nach Willerich, 2013).

Im Gratbereich treten Kippprozesse auf, die zur Öffnung von Felsspalten und in der Folge zum Versagen und Stürzen von Blöcken führen (Abbildung 42). Grundvoraussetzung sind steil hangeinwärts einfallende Trennflächen, wie sie für die Kluftscharen CK1 in der Scanline C am Weg zur Hochgangscharte dokumentiert wurden. Im größeren Maßstab spiegelt sich diese Orientierung in Kombination mit CK5 als Sägezahnmuster entlang des Hauptgrates zwischen Tschigat und Hochgangscharte wider und unterstreicht die fortschreitende Rückverlagerung des Grates durch Kippprozesse. Nach dem Base-Friction-Modell von Goricki & Goodman (2003) führt das Eigengewicht der kippenden Blöcke zu Biegebeanspruchungen und schließlich zur Ausbildung von Biegezugrissen sowie zur Reaktivierung präexistenter Klüfte. Nach Poisel & Preh (2004) können Kippmechanismen dieser Art prinzipiell für

Massenbewegungen nahezu jeder Größenordnung relevant sein, sowohl für flachgründige als auch für tiefreichende Hangdeformationen ganzer Talflanken.

7.1.3 Übergeordnetes Bewegungsbild

Die kinematischen und strukturellen Betrachtungen der vorangegangenen Abschnitte zeigen das komplexe Zusammenspiel zwischen Bewegungsmechanismus und den strukturellen Eigenschaften des Untersuchungsgebiets. Zusammenfassend ist festzuhalten, dass der Gesamtbewegung der DSGSD von Partschins Translations- und Rotationsgleitungen mit rückwärts gerichteter Rotationskomponente die größte Bedeutung zukommt. Die Ausbildung polygonaler Gleitbahnen entlang präexistenter Kluftscharen und unter Neubildung von Vertretungsklüften ist dabei als grundlegender Mechanismus zu interpretieren (Turner & Schuster, 1996). Kippprozesse treten überwiegend kleinräumig im Kopfbereich der DSGSD auf. Eine Beteiligung an der Gesamtbewegung der DSGSD ist dabei nicht auszuschließen.

Eine genaue Bestimmung der Tiefe der Gleitbahnen war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Willerich (2013) geht für die lithologisch vergleichbare DSGSD Algund und unter Anwendung der Modellansätze von Savage & Varnes (1987) von einer Tiefe der basalen Gleitfläche von etwa $\frac{1}{3}$ der Höhendifferenz aus. Auf den vorliegenden Fall übertragen entspräche dies einer maximalen Tiefe von ca. 400 m bei einer Höhendifferenz von 1.300 m der bewegten Masse. Diese Abschätzung kann unter Berücksichtigung von Kluftwasserdruck jedoch deutlich ausgeweitet werden.

Senkrecht zur Orientierung der Nackentälchen, Zugspalten und Rutschungsstufen lässt sich eine Bewegungsrichtung des Hanges in Richtung SSE, also in den Töllgraben, ableiten. Der stabile Festgesteinskeil im untersten Hangabschnitt führt zur Blockade bzw. zur Umleitung der Bewegung in SE-Richtung. Diese Einengung erzwingt eine weitere interne Zerlegung der DSGSD in Form von NW-SE streichender Bruchstrukturen (Abbildung 43 und Abbildung 24).

Die räumlichen Variationen der Bewegungsrichtung sowie die morphologischen Strukturen der DSGSD deuten auf eine segmentierte Hangstruktur (Teilschollenmodell) hin, die auf mehrere Gleitbahnen im Hang zurückzuführen ist. Dies widerspricht einer vereinfachten Betrachtung einer homogenen Rutschmasse im Sinne des Sackungsmechanismus nach Zischinsky (1966).

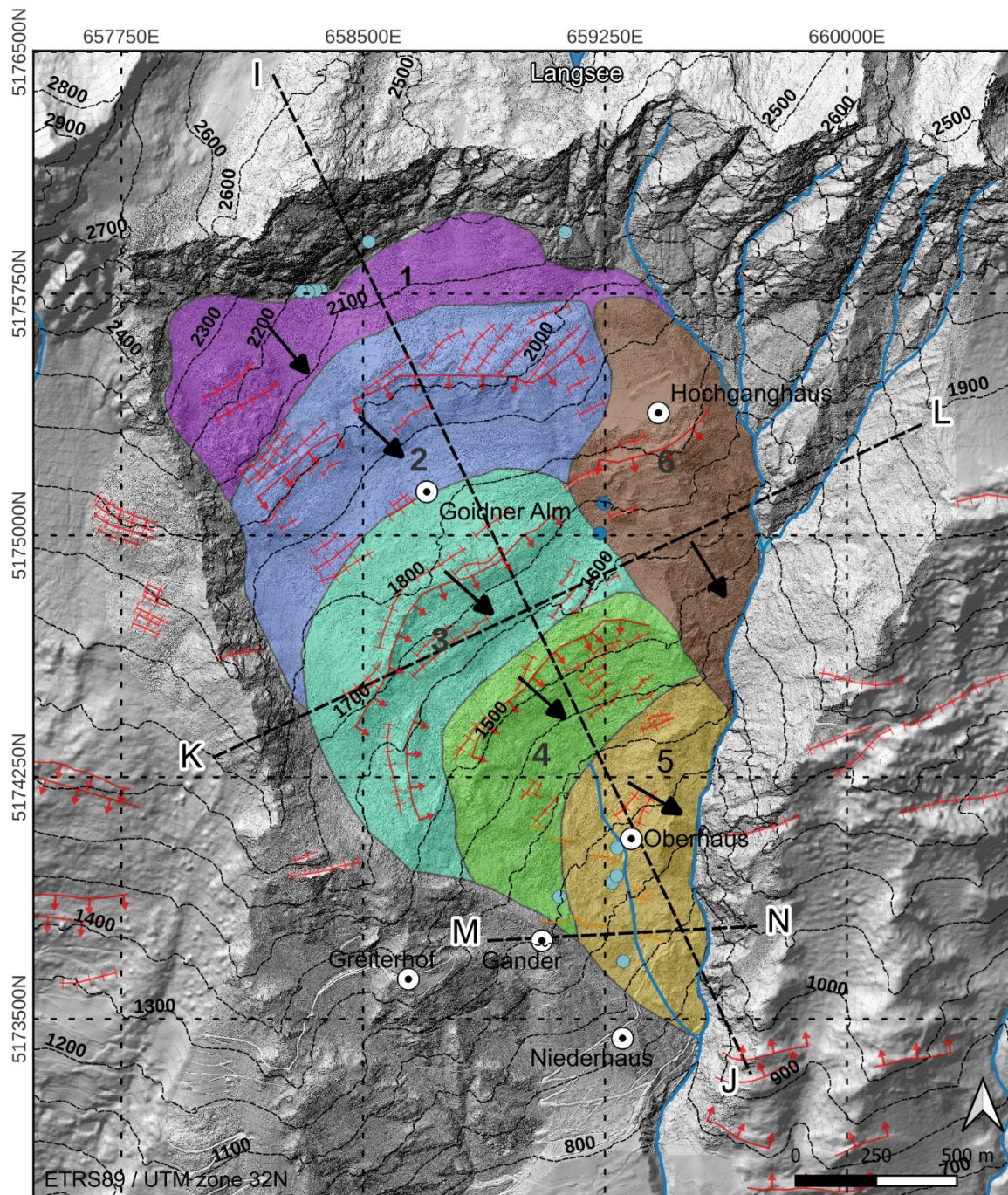


Abbildung 43: Übersichtskarte der DSGSD von Partschins mit Gliederung in sechs Teilschollen und Darstellung der jeweiligen Bewegungsrichtungen.

7.1.4 Teilschollenmodell

DSGSD bewegen sich nach aktuellem Forschungsstand nicht als kinematisch homogene Gleitmasse, sondern lassen sich häufig in Teilkörper mit unterschiedlicher Bewegungscharakteristik untergliedern (Agliardi et al., 2009; Eberhardt et al., 2007; Seno & Thüning, 2006). Zur Darstellung der geometrischen und kinematischen Struktur der DSGSD wurde ein Teilschollenmodell entwickelt, das die deformierte Hangmasse in sechs Teilschollen (1-6) untergliedert.

Die Geometrie und räumliche Anordnung der Teilschollen wird anhand eines Längsprofils sowie zweier Querprofile dargestellt. Das Längsprofil (Abbildung 40) veranschaulicht den gesamten Teilschollenaufbau der Hangdeformation entlang der Hauptbewegungsrichtung und zeigt die gestaffelte Anordnung der Gleitflächen. Die beiden Querprofile (Abbildung 44 und Abbildung 45) geben ergänzend Einblick in die laterale Struktur und den internen Aufbau der DSGSD entlang des Hanges.

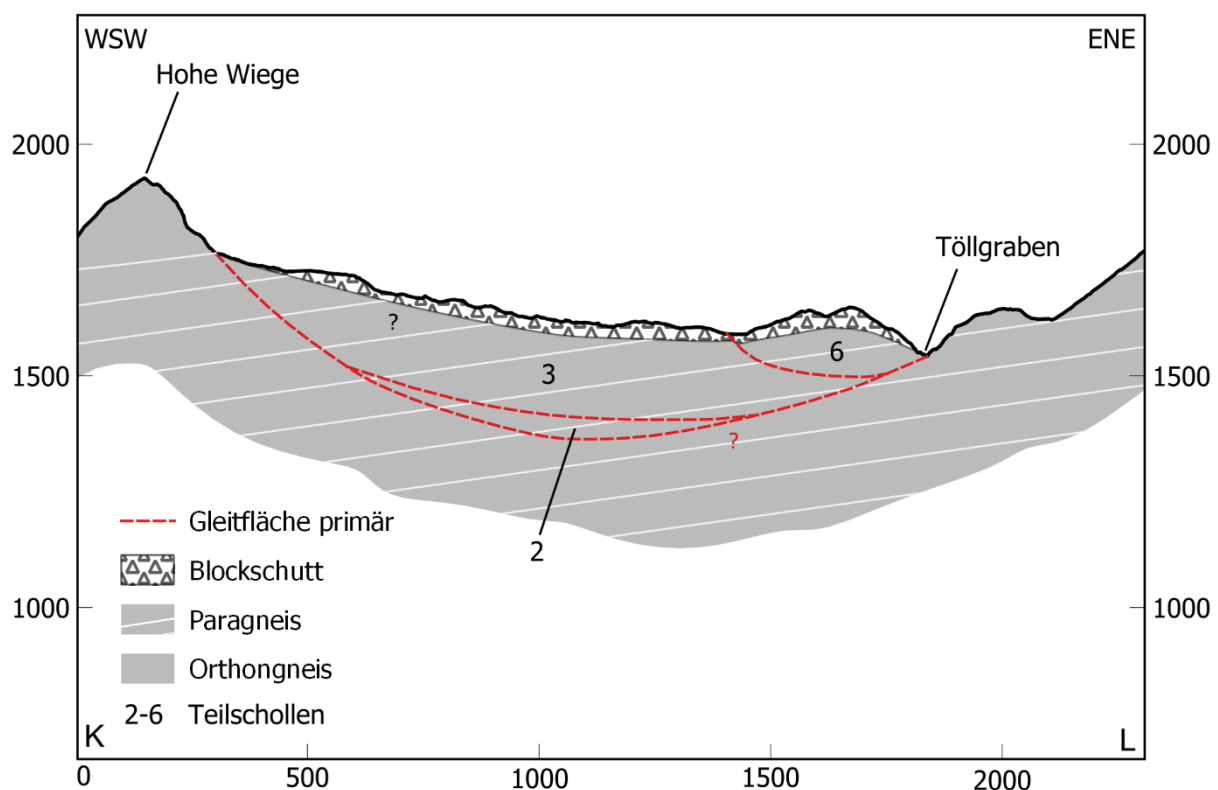


Abbildung 44: Querprofil K-L durch die DSGSD von Partschins mit Darstellung des Schollenaufbaus. Die Bewegungsrichtung verläuft aus der Bildebene heraus. Die Lage der Profilinie ist in Abbildung 43 dargestellt. Die Schraffur des Paragneises zeigt die scheinbare Schieferungsorientierung.

An Teilscholle 1 schließen die dachziegelartig gestaffelten Teilschollen 2-6 an. Diese können als keilförmige Blöcke interpretiert werden, die hangabwärts versetzt angeordnet sind. Die einzelnen Gleitbahnen der Schollen vereinigen sich in der Tiefe zu einer gemeinsamen basalen Gleitzone, die im Bereich des Töllgrabens ausläuft. Die Gliederung und Dimension der einzelnen Schollen wird durch markante Rutschungsstufen im Gelände sichtbar. Hangabwärts nimmt die Mächtigkeit der Schollen sukzessive ab. Die Teilscholle 5 befindet sich im untersten Hangabschnitt und ist der direkten Erosion des Töllgrabens ausgesetzt. Die

Teilscholle 6 bildet schließlich eine morphologisch eigenständige Bewegungsmasse. Sie hat sich infolge der Tiefenerosion des Töllbaches teilweise von den hangaufwärts gelegenen Schollen 2-5 entkoppelt.

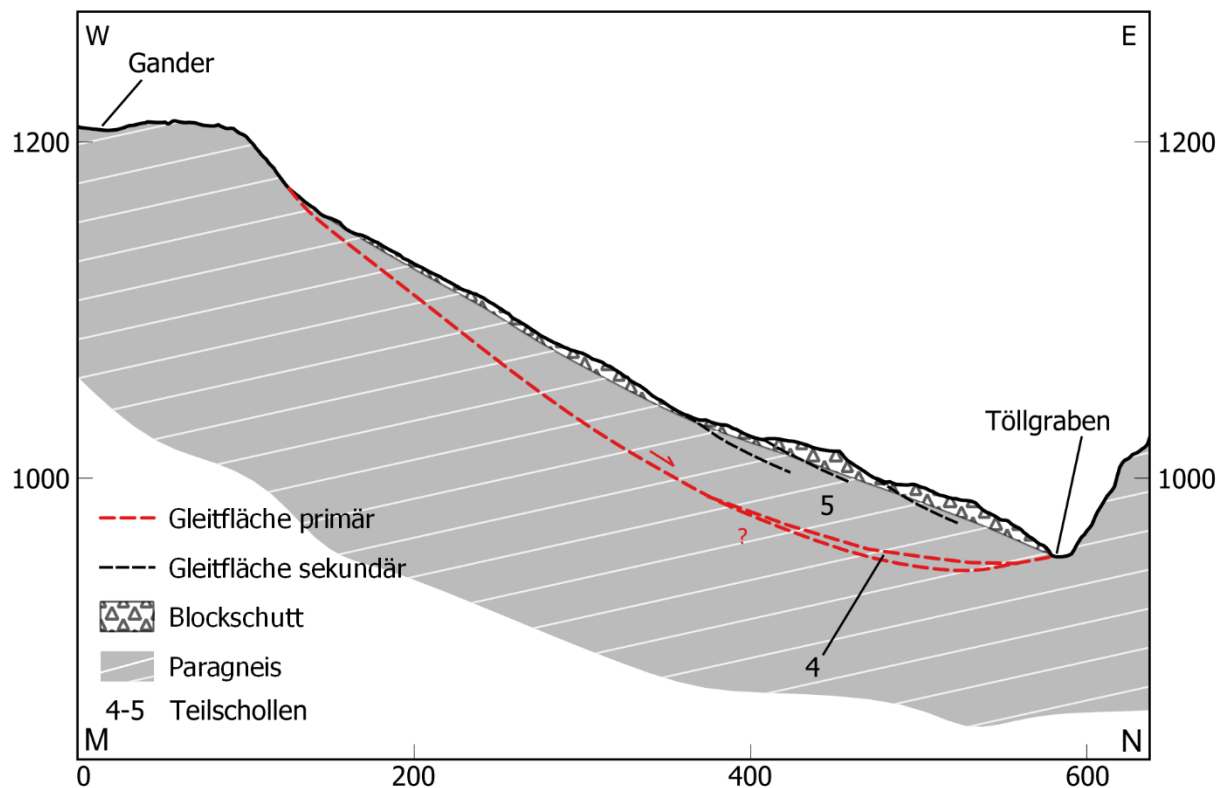


Abbildung 45: Querprofil M-N durch die DSGSD von Partschins mit Darstellung des Schollenaufbaus. Die Lage der Profillinie ist in Abbildung 43 dargestellt. Die Schraffur des Paragneises zeigt die scheinbare Schieferungsorientierung.

7.1.5 Ansätze zur kinematischen Entwicklung der DSGSD

Ausgangspunkt für die kinematische Entwicklung der DSGSD von Partschins ist die ausgeprägte strukturelle Vorprägung des Gebirgskörpers. Dadurch überlagern sich topografisch induzierte Spannungen mit exhumationsbedingten Entlastungsspannungen sowie regionalen Spannungsfeldern und erzeugen ein komplexes, räumlich variables Spannungsmuster.

Nach Crosta et al. (2013) wird diese Vorprägung durch glaziale Prozesse verstärkt. Durch die Eisauflast während der letzten Glazialen wirkten zusätzliche hydrostatische Kompressionsspannungen auf den Gebirgskörper, die die bestehenden Spannungszustände teilweise kompensierten (Abbildung 46 A). Im Zuge der Deglaziation kam es hingegen zu einer abrupten Entlastung, was eine intensive Felslockung und Bruchbildung begünstigte (Abbildung 46 B). Die wiederholten glazial-interglazialen Lastwechsel sowie die postglaziale Reliefverjüngung führten zu einer fortschreitenden strukturellen Schwächung des

Felsverbandes und bildeten die grundlegende Voraussetzung für die spätere Ausbildung der DSGSD von Partschins.

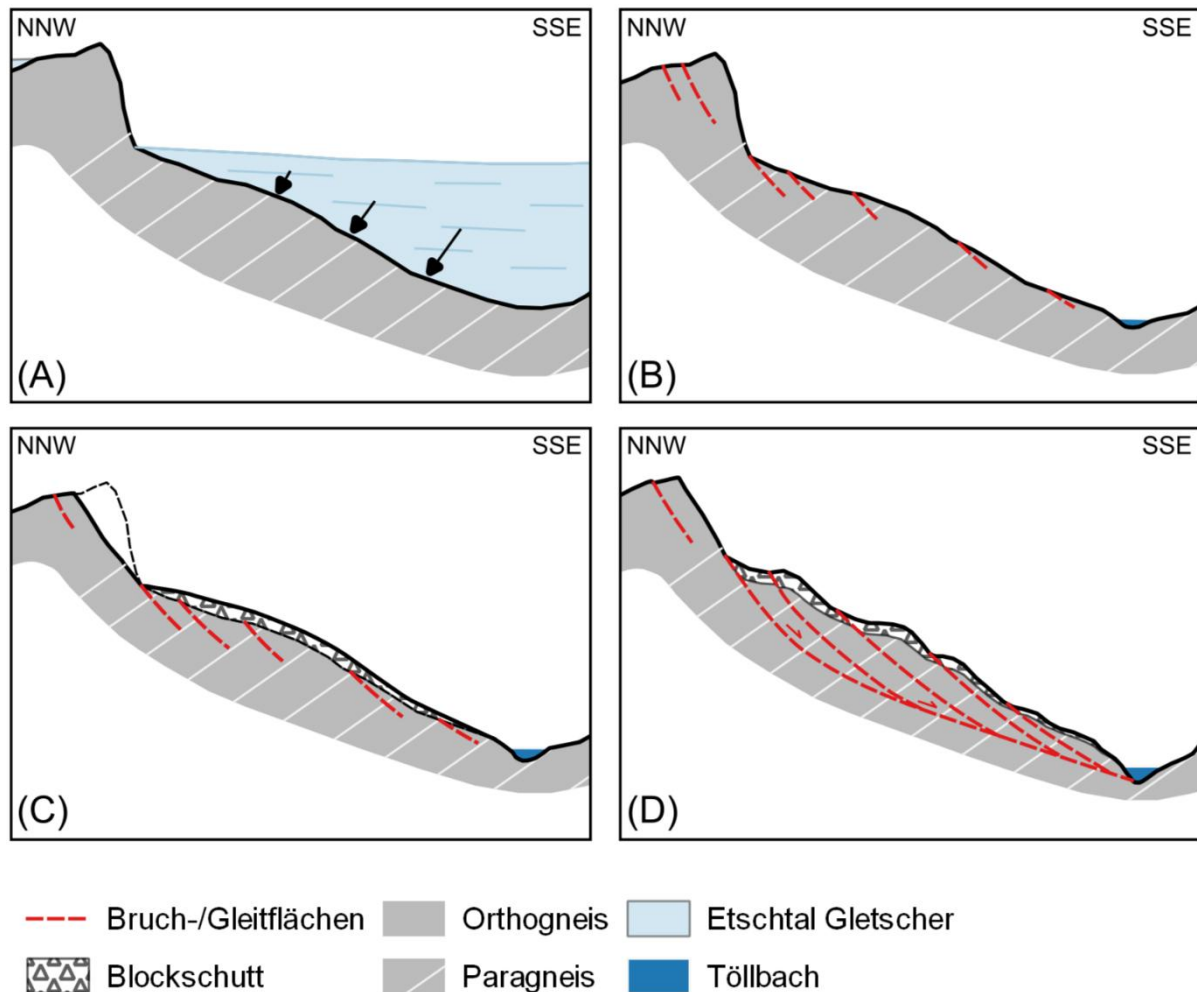


Abbildung 46: Schematische Darstellung der kinematischen Entwicklung der DSGSD von Partschins. (A) Ausgangszustand während der letzten Vergletscherung mit Etschtal-Gletscher und glazialer Kompressionswirkung auf Hang. (B) Postglaziale Entlastung nach dem Gletscherrückzug mit beginnender Ausbildung von Bruch- und Gleitflächen. (C) Fortschreitende Eintiefung des Töllbaches mit Bruchfortpflanzung und Bergsturz im Gratbereich mit nachfolgender Blockschuttbedeckung. (D) Aktueller Zustand mit vollständig ausgebildetem Gleitflächensystem und aktiver Bewegung der Teilschollen in Richtung Töllgraben.

Im Rahmen der langfristigen Entwicklungsgeschichte ist zudem möglich, dass wiederholt auftretende seismische Ereignisse (z.B. Partschinscher Beben 2001, Magnitude 4,8, SGN-ISPRA, 2010) zur strukturellen Vorschädigung des Gebirgskörpers beigetragen oder einzelne Deformationsphasen beeinflusst bzw. reaktiviert haben, auch wenn sich deren konkrete zeitliche Wirkung im Detail nicht rekonstruieren lässt.

An dieser Stelle ist festzuhalten, dass die morphologischen Strukturen des Hanges sowie die Einengung durch den Festgesteinskeil im Fußbereich beim Greiterhof auf eine SE-gerichtete Bewegung des Hanges hindeuten. Die DSGSD von Partschins wird dabei im Osten durch die DSGSD von Algund begrenzt, die sich vorrangig nach S bewegte (Willerich, 2013) und damit eine weitere Ausdehnung der DSGSD von Partschins in diese Richtung verhinderte. Nach Willerich (2013) konnten in den Nackentälchen der DSGSD von Algund würmeiszeitliche

Tillverfüllungen festgestellt werden, was für ein prähwürmzeitliches Mindestalter dieser Strukturen spricht. Der genaue Beginn der DSGSD von Partschins bleibt hingegen unklar. Da das Gebiet jedoch durch mehrere glaziale Ereignisse geprägt wurde, ist auch ein Bewegungsbeginn im Riß-Würm-Interglazial nicht auszuschließen. Darüber hinaus könnte die stärker verwitterte Oberfläche der DSGSD von Algund darauf hinweisen, dass dieses System älter ist und sich früher in Richtung Tal ausgeprägt hat.

Die weitere Ausbildung der Bruch- und Gleitflächen ist in erster Linie auf die fluviale Erosion des Töllbaches und die fortschreitende Eintiefung des Töllgrabens zurückzuführen (Abbildung 46C). Durch das Einschneiden des Töllbaches wurde der Hangfuß der DSGSD von Partschins zunehmend destabilisiert, wodurch sich die Ausbildung der Gleitflächen fortsetzte. In der Folge entwickelten sich im Gratbereich am Kopf der DSGSD Gleitflächen, die zum Versagen des Gratbereiches und schlussendlich zu einem Bergsturz führten, welcher das Hanggelände mit blockigem Material bedeckte. Hierfür spricht sowohl die Blockgröße des vorliegenden Materials als auch die Tatsache, dass es lithologisch vorwiegend dem Orthogneis zuzuordnen ist. Erst als der Töllgraben ausreichend tief in den Hang eingeschnitten hatte, waren die Gleitflächen vollständig ausgebildet. Die DSGSD begann sich zu bewegen und die einzelnen Teilschollen bildeten sich aus (Abbildung 46D). Ein analoger Prozess wird an der DSGSD bei Putanpunas (Taiwan) beobachtet (Lo, 2017). Dort erzeugt die Interaktion zwischen fluviatiler Tiefenerosion und der Entwicklung von Gleitflächen eine vergleichbare Deformationsdynamik, jedoch in einem deutlich kürzeren Zeitraum.

Heute sind im Bereich des Töllgrabens kleinräumige Rutschungen zu beobachten. Der Töllgraben erodiert und transportiert fortschreitend das bewegte Material, was auf die Ausbildung des großen alluvialen Schuttfächers im Talboden zurückzuführen ist. Gleichzeitig verhindert dieser Materialaustrag die Ausbildung einer für DSGSD typischen Aufwölbung am Hangfuß. Die anhaltende Aktivität der DSGSD wird zudem durch das Spaltenmonitoring im Bereich der Hochgangscharte und der Spronser Rötelspitze sowie durch die unterschiedlichen Bewegungsraten der Teilschollen anhand der InSAR-Auswertungen belegt.

7.2 Hangbewegungsdaten

Grundsätzlich ist festzuhalten, dass die durchgeführte Sichtbarkeitsanalyse für den Sentinel-1A-Satelliten im Hinblick auf geometrische Verzerrungen sowie unter Berücksichtigung der Vegetationsbedeckung eine geeignete Abgrenzung jener Bereiche ermöglichte, in denen eine InSAR-Auswertung durchführbar ist. Gleichzeitig zeigte sich jedoch, dass das Untersuchungsgebiet für eine InSAR-Analyse nicht optimale Voraussetzungen bietet. Bereits McCormack et al. (2011) weisen darauf hin, dass Nord-Süd orientierte Hangexpositionen für die Erfassung mit Sentinel-1 aufgrund der seitlichen Blickgeometrie nur eingeschränkt geeignet sind. Im konkreten Fall von Partschins wird dies im Vergleich der MPD-Karten deutlich. Verwertbare Ergebnisse werden im Wesentlichen nur im ascending Orbit, oberhalb der Waldgrenze, erzielt. Bewaldete und ungünstig exponierte Hangbereiche weisen nur eine

geringe Dichte stabiler Messpunkte auf. Diese Ergebnisse decken sich mit den Erkenntnissen von Del Soldato et al. (2021), die vergleichbare Einschränkungen der InSAR-Sichtbarkeit in topografisch komplexen und bewaldeten Gebieten dokumentieren.

Trotz dieser limitierenden Faktoren ermöglichen die DInSAR-Ergebnisse eine erste räumliche Einordnung der Bewegungsaktivität in das Teilschollenmodell. Die Verschiebungsraten an den verschiedenen Messpunkten (MP03-MP11) entlang der LOS liegen zwischen -3 bis -11 mm/Jahr. Die daraus abgeleiteten Verschiebungswerte entlang der DSGSD-Bewegungsrichtung variieren zwischen -3 bis -25 mm/Jahr. Die Umrechnung der LOS-Raten in Verschiebungsraten entlang der DSGSD-Bewegungsrichtung hängt dabei stark von der jeweils lokalen Hangneigung ab. Mit zunehmendem Radius des zur Neigungsbestimmung herangezogenen Umkreises tritt die übergeordnete Hangbewegung deutlicher hervor, während kleinräumige Bewegungen weniger stark ins Gewicht fallen. Im vorliegenden Beispiel wurde ein Umkreis von 10 m gewählt, sodass für die einzelnen Messpunkte auch lokale bzw. sekundäre Bewegungsprozesse sichtbar werden. Daraus zeigt sich, dass neben der primären tiefgründigen Bewegung auch sekundäre Bewegungsprozesse an der Hangdynamik beteiligt sind, welche für die interne Differenzierung der Teilschollen sprechen. Diese räumliche Variabilität der Bewegungsraten unterstreicht somit die Komplexität des multikinematischen Systems und bestätigt, dass weder die gesamte Rutschmasse noch die einzelnen Teilschollen als homogene Einheiten reagieren.

Ein Vergleich der eigenen InSAR-Auswertung mit den Level-2a-Produkten des EGMS zeigt grundlegende Unterschiede in der Referenzierungsstrategie. In der vorliegenden Arbeit wurde die Deformation anhand von vier als stabil angenommenen Referenzpunkten entlang des Gratbereichs bestimmt, um die Bewegungen innerhalb des Untersuchungsgebiets entlang der LOS zu rekonstruieren. Die berechneten Geschwindigkeiten stellen somit ein lokal relativiertes Bewegungsfeld dar.

Beim EGMS-Level-2a-Produkt handelt es sich ebenfalls um ein lokal referenziertes Basisprodukt, jedoch mit einer systematisch definierten Referenzierung auf Ebene einzelner SAR-Frames. Ein „Frame“ bezeichnet dabei einen konsistenten Stapel von SAR-Aufnahmen (Image Stack), der denselben geografischen Bereich entlang einer Satellitenspur (Track) abdeckt. Für jeden dieser Frames wird genau ein Referenzpunkt festgelegt, auf den sämtliche Messpunkte innerhalb des Frames relativ bezogen werden (Crosetto et al., 2020). Die Level-2a-Geschwindigkeiten sind daher innerhalb eines Frames intern konsistent, besitzen jedoch noch keine großräumig vereinheitlichte, GNSS-kalibrierte Referenz.

Im direkten Vergleich zeigen die im Rahmen dieser Arbeit berechneten LOS-Geschwindigkeiten tendenziell geringere Bewegungsraten als die entsprechenden EGMS-Level-2a-Daten derselben Position (Abbildung 47, Anhang C). Dies kann zum einen auf die unterschiedliche Referenzierung der Datensätze zurückgeführt werden. Zum anderen sind residuale atmosphärische Signalanteile (Coutinho et al., 2023) nicht auszuschließen, die insbesondere bei kleinräumigen Untersuchungsgebieten und begrenzter Zeitreihenlänge zu einer Dämpfung oder Verzerrung der berechneten Deformationsraten führen können (Havazli

& Wdowinski, 2021). Zudem zeigt sich am Messpunkt MP03 zwischen Herbst 2020 und Herbst 2021 eine Verschiebung zum Satelliten, was unter Umständen auch auf atmosphärisches Rauschen zurückzuführen ist. Entsprechend ist die Interpretation der LOS-Verschiebungsraten sowie der abgeleiteten Geschwindigkeitswerte in DSGSD-Bewegungsrichtung mit Vorsicht vorzunehmen. Für die kinematische Bewertung der DSGSD ist daher primär das räumliche Deformationsmuster entscheidend, weniger die Genauigkeit einzelner mm/Jahr-Werte.

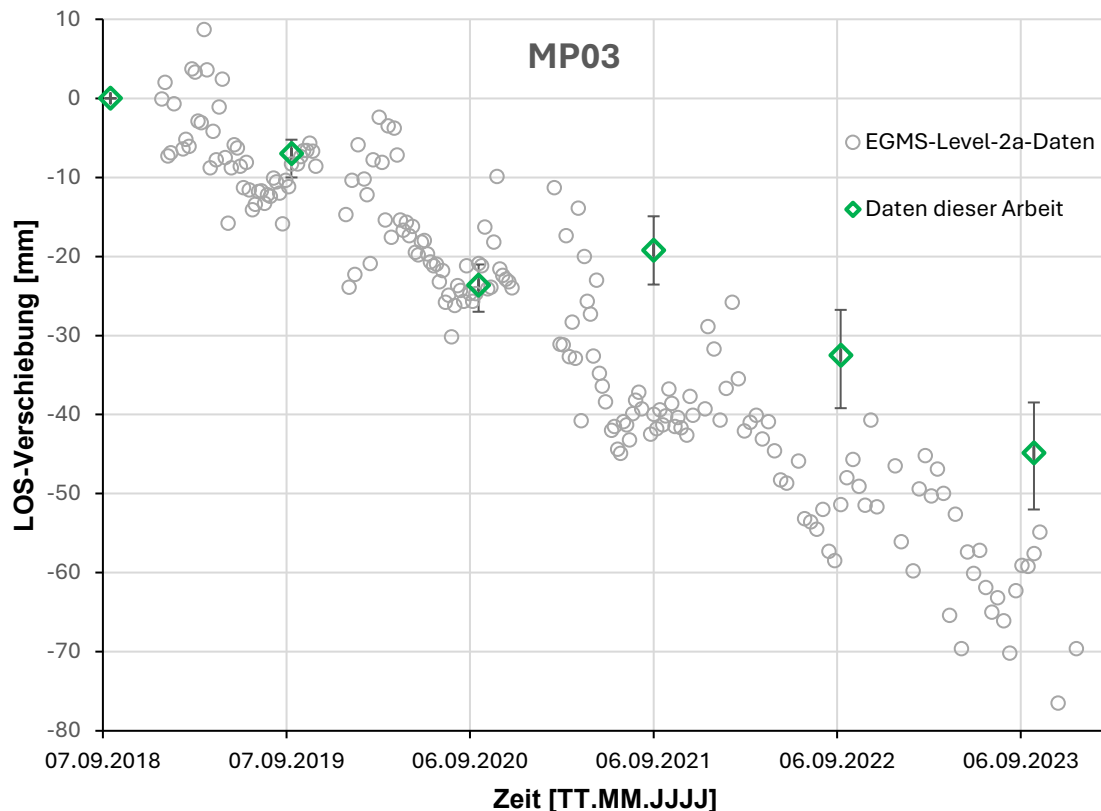


Abbildung 47: Vergleich der kumulierten Sentinel-1A ascending LOS-Verschiebung am Messpunkt MP03 zwischen den EGMS-Level-2a-Daten und den im Rahmen dieser Arbeit prozessierten InSAR-Daten. Fehlerbalken geben die Unsicherheit der eigenen Messungen an.

7.3 Hydrologisches Modell

Aufbauend auf dem geologischen Modell ermöglichen die Ergebnisse der hydrologischen Erhebungen eine Erstellung eines ersten hydrogeologischen konzeptionellen Modells für das Untersuchungsgebiet. Dieses ist wesentlich, da bekannt ist, dass Wasser und damit verbundene hydrologische Einflüsse wichtige Steuerungsgrößen für die Dynamik von DSGSDs darstellen. Ein Grund dafür ist, dass ein erhöhter Porenwasserdruck die effektiven Spannungen im Hang reduziert und damit Beschleunigungen oder Reaktivierungen der Massenbewegung begünstigen kann (Agliardi et al., 2020; Agliardi & Crippa, 2022).

Die kartierte Quellverteilung zeigt zwei räumlich klar voneinander abgegrenzte Cluster (Abbildung 32). Ein Quellcluster liegt am Lithologiewechsel von Orthogneis zu Paragneis im oberen Hangabschnitt. Ein zweiter befindet sich am unteren Hangfuß, im Bereich der Teilscholle 5. Der überwiegende Teil des Hanges ist hingegen weitgehend trocken, was auf die hohe Wasserwegsamkeit des durchgängig zerklüfteten Gesteinsverbandes und die mächtige Überlagerung durch Blockschutt zurückzuführen ist.

Bemerkenswert ist die dauerhaft hohe Abflussaktivität im Ursprungsgebiet des Töllgrabens an der Südseite der Rötelspitze, die bereits von Willerich (2013) und Skuk (1997) dokumentiert wurde. Diese anhaltende Abflussaktivität, auch während längerer Trockenperioden, ist für derart exponiertes Hochgebirgsgelände untypisch. Dort ist in der Regel ein geringes Wasserangebot mit periodischer Abflussaktivität zu erwarten. Auch die im Rahmen dieser Arbeit beprobten Quellen an der Lithologiegrenze zeigten während der Trockenperiode im August unerwartet hohe Schüttungsraten. In diesem Zusammenhang könnten die Spronser Seen nördlich des Gratbereichs eine wichtige Rolle spielen. Ihr verhältnismäßig kleines hydrologisches Einzugsgebiet sowie der niedrige LF-Wert des Langensees deuten auf eine Speisung vorwiegend durch Regen- und Schmelzwasser hin. Die Schieferungsflächen des umliegenden Orthogneises sind NW- bis N-orientiert und können aufgrund dieser Tatsache nicht als primäre Fließwegflächen in Richtung DSGSD fungieren. Die beschriebene hydrologische Situation lässt sich jedoch dadurch erklären, dass innerhalb des Orthogneises über das Kluftsystem Wasserwegsamkeiten bestehen, die einerseits eine Grundwasserneubildung ermöglichen und andererseits eine Ableitung der unterirdischen Wässer in Richtung des topografisch Tiefsten, also nach SE bis SSE, bewirken. Infolge von Permeabilitätsunterschieden zwischen Para- und Orthogneis kommt es am Lithologiewechsel daher zu Quellaustritten. Die permanent wasserführenden Seen, darunter Langsee und Milchsee, können dabei als speisende Wasserreservoirs angesehen werden und dürften entsprechenden Einfluss auf das hydrologische Regime des Untersuchungsgebiets ausüben.

Das Quellcluster im unteren Hangabschnitt ist durch das Zusammenspiel mehrerer Faktoren bedingt. Zum einen stammt ein Teil des austretenden Wassers aus den bergseitig linear und punktuell versickerten Oberflächenwässern, welche wiederum aus den Quellaustritten an der lithologischen Grenze Ortho-Paragneis entstehen. Zum anderen sind sie auf Geometrieänderungen der betroffenen Aquifere zurückzuführen, so z.B. das Auskeilen bzw. die Abnahme der Blockschuttmächtigkeit, die Einengung durch den Festgesteinskeil sowie das Auftreten interner Bruchstrukturen, die ausschließlich im Hangfußbereich nachgewiesen werden konnten. Diese Faktoren führen gemeinsam zum Austritt des Hangwassers an der Geländeoberfläche.

Die interne Bewegung des Wassers im Hang bleibt auf Grundlage der vorliegenden Daten spekulativ, da z.B. Aufschlüsse des Bergwassers in Form von Grundwassermessstellen im Projektgebiet fehlen. Auf Grundlage der Quelltemperaturen und der elektrischen Leitfähigkeit lassen sich mindestens zwei Entwässerungssysteme unterscheiden (Abbildung 48), basierend auf Quellen mit erhöhter Temperatur und höherer LF einerseits sowie kalte Quellen mit

niedrigerer LF andererseits. Das erste, oberflächennahe und wärmere System (A) ist an den Blockschutt gebunden, der aufgrund seiner hohen Porosität eine deutlich höhere hydraulische Durchlässigkeit aufweist. Quellen dieses Systems dürften entsprechend sensibler auf Niederschlagsereignisse reagieren. Als stauende Schicht fungiert dabei möglicherweise eine glaziale Ablagerung an der Lockergesteins-Festgesteinsgrenze. Glaziale Sedimente konnten im Rahmen dieser Arbeit zwar nur in der Nähe des Töllgrabens nachgewiesen werden, es ist jedoch plausibel, dass weitere Hangbereiche unterhalb des Blockschutts von glazialen Ablagerungen bedeckt sind (Messner, 2009). Die erhöhte Quelltemperatur dieses Systems könnte auf eine seichte Lage der Fließsysteme und damit auf eine Interaktion mit der Atmosphäre zurückzuführen sein. So könnte sich das Wasser während des Fließens durch den oberflächennahen Blockschutt infolge der Sonneneinstrahlung erwärmen, wenngleich dies durch weitere Messungen zu belegen wäre.

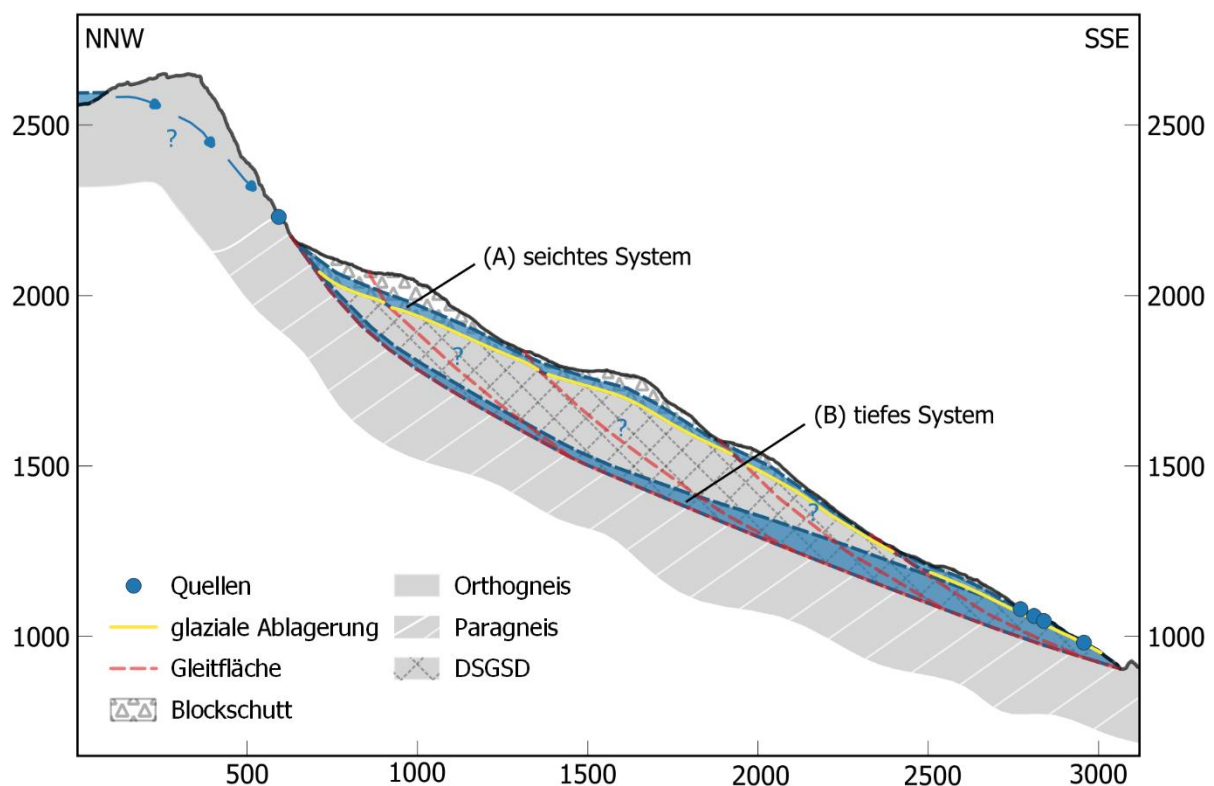


Abbildung 48: Hydrologisches Modell zur Hangentwässerung der DSGSD von Partschins. Die unterirdische Hangentwässerung erfolgt dabei entlang von einem seichten System A und tieferen System B.

Das zweite, tiefere und kältere System (B) fließt über das zerklüftete Gestein der DSGSD entlang der Gleitbahnen und tritt am Hangfuß an die Oberfläche. Agliardi et al. (2020) beschreiben dieses Phänomen für DSGSD, indem sich über den wenig durchlässigen basalen Gleitzonen ein schwebender Aquifer ausbildet, dessen Wasser an der untersten Teilscholle aus dem Hang austritt. Neben dem kontinuierlichen Wassereintrag aus den Spronser Seen ist auch der Einfluss von Niederschlägen zu berücksichtigen. Diese führen zu einem Anstieg der Wasserspiegelhöhen und in der Folge des Porenwasserdrucks, wodurch die effektiven Spannungen an den Gleitbahnen reduziert werden und Beschleunigungen der Massenbewegung ausgelöst werden können. Die Interaktion zwischen den beiden

Entwässerungssystemen entlang der Gleitbahnen der Teilschollen sowie über das zerklüftete Gestein der DSGSD bleibt offen.

Für ein vertieftes Verständnis der hydrologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sind weiterführende Untersuchungen erforderlich. Ein kontinuierliches Quellmonitoring (Schüttung, Temperatur, LF), ergänzt durch geochemische Beprobungen und Isotopenanalysen ($\delta^{18}\text{O}$), wäre geeignet, die Herkunft und Fließwege des Wassers genauer zu charakterisieren und den Einfluss der Hydrologie auf die Bewegungsdynamik der DSGSD quantitativ zu erfassen.

7.4 Vergleich mit der DSGSD Algund

Die DSGSD Partschins und die unmittelbar östlich angrenzende DSGSD Algund (Willerich, 2013) weisen sowohl bedeutende Gemeinsamkeiten als auch signifikante Unterschiede (Tabelle 6) auf, die im Folgenden gegenübergestellt werden.

Tabelle 6: Vergleich der Kenngrößen der DSGSD Partschins und der DSGSD Algund (Willerich, 2013).

Parameter	DSGSD Partschins	DSGSD Algund
Ausdehnung N-S	ca. 2,6 km	ca. 3,4 km
Ausdehnung E-W	ca. 1,6 km	ca. 2,9 km
Fläche	ca. 3,0 km ²	ca. 7,7 km ²
Volumen	ca. 0,9 km ³	ca. 2,5 km ³
Dominanter Bewegungsmechanismus	zentralen Bereich: translatorisch-rotatorisch Fußbereich: translatorisch	Überwiegend translatorisch-rotatorisch
Bewegungsrichtung	SE-SSE	Primär nach S, Randbereiche nach E und W
Hangfuß-Morphologie	Fehlende Aufwölbung	Deutliche Aufwölbung
Interne Strukturierung	6 Teilschollen	8 Teilschollen
Aktivität	Aktiv, extrem langsam bis sehr langsam	gering aktiv; weder inaktiv noch abgeschlossen
Quellverteilung	zwei Quellcluster im Kopf- und Fußbereich	weitgehend trocken
Entwässerung	unterirdisch über seichtes und tieferes System in Richtung Töllgraben	unterirdisch über Kluftsysteme in Richtung Talfüllung des Etschtals

Beide Hangbewegungen sind in derselben geologischen Einheit (Texel-Einheit) entwickelt und zeigen vergleichbare morphologische Merkmale wie Doppelgrate, Zerrstrukturen und Gleittreppensysteme. Gemeinsam ist ihnen ferner die südliche Exposition zum Etschtal, eine präglaziale Anlage mit glazialer Überprägung, aktuelle Bewegungsraten im mm/Jahr-Bereich sowie die Ausbildung komplexer, polyphasiger Gleitflächen entlang des Trennflächenengefüges. Die räumliche Nähe und die geologischen Parallelen legen nahe, dass beide Systeme auf dieselben Auslösefaktoren (glaziale Entlastung und fluviale Taleinschneidung) zurückgehen.

Abgesehen von den Dimensionen der DSGSDs, liegt der wesentliche Unterschied in der Komplexität der internen Strukturierung. Während Willerich (2013) für die DSGSD von Algend acht Teilschollen mit einer primären Bewegungsrichtung nach Süden sowie Randbereiche mit Bewegungsrichtungen nach Westen und Osten identifizierte, zeigt die DSGSD von Partschins ein weniger stark segmentiertes Erscheinungsbild mit sechs Teilschollen, deren Bewegungsrichtungen überwiegend nach SE bis SSE orientiert sind (Abbildung 49). Ein weiterer Unterschied betrifft die morphologische Ausprägung des Hangfußes. Für Algend ist eine deutliche Hangfußaufwölbung dokumentiert, während eine solche bei Partschins fehlt. Obwohl beide DSGSDs wahrscheinlich auf ähnliche Auslösemechanismen zurückzuführen sind, scheinen sie unterschiedliche Entwicklungspfade eingeschlagen zu haben. Während das Einschneiden des Töllgrabens den notwendigen Raum für die Bewegung und die Ausbildung der Gleitbahnen der DSGSD von Partschins geschaffen haben dürfte, wird für die DSGSD von Algend das Einschneiden der Etsch als maßgeblicher Prozess diskutiert (Willerich, 2013). Eine weiterhin offene und interessante Fragestellung betrifft das unterirdische Entwässerungssystem der beiden Instabilitäten.

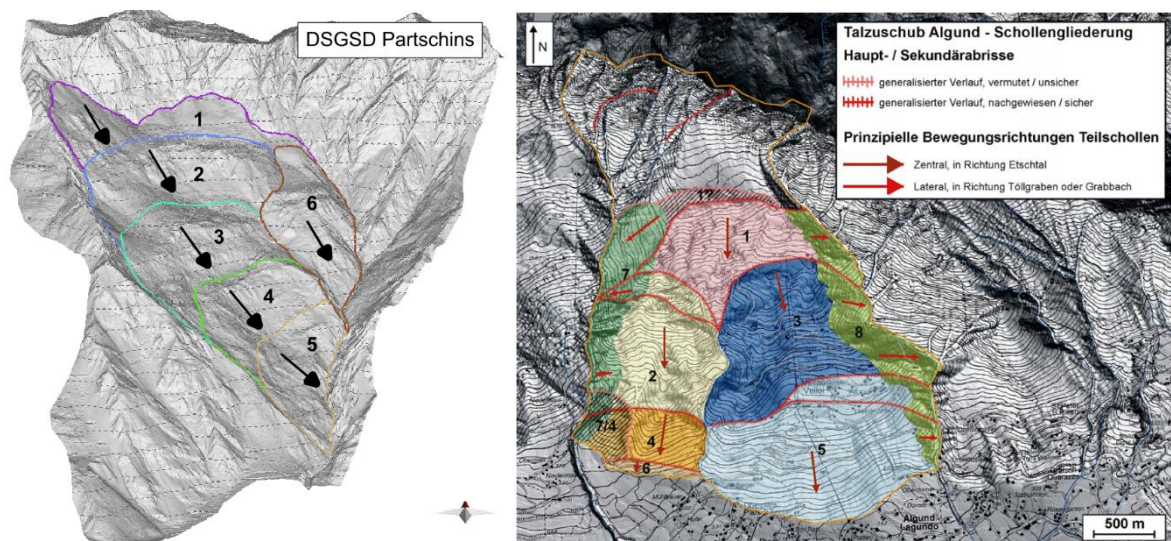


Abbildung 49: Vergleich der DSGSD von Partschins (links 3D-Modell) und der DSGSD von Algend (rechts Kartenansicht nach Willerich, 2013) mit jeweils Teilschollengliederung und zugehöriger Bewegungsrichtung.

Diese Unterschiede deuten darauf hin, dass trotz vergleichbarer geologischer Rahmenbedingungen lokale Faktoren wie die Talgeometrie, die fluviale Dynamik sowie das

hydrogeologische System einen entscheidenden Einfluss auf die strukturelle Entwicklung und das Bewegungsverhalten von DSGSD haben können.

8 FAZIT UND AUSBLICK

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die DSGSD von Partschins zu charakterisieren und ihre Bewegungsdynamik anhand geomorphologischer, struktureller, satellitengestützter und hydrologischer Daten zu analysieren. Im Folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse der vier definierten Forschungsziele zusammenfassend dargestellt.

(1) Charakterisierung und Klassifikation der DSGSD

Die im Untersuchungsgebiet erfasste Hangverformung wird als tiefgründige gravitative Hangdeformation (DSGSD) klassifiziert. Sie erstreckt sich über eine Fläche von ca. 3 km² zwischen dem Kamm der Hohen Wiege im Westen und dem Töllgraben im Osten, mit einer maximalen Längsausdehnung von 2,6 km und einer Höhendifferenz von rund 1.300 m. Das geschätzte Volumen der bewegten Masse beträgt bei angenommener mittlerer Mächtigkeit von 300 m ca. 0,9 km³. Die DSGSD zeigt alle charakteristischen morphologischen Merkmale tiefgründiger Hangdeformationen: Doppelgrate, Zugspalten, Nackentälchen und ausgeprägte Rutschungsstufen im zentralen Bereich. Das Fehlen einer ausgeprägten Aufwölbung am Hangfuß wird auf die kontinuierliche fluviale Abtragung durch den Töllgraben zurückgeführt. Kinematisch handelt es sich um eine komplexe Massenbewegung, bei der translatorisches und rotatorisches Gleiten den dominanten Mechanismus darstellt, überlagert von lokalen Kipp-, Fließ- und Sturzprozessen. Auf Grundlage der struktureologischen Befunde ist eine Bewegung entlang polygonaler Gleitbahnen am plausibelsten, die durch das lokale Trennflächengefüge kontrolliert wird. Die interne Zerlegung des Hanges lässt sich in sechs Teilschollen mit Bewegungsrichtungen nach SE bis SSE gliedern.

(2) Satellitengestützte Erfassung der Hangdeformation

Die Sentinel-1A-Sichtbarkeitsstudie zeigte, dass das Untersuchungsgebiet für eine InSAR-Analyse keine optimalen Voraussetzungen bot. Verwertbare Ergebnisse wurden ausschließlich im ascending Orbit und überwiegend oberhalb der Waldgrenze erzielt. Trotz dieser Einschränkungen konnten aus der zeitreihenbasierten DInSAR-Auswertung der Sentinel-1A-Daten (2018-2023) räumlich differenzierte Bewegungsraten von bis zu -11 mm/Jahr entlang der LOS ermittelt werden, das einer abgeleiteten Bewegung von bis zu -25 mm/Jahr in DSGSD-Bewegungsrichtung entspricht. Die DSGSD von Partschins ist damit der Geschwindigkeitsklasse „extremely slow“ bis „very slow“ nach Cruden & Varnes (1996) zuzuordnen. Die zeitlichen Verschiebungsreihen zeigen eine weitgehend kontinuierliche hangabwärts-gerichtete Bewegung und spiegeln die Differenzierung der Teilschollen und die Komplexität der Gesamtbewegung wider. Im Vergleich liegen die ermittelten LOS-Raten unter den entsprechenden EGMS-Level-2a-Werten, was auf die gewählte lokale Referenzierungsstrategie und residuale atmosphärische Einflüsse zurückgeführt wird.

(3) Kinematisches und hydrogeologisches Modell

Das Zusammenführen aller erhobenen Datensätze erlaubt die Ableitung eines geologisch-kinematischen Entwicklungsmodells. Die DSGSD von Partschins geht neben der tektonischen Vorprägung auf eine Abfolge glazialer und postglazialer Prozesse zurück. Nach der glazialen Entlastung setzte eine fortschreitende Felslockung und Kluftbildung ein, die durch die fluviale Eintiefung des Töllgrabens und die damit verbundene Destabilisierung des Hangfußes verstärkt wurde. Ein früher Bergsturz im Gratbereich bedeckte den zentralen Hangbereich mit den charakteristischen Orthogneisblöcken. Die heute beobachtbare Hangbewegung der sechs Teilschollen ist Ergebnis dieser mehrphasigen kinematischen Entwicklung.

Das hydrogeologische Modell unterscheidet zwei Entwässerungssysteme: ein oberflächennahes, wärmeres System (A), das an den Blockschutt gebunden ist und durch glaziale Ablagerungen gestaut wird, sowie ein tieferes, kälteres System (B), das entlang der Gleitbahnen im zerklüfteten Festgestein fließt und am Hangfuß austritt. Die Quellverteilung zeigt zwei räumlich klar abgegrenzte Cluster; im oberen Bereich an der Lithogrenze zwischen Orthogneis und Paragneis sowie im unteren Hangabschnitt im Bereich der Teilscholle 5. Die genauen Fließwege und Interaktionen zwischen den beiden Entwässerungssystemen lassen sich derzeit jedoch nicht eindeutig bestimmen und bleiben Gegenstand zukünftiger hydrologischer Untersuchungen.

(4) Regionale Einordnung und Vergleich mit der DSGSD Algund

Der Vergleich mit der benachbarten DSGSD Algund verdeutlicht, dass beide Systeme trotz vergleichbarer geologischer Rahmenbedingungen (gleiche tektonische Einheit, ähnliche Auslösemechanismen, vergleichbare Bewegungsraten) unterschiedliche Entwicklungspfade eingeschlagen haben. Während für die früher einsetzende DSGSD von Algund die Eintiefung der Etsch als destabilisierend gilt, spielt in Partschins die Eintiefung des Töllgrabens die entscheidende Rolle. Lokale Faktoren wie Talgeometrie, fluviale Dynamik und das hydrogeologische System erweisen sich somit als maßgebend für die strukturelle Entwicklung und das aktuelle Bewegungsverhalten.

Mit dieser Arbeit wurde die DSGSD von Partschins erstmals systematisch und multimethodisch untersucht. Dennoch bleiben weiterhin Fragen zur internen Struktur sowie der Bewegungsdynamik der Hangdeformation offen, die Gegenstand zukünftiger Forschung sein sollten. Geophysikalische Untersuchungen (z.B. Elektrotomographie oder Georadar) könnten helfen, die Lage der Gleitbahnen und die Mächtigkeit des überlagernden Blockschutts zu bestimmen. Darüber hinaus könnten wiederholte LiDAR-Befliegungen und die Analyse von Differenzmodellen in Zukunft eine genauere Bestimmung der Bewegungsraten ermöglichen. Zudem sollten die hydrologischen Einflüsse auf die Hangbewegung durch ein langfristiges Quellmonitoring sowie hydrochemische und isotopehydrologische Analysen (z. B. $\delta^{18}\text{O}$ und Tritium) weiter untersucht werden, um die Fließsysteme und ihre Wechselwirkungen mit der

DSGSD besser zu erfassen. Die gewonnenen Erkenntnisse bilden damit einen wichtigen Ausgangspunkt für weiterführende Forschung, sowohl im Hinblick auf ein vertieftes Verständnis alpiner Massenbewegungen als auch für eine weiterführende Gefahrenbewertung im Untersuchungsgebiet.

9 DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wäre ohne die Unterstützung zahlreicher Personen nicht möglich gewesen, bei denen ich mich an dieser Stelle herzlich bedanken möchte.

Besonderer Dank gilt Mag. Dr. Hannah Pomella, die mich mit fachlicher Expertise, wertvollen Anregungen und großem Engagement durch den gesamten Forschungsprozess begleitet hat. Ebenso danke ich assoz. Prof. Mag. Dr. Martin Rutzinger für die kompetente Betreuung sowie für die konstruktiven Diskussionen im Bereich der Fernerkundung.

Dem Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Provinz Bozen, insbesondere Daniel Costantini und Dr. Volkmar Mair, danke ich für die unkomplizierte Zusammenarbeit, die Bereitstellung wertvoller Datensätze und den bereichernden fachlichen Austausch. Dr. Ulrich Burger danke ich für seine Zeit und seine wertvollen Impulse zu den hydrogeologischen Fragestellungen dieser Arbeit.

Meinen Bürokollegen Simon Hinterwirth und Thomas Klotz danke ich für ihre stete Hilfsbereitschaft und die angenehme Arbeitsatmosphäre.

Von Herzen danke ich schließlich meiner Familie und meinen Freunden, die mich nicht nur während dieser Arbeit, sondern durch mein gesamtes Studium hindurch mit Geduld, Motivation und Rückhalt begleitet haben.

10 QUELLENVERZEICHNIS

10.1 Literatur

- Abele, G. (1974) "Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen", *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, No. 25.
- Agliardi, F. & Crippa, C. (2022) "Deep-Seated Gravitational Slope Deformations", *Treatise on Geomorphology (Second Edition)*, Vol. 5, S. 183–199 [Online]. DOI: 10.1016/B978-0-12-818234-5.00182-6.
- Agliardi, F., Crosta, G. & Zanchi, A. (2001) "Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics", *Engineering Geology*, Vol. 59, No. 1, S. 83–102 [Online]. DOI: 10.1016/S0013-7952(00)00066-1.
- Agliardi, F., Crosta, G. B. & Frattini, P. (2012) "Slow rock-slope deformation", in Clague, J. J. & Stead, D. (Hg.) *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*, Cambridge, Cambridge University Press, S. 207–221.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., Frattini, P. & Malusà, M. G. (2013) "Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 365, S. 263–274 [Online]. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.01.030.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., Zanchi, A. & Ravazzi, C. (2009) "Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy", *Geomorphology*, Vol. 103, No. 1, S. 113–129 [Online]. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.09.015.
- Agliardi, F., Riva, F., Barbarano, M., Zanchetta, S., Scotti, R. & Zanchi, A. (2019) "Effects of tectonic structures and long-term seismicity on paraglacial giant slope deformations: Piz Dora (Switzerland)", *Engineering Geology*, Vol. 263, S. 105353 [Online]. DOI: 10.1016/j.enggeo.2019.105353.
- Agliardi, F., Scuderi, M. M., Fusi, N. & Collettini, C. (2020) "Slow-to-fast transition of giant creeping rockslides modulated by undrained loading in basal shear zones", *Nature communications*, Vol. 11, No. 1, S. 1352 [Online]. DOI: 10.1038/s41467-020-15093-3.
- Agliardi, F., Zanchi, A. & Crosta, G. B. (2009) "Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range", *Tectonophysics*, Vol. 474, No. 1, S. 250–270 [Online]. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.02.019.
- Amato, G., Devoti, R., Fubelli, G., Aringoli, D., Bignami, C., Galvani, A., Moro, M., Polcari, M., Saroli, M., Sepe, V. & Stramondo, S. (2018) "Step-like displacements of a deep seated gravitational slope deformation observed during the 2016–2017 seismic events in Central Italy", *Engineering Geology*, Vol. 246, S. 337–348 [Online]. DOI: 10.1016/j.enggeo.2018.10.014.
- Barla, G. (2018) "Numerical modeling of deep-seated landslides interacting with man-made structures", *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, Vol. 10, No. 6, S. 1020–1036 [Online]. DOI: 10.1016/j.jrmge.2018.08.006.
- Barton, N. & Choubey, V. (1977) "The shear strength of rock joints in theory and practice", *Rock Mechanics Felsmechanik Mécanique des Roches*, Vol. 10, 1-2, S. 1–54 [Online]. DOI: 10.1007/BF01261801.

- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. & Sansosti, E. (2002) "A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40, No. 11, S. 2375–2383 [Online]. DOI: 10.1109/TGRS.2002.803792.
- Bieniawski, Z. T. (1989) *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*, John Wiley & Sons.
- Braun, A. & Veci, L. (2021) *Sentinel1-Toolbox: TOPS Interferometry Tutorial* [Online], SkyWatch Space Applications Inc. Verfügbar unter <https://step.esa.int/main/> (Abgerufen am 13 Oktober 2025).
- Chigira, M. (1992) "Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep", *Engineering Geology*, Vol. 32, No. 3, S. 157–184 [Online]. DOI: 10.1016/0013-7952(92)90043-X.
- Cignetti, M., Godone, D., Notti, D., Giordan, D., Bertolo, D., Calò, F., Reale, D., Verde, S. & Fornaro, G. (2023) "State of activity classification of deep-seated gravitational slope deformation at regional scale based on Sentinel-1 data", *Landslides*, Vol. 20, S. 2529–2544 [Online]. DOI: 10.1007/s10346-023-02114-7.
- Copernicus (2022) "Copernicus DEM - Global and European Digital Elevation Model" [Online]. DOI: 10.5270/ESA-c5d3d65.
- Coutinho, R., Alves, J., Moreira, H., Pontes, J. & Aragão Júnior, W. (2023) "Applicability of the InSAR technique for slope monitoring", *Soils and Rocks*, Vol. 46, No. 4 [Online]. DOI: 10.28927/SR.2023.008023.
- Crippa, C., Franzosi, F., Zonca, M., Manconi, A., Crosta, G. B., Dei Cas, L. & Agliardi, F. (2020) "Unraveling Spatial and Temporal Heterogeneities of Very Slow Rock-Slope Deformations with Targeted DInSAR Analyses", *Remote Sensing*, Vol. 12, No. 8, S. 1329 [Online]. DOI: 10.3390/rs12081329.
- Crosetto, M., Solari, L., Mróz, M., Balasis-Levinsen, J., Casagli, N., Frei, M., Oyen, A., Moldestad, D. A., Bateson, L., Guerrieri, L., Commerci, V. & Andersen, H. S. (2020) "The Evolution of Wide-Area DInSAR: From Regional and National Services to the European Ground Motion Service", *Remote Sensing*, Vol. 12, No. 12, S. 2043 [Online]. DOI: 10.3390/rs12122043.
- Crosta, G. & Zanchi, A. (2000) "Deep Seated Slope Deformations: Huge, Extraordinary, Enigmatic Phenomena", in Bromhead, E., Dixon, N. & Ibsen, M.-L. (Hg.) *Landslides in Research, Theory and Practice: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides held in Cardiff on 26–30 June 2000*, Emerald Publishing Limited.
- Crosta, G. B., Agliardi, F., Frattini, P. & Zanchi, A. (2008) "Alpine inventory of deep-seated gravitational slope deformations", *Geophysical Research Abstracts presented at EGU General Assembly*, Vol. 10, S. 2709.
- Crosta, G. B., Frattini, P. & Agliardi, F. (2013) "Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps", *Tectonophysics*, Vol. 605, S. 13–33 [Online]. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.04.028.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) "Landslide Types and Processes", *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board*, Vol. 247, S. 36–57.

- Deere, D. U. (1963) "Technical description of rock cores for engineering purposes", *Rock Mechanics and Engineering Geology*, Vol. 1, S. 16–22.
- Del Soldato, M., Solari, L., Novellino, A., Monserrat, O. & Raspini, F. (2021) "A New Set of Tools for the Generation of InSAR Visibility Maps over Wide Areas", *Geosciences*, Vol. 11, No. 6, S. 229 [Online]. DOI: 10.3390/geosciences11060229.
- Eberhardt, E., Bonzanigo, L. & Loew, S. (2007) "Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part II. Mitigation measures and numerical modelling of deep drainage at Campo Vallemaggia", *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 44, No. 10, S. 1181–1199 [Online]. DOI: 10.1139/T07-044.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F. & Rucci, A. (2011) "A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks: SqueeSAR", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 49, No. 9, S. 3460–3470 [Online]. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2124465.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. (2001) "Permanent scatterers in SAR interferometry", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 1, S. 8–20 [Online]. DOI: 10.1109/36.898661.
- Frattini, P., Crosta, G. B., Rossini, M. & Allievi, J. (2018) "Activity and kinematic behaviour of deep-seated landslides from PS-InSAR displacement rate measurements", *Landslides*, Vol. 15, No. 6, S. 1053–1070.
- Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994) "Repeated change from crustal shortening to Orogen-Parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden", *Eclogae geologicae Helveticae*, Vol. 87, No. 2, S. 559–612.
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M. & Zebker, H. A. (1989) "Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 94, B7, S. 9183–9191 [Online]. DOI: 10.1029/JB094iB07p09183.
- Geudtner, D., Torres, R., Snoeij, P., Davidson, M. & Rommen, B. (2014) "Sentinel-1 System capabilities and applications", *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Quebec City, QC, 13.07.2014 - 18.07.2014, IEEE, S. 1457–1460.
- Geyer, O. F. (1993) *Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul*, Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntraeger-Verlag.
- Gischig, V., Preisig, G. & Eberhardt, E. (2016) "Numerical Investigation of Seismically Induced Rock Mass Fatigue as a Mechanism Contributing to the Progressive Failure of Deep-Seated Landslides", *Rock Mechanics and Rock Engineering*, Vol. 49, No. 6, S. 2457–2478 [Online]. DOI: 10.1007/s00603-015-0821-z.
- Giulia, S., Corrado, M., Giovanni, L., Silvia, C., Maurizio, C., Werner, C. & Volkmar, M. (2024) "Geophysical Investigation and 3D Modeling of Bedrock Morphology in an Urban Sediment-Filled Basin: The Case of Bolzano (Northern Italy)", *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 181, No. 6, S. 1871–1893 [Online]. DOI: 10.1007/s00024-024-03512-1.
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A. & Werner, C. L. (1988) "Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping", *Radio Science*, Vol. 23, No. 4, S. 713–720 [Online]. DOI: 10.1029/RS023i004p00713.
- Goricki, A. & Goodman, R. E. (2003) "Failure modes of rock slope demonstrated with base friction and simple numerical models", Vol. 21, S. 25–30.

- Habler, G., Thöni, M. & Sölva, H. (2006) "Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit, Eastern Alps): P–T–t–d constraints", *Mineralogy and Petrology*, Vol. 88, S. 269–296 [Online]. DOI: 10.1007/s00710-006-0143-7.
- Hanssen, R. (2001) "Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis", *Remote Sensing and Digital Image Processing*, No. 2 [Online]. DOI: 10.1007/0-306-47633-9.
- Havazli, E. & Wdowinski, S. (2021) "Detection Threshold Estimates for InSAR Time Series: A Simulation of Tropospheric Delay Approach", *Sensors*, Vol. 21, No. 4, S. 1124 [Online]. DOI: 10.3390/s21041124.
- Hoek, E. & Brown, E. T. (1997) "Practical estimates of rock mass strength", *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Vol. 34, No. 8, S. 1165–1186 [Online]. DOI: 10.1016/S1365-1609(97)80069-X.
- Hölzer, K., Wolff, R., Hetzel, R. & Dunkl, I. (2024) "The Long-Lasting Exhumation History of the Ötztal-Stubai Complex (Eastern European Alps): New Constraints from Zircon (U–Th)/He Age-Elevation Profiles and Thermokinematic Modeling", *Lithosphere*, Vol. 2024, No. 1 [Online]. DOI: 10.2113/2024/lithosphere_2023_174.
- Hudson, J. A. & Harrison, J. P. (1997) *Engineering Rock Mechanics: An Introduction to the Principles*, Amsterdam, Netherlands, Elsevier Science.
- Intrieri, E., Carla, T., Farina, P., Bardi, F., Ketizmen, H. & Casagli, N. (2019) "Satellite Interferometry as a Tool for Early Warning and Aiding Decision Making in an Open-Pit Mine", *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, Vol. 12, No. 12, S. 5248–5258 [Online]. DOI: 10.1109/JSTARS.2019.2953339.
- ISO (2018) *Geotechnical investigation and testing – Identification and classification of rock* [Online], Geneva / Brussels, International Organization for Standardization (EN ISO 14689:2018).
- Lammerer, B. & Weger, M. (1998) "Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe", *Tectonophysics*, Vol. 285, No. 3, S. 213–230 [Online]. DOI: 10.1016/S0040-1951(97)00272-2.
- Lin, C.-H. & Lin, M.-L. (2025) "InSAR-aided mapping and zonation of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in slate slopes", *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 141 [Online]. DOI: 10.1016/j.jag.2025.104641.
- Lo, C.-M. (2017) "Evolution of deep-seated landslide at Putanpunas stream, Taiwan", *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, Vol. 8, No. 2, S. 1204–1224 [Online]. DOI: 10.1080/19475705.2017.1309462.
- Macchiarulo, V., Milillo, P., Blenkinsopp, C., Reale, C. & Giardina, G. (2023) "Multi-temporal InSAR for transport infrastructure monitoring: recent trends and challenges", *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Bridge Engineering*, Vol. 176, No. 2, S. 92–117 [Online]. DOI: 10.1680/jbren.21.00039.
- Manzo, M., Ricciardi, G. P., Casu, F., Ventura, G., Zeni, G., Borgström, S., Berardino, P., Del Gaudio, C. & Lanari, R. (2006) "Surface deformation analysis in the Ischia Island (Italy) based on spaceborne radar interferometry", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 151, No. 4, S. 399–416 [Online]. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.09.010.

- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabaute, T. (1993) "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry", *Nature*, Vol. 364, No. 6433, S. 138–142 [Online]. DOI: 10.1038/364138a0.
- Matula, M. (1981) "Rock and soil description and classification for engineering geological mapping report by the IAEG Commission on Engineering Geological Mapping", *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, Vol. 24, No. 1, S. 235–274 [Online]. DOI: 10.1007/BF02595273.
- McCormack, H., Thomas, A. & Solomon, I. (2011) *The capabilities and limitations of satellite InSAR and terrestrial radar interferometry*, Fugro NPA Limited.
- Messner, K. (2009) *Hydrologische Untersuchungen der Quellen Obere und Untere Oberhaus, Obere und Untere Herrenfeld, Vertigen und Oberhaus-Plars (Algund)*.
- Moro, M., Saroli, M., Salvi, S., Stramondo, S. & Doumaz, F. (2007) "The relationship between seismic deformation and deep-seated gravitational movements during the 1997 Umbria–Marche (Central Italy) earthquakes", *Geomorphology*, Vol. 89, No. 3, S. 297–307 [Online]. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.12.013.
- Müller, W., Prosser, G., Mancktelow, N. S., Villa, I. M., Kelley, S. P., Viola, G. & Oberli, F. (2001) "Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)", *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 90, S. 623–653 [Online]. DOI: 10.1007/s005310000187.
- Pánek, T. & Klimeš, J. (2016) "Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review", *Earth-Science Reviews*, Vol. 156, S. 14–38 [Online]. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.02.007.
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J. & Šťastný, M. (2011) "Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching", *Geomorphology*, Vol. 129, No. 1, S. 92–112 [Online]. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.01.016.
- Paradella, W. R., Mura, J. C. & Gama, F. F. (2021) *Monitoramento DInSAR para mineração e geotecnia: A tecnologia DInSAR orbital na mineração e geotecnia: monitoramento do espaço das deformações na superfície*, São Paulo, Oficina de Textos.
- Penck, A. & Brückner, E. (1909) *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig, Tauchnitz-Verlag.
- Poisel, R. & Eppensteiner, W. (1989) "Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“", *Felsbau*, No. 1, S. 16–20.
- Poisel, R. & Preh, A. (2004) "Rock slope initial failure mechanisms and their mechanical models", *Felsbau*, Vol. 22, S. 40–45.
- Pomella, H., Flöss, D., Speckbacher, R., Tropper, P. & Fügenschuh, B. (2016) "The western end of the Eoalpine High-Pressure Belt (Texel unit, South Tyrol / Italy)", *Terra Nova*, Vol. 28, No. 1, S. 60–69.
- Pomella, H., Urs, K., Scholger, R., Stipp, M. & Fügenschuh, B. (2011) "The Northern Giudicarie and the Meran-Mauls fault (Alps, Northern Italy) in the light of new paleomagnetic and geochronological data from boudinaged Eo-/Oligocene tonalites", *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 100, S. 1827–1850 [Online]. DOI: 10.1007/s00531-010-0612-4.

- Ren, T., Gong, W., Bowa, V. M., Tang, H., Chen, J. & Zhao, F. (2021) "An Improved R-Index Model for Terrain Visibility Analysis for Landslide Monitoring with InSAR", *Remote Sensing*, Vol. 13, No. 10 [Online]. DOI: 10.3390/rs13101938.
- Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E. & Goldstein, R. M. (2000) "Synthetic aperture radar interferometry", *Proceedings of the IEEE*, Vol. 88, No. 3, S. 333–382 [Online]. DOI: 10.1109/5.838084.
- Sabater, J. R., Duro, J., Arnaud, A., Albiol, D. & Koudogbo, F. N. (2011) "Comparative analyses of multi-frequency PSI ground deformation measurements". Prague. Prague, SPIE, S. 381–387.
- Savage, W. Z. & Varnes, D. J. (1987) "Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges («sackung»)", *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, Vol. 35, No. 1, S. 31–36 [Online]. DOI: 10.1007/BF02590474.
- Scheiber, R. & Moreira, A. (2000) "Coregistration of interferometric SAR images using spectral diversity", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 5, S. 2179–2191.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004) "Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen", *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 97, No. 1, S. 93–117 [Online]. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- Seno, S. & Thüring, M. (2006) "Large landslides in Ticino, Southern Switzerland: Geometry and kinematics", *Engineering Geology*, Vol. 83, No. 1, S. 109–119 [Online]. DOI: 10.1016/j.enggeo.2005.06.027.
- SGN-ISPRA (Hg.) (2010) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:50.000, Blatt 013 "Meran"*, Rom (ISPRA).
- Skuk, S. (1997) *Geologische Studie Felssturzgefahr Gebiet Hochganghaus, Beobachtungszeitraum 28.07.-08.08.1997*, Autonome Provinz Bozen – Südtirol, Abt. 11.6 Amt für Geologie und Baustoffprüfung.
- Sölva, H., Grasemann, B., Thöni, M., Thiede, R. & Habler, G. (2005) "The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria)", *Tectonophysics*, Vol. 401, 3-4, S. 143–166 [Online]. DOI: 10.1016/j.tecto.2005.02.005.
- Stini, J. (1941) "Unsere Täler wachsen zu", *Geologie und Bauwesen*, No. 3, S. 71–79.
- Szűcs, E., Gönczy, S., Bozsó, I., Bányai, L., Szakacs, A., Szárnya, C. & Wesztergom, V. (2021) "Evolution of surface deformation related to salt-extraction-caused sinkholes in Solotvyno (Ukraine) revealed by Sentinel-1 radar interferometry", *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 21, No. 3, S. 977–993 [Online]. DOI: 10.5194/nhess-21-977-2021.
- Tropper, P., Tribus, M., Pomella, H. & Habler, G. (2023) "The metabasites from the Texel Unit (Austroalpine nappe stack): markers of Cretaceous intracontinental subduction and subsequent collision", *Austrian Journal of Earth Sciences*, Vol. 116, No. 1, S. 165–179 [Online]. DOI: 10.17738/ajes.2023.0010.
- Turner, AK & Schuster, RL (Hg.) (1996) *Landslides: Investigation and Mitigation*, Washington, D.C., National Academy Press.
- van der Meer, F. & Hanssen, R. F. (2001) *Radar Interferometry*, Dordrecht, Springer Netherlands.

- van Husen, D. (1987) *Die Ostalpen in den Eiszeiten*, Wien, Geologische Bundesanstalt.
- Vilardo, G., Ventura, G., Terranova, C., Matano, F. & Nardò, S. (2009) "Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region (Southern Italy) from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry", *Remote Sensing of Environment*, Vol. 113, No. 1, S. 197–212 [Online]. DOI: 10.1016/j.rse.2008.09.007.
- Willerich, S. (2013) *Charakterisierung tiefgründiger Hangbewegungen vor dem Hintergrund der Gefahrenzonierung am Beispiel Alpid/Südtirol*, München, Pfeil.
- WP/WLI (1993) *Multilingual Landslide Glossary*, Richmond, Canada, The Canadian Geotechnical Society; BiTech Publishers Ltd.
- Wyllie, D. C. & Mah, C. W. (2004) *Rock Slope Engineering: Civil and Mining*, 4. Aufl., New York, Taylor & Francis / CRC Press.
- Zangerl, C., Prager, C., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G. & Schönlaub, H. (2008) "Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen", *Geo.Alp*, Vol. 5, S. 1–51.
- Zhou, X., Chang, N.-B. & Li, S. (2009) "Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research", *Sensors*, Vol. 9, No. 3, S. 1876–1912 [Online]. DOI: 10.3390/s90301876.
- Zischinsky, U. (1966) "On the deformation of high slopes", *1 st Congress of the International Society of Rock Mechanics*, 179–185, Lissabon.

10.2 Software und Tools

- Allmendinger, R. W. (2024) *Stereonet 11* (11.6.1) [Computerprogramm]. Verfügbar unter <https://www.rickallmendinger.net/stereonet>.
- Chen, C. W. & Zebker, H. A. (2001) "Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization", *Journal of the Optical Society of America. A, Optics, image science, and vision*, Vol. 18, No. 2, S. 338–351.
- ESRI (2024) *ArcGIS Pro* (3.3.0) [Computerprogramm]. Verfügbar unter <https://pro.arcgis.com/de/pro-app/latest/get-started/download-arcgis-pro.htm>.
- European Space Agency (ESA) (2025) *SNAP (ESA Sentinel Application Platform)* (11.0) [Computerprogramm]. Verfügbar unter <https://step.esa.int/main/download/snap-download/> (Abgerufen am 12 Mai 2025).
- Petroleum Experts Limited (2024) *FieldMove Clino* (3.1.3) [Computerprogramm]. Verfügbar unter https://play.google.com/store/apps/details?id=com.mve.fieldmove.clino&hl=de_AT&pli=1.
- Petroleum Experts Ltd (2024) *MOVE Core* [Computerprogramm]. Verfügbar unter <https://www.petex.com/pe-geology/move-suite/move/>.
- QGIS Development Team (2024) *QGIS* (3.36.3) [Computerprogramm]. Verfügbar unter <https://qgis.org/>.

10.3 Webquellen

ww1: <https://mapview.civis.bz.it/>

ww2: https://meteobrowser.eurac.edu/app_direct/meteobrowser/

ww3: <https://dataspace.copernicus.eu/data-collections/copernicus-sentinel-missions/sentinel>

ww4: <https://browser.dataspace.copernicus.eu>

10.4 Weitere Hilfsmittel

Für die sprachliche Überarbeitung der vorliegenden Arbeit (Rechtschreibung, Grammatik und Satzbau) wurde ChatGPT (OpenAI, Version 5.4) und ClaudeAI (Anthropic, Claude Sonnet 4.6) verwendet. Die gesamten fachlichen Inhalte, Datenanalysen, Beobachtungen und Interpretationen basieren auf der eigenen wissenschaftlichen Arbeit sowie den entsprechend zitierten Quellen.

Anhang A: Kartenmaterial

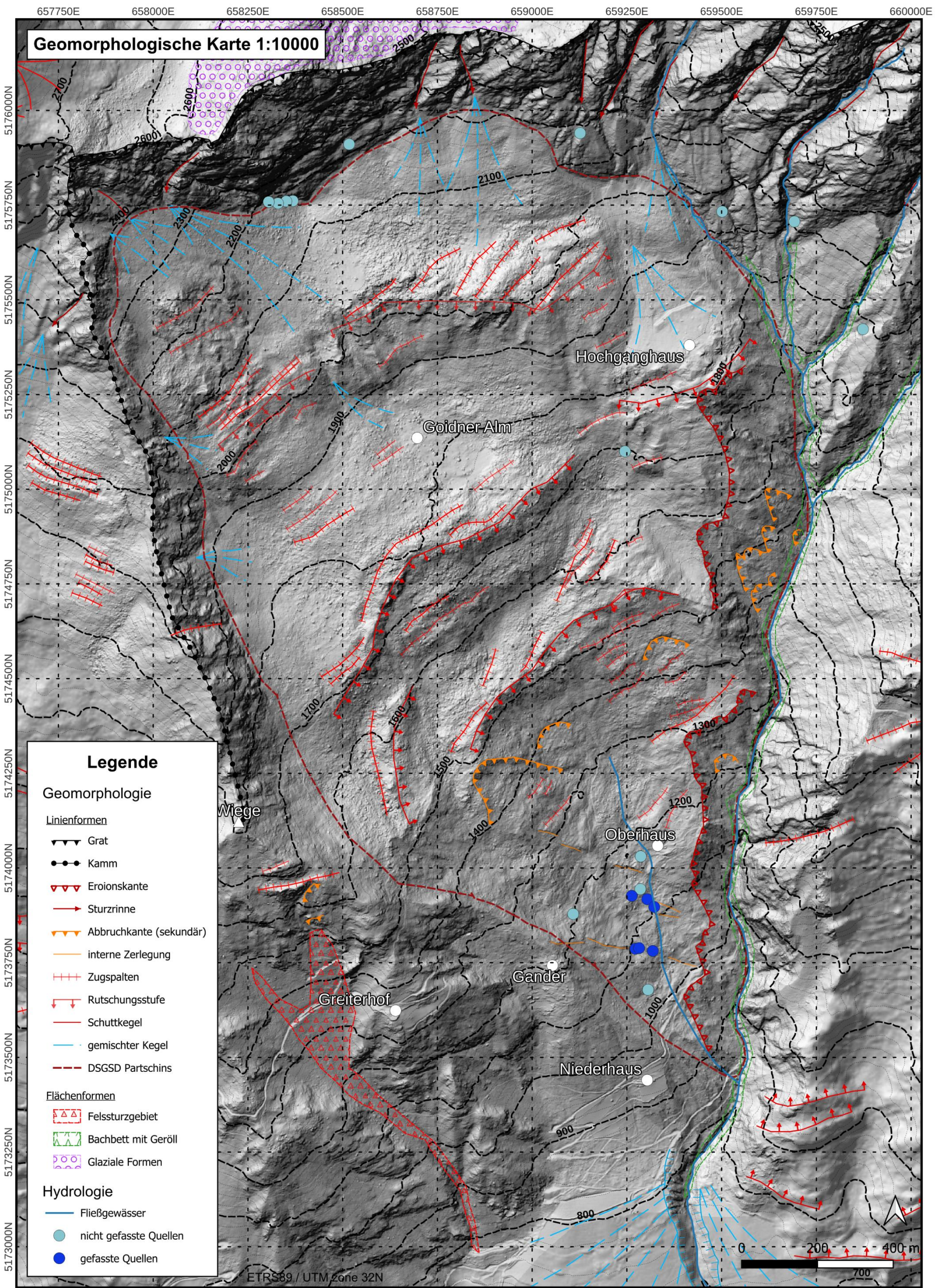


Abbildung A1: Geomorphologische Karte des Untersuchungsgebiets im Maßstab 1:10000.

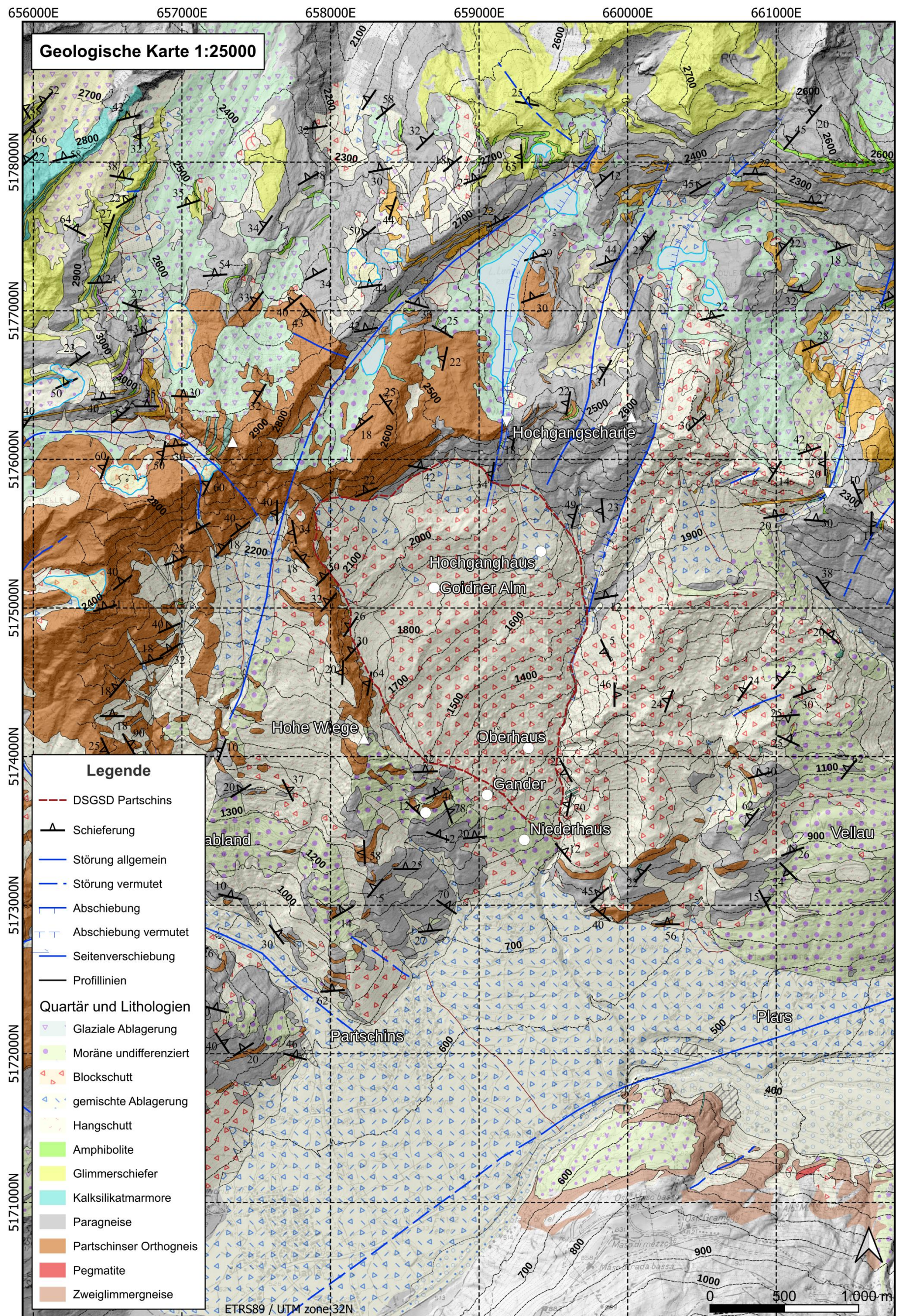


Abbildung A2: Geologische Karte des Untersuchungsgebiets im Maßstab 1:25000. Datengrundlage bilden die geologischen Informationen des CARG-Projekts Blatt 013 Meran (SGN-ISPRA, 2010).

Anhang B: Feldprotokolle Trennflächenanalyse

Scanline A

Lokalität: Greiterhof, 46°41'50.9"N 11°04'28.4"E



Abbildung B1: Aufschlussfoto der Scanline A.

Tabelle B1: Erhobene Parameter der Trennflächenanalyse an Scanline A.

	AK1	AK2	AK3	AK4	AK5	Sf
Art der Trennfläche	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Schieferung
mittlere Orientierung	019/36	144/49	196/60	247/55	283/48	012/40
mittlerer Trennflächenabstand (cm)	20	40	100	100	50	
Kluftauigkeit					wellig-glatt (4)	
Öffnung					geschlossen bis offen (0-10mm)	
Füllung					keine	
Verwitterungszustand					unverwittert bis angewittert	
Dichtigkeit					trocken (2-3)	
UCS					sehr hoch (100-250)	
RQD					schlecht (30-50%)	
RMR					mäßig guter Fels (48)	
GSI					40-50	

Scanline B

Lokalität: Töllgraben, 46°42'36.8"N 11°05'20.2"E



Abbildung B2: Aufschlussfoto der Scanline B.

Tabelle B2: Erhobene Parameter der Trennflächenanalyse an Scanline B.

	BK1	BK2	BK3	BK4	BK5	Sf
Art der Trennfläche	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Schieferung
mittlere Orientierung	060/38	123/71	216/52	268/54	340/73	?
mittlerer Trennflächenabstand	100	60	20	80	20	
Kluftauigkeit			stufig-glatt, wellig-glatt (4-6)			
Öffnung			offen (0,5-10mm)			
Füllung			keine			
Verwitterungszustand			unverwittert bis angewittert			
Dichtigkeit			trocken bis feucht (2-4)			
UCS			Sehr hoch (100-250)			
RQD			Schlecht (30-40%)			
RMR			mäßig guter Fels (46)			
GSI			40-50			

Scanline C

Lokalität: Hochgangscharte, 46°43'11.2"N 11°05'01.3"E



Abbildung B3: Aufschlussfoto der Scanline C.

Tabelle B3: Erhobene Parameter der Trennflächenanalyse an Scanline C.

	CK1	CK2	CK3	CK4	CK5	Sf
Art der Trennfläche	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Schieferung
mittlere Orientierung	060/38	123/71	216/52	268/54	340/73	?
mittlerer Trennflächenabstand	100	60	20	80	20	
Kluftrauigkeit	stufig-glatt, wellig-glatt (4-6)					
Öffnung	geschlossen bis offen (0,5-10mm)					
Füllung	keine					
Verwitterungszustand	unverwittert bis angewittert					
Dichtigkeit	trocken (2) und kontinuierlicher Wasserfluss (6)					
UCS	hoch bis Sehr hoch (50-250 MPa)					
RQD	schlecht (30-40%)					
RMR	mäßig guter Fels (43)					
GSI	40-50					

Scanline D

Lokalität: Hohe Wiege, 46°42'51.2"N 11°03'56.3"E



Abbildung B4: Aufschlussfoto der Scanline D.

Tabelle B4: Erhobene Parameter der Trennflächenanalyse an Scanline D.

	DK1	DK2	DK3	DK4	Sf
Art der Trennfläche	Kluft	Kluft	Kluft	Kluft	Schieferung
mittlere Orientierung	062/64	180/71	217/76	282/59	268/61
mittlerer Trennflächenabstand	200	150	120	50	
Kluftrauigkeit			stufig glatt (6-8)		
Öffnung			offen bis weit (0,5-20mm)		
Füllung			keine		
Verwitterungszustand			unverwittert bis angewittert		
Dichtigkeit			trocken (2)		
UCS			sehr hoch (100-250)		
RQD			gut (70-80%)		
RMR			mäßig guter Fels (59)		
GSI			50-60		

Anhang C: Sentinel-1A LOS-Verschiebung an ausgewählten Punkten

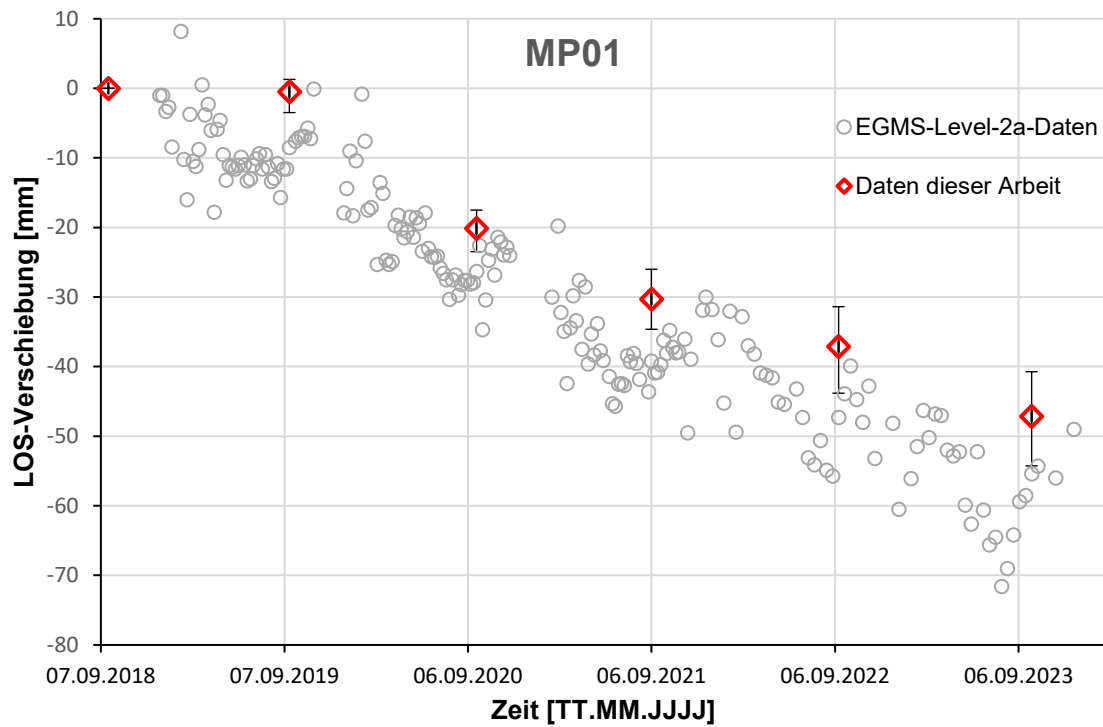


Abbildung C1: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP01 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

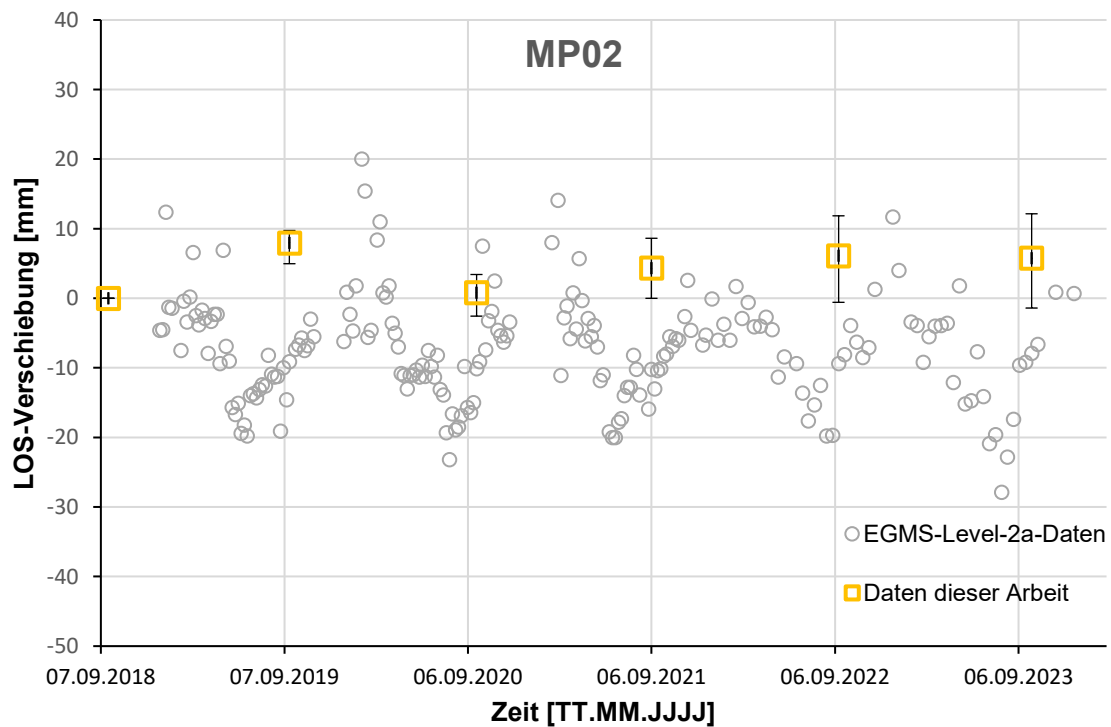


Abbildung C2: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP02 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

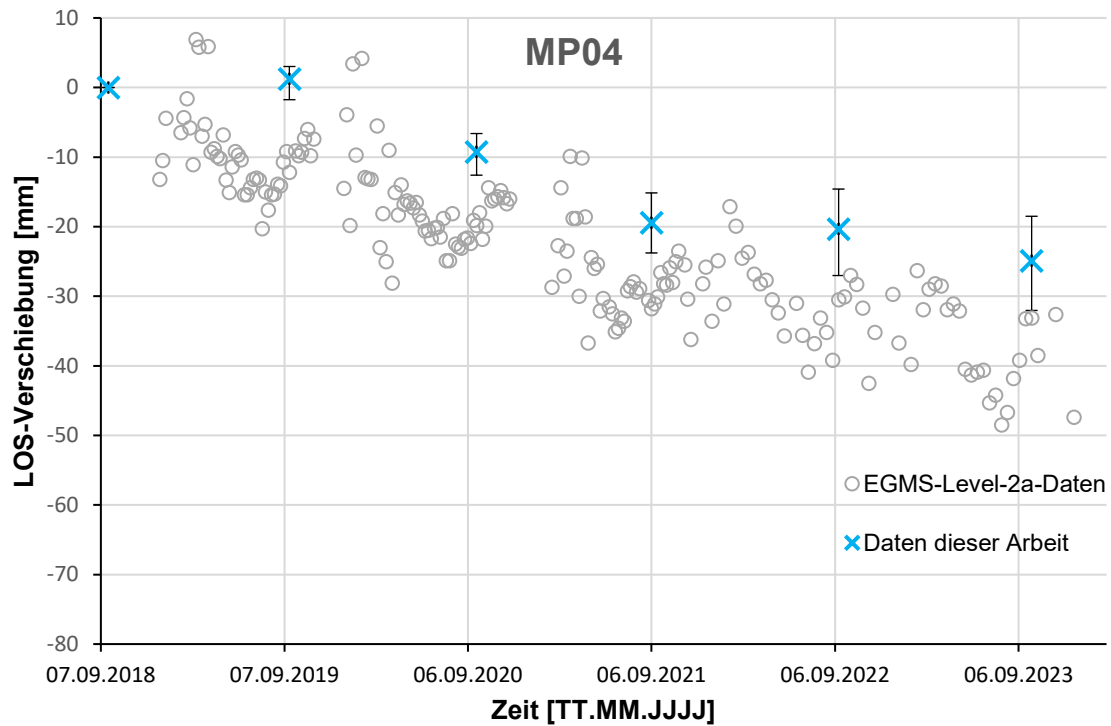


Abbildung C3: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP04 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

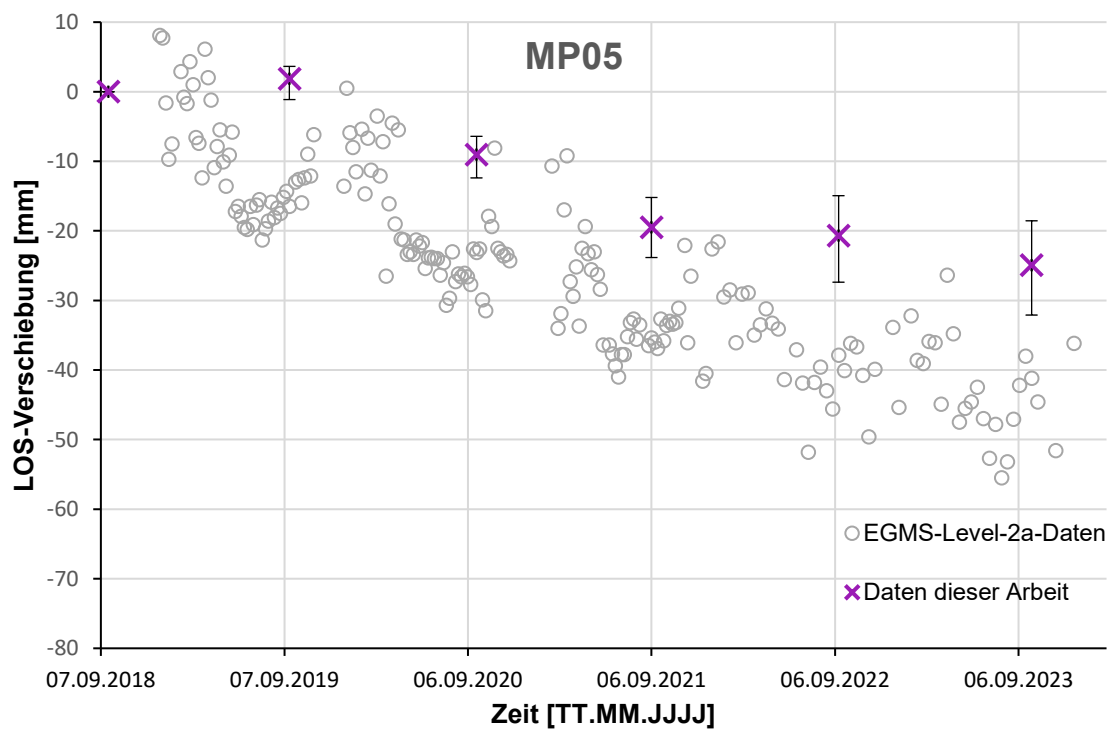


Abbildung C4: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP05 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

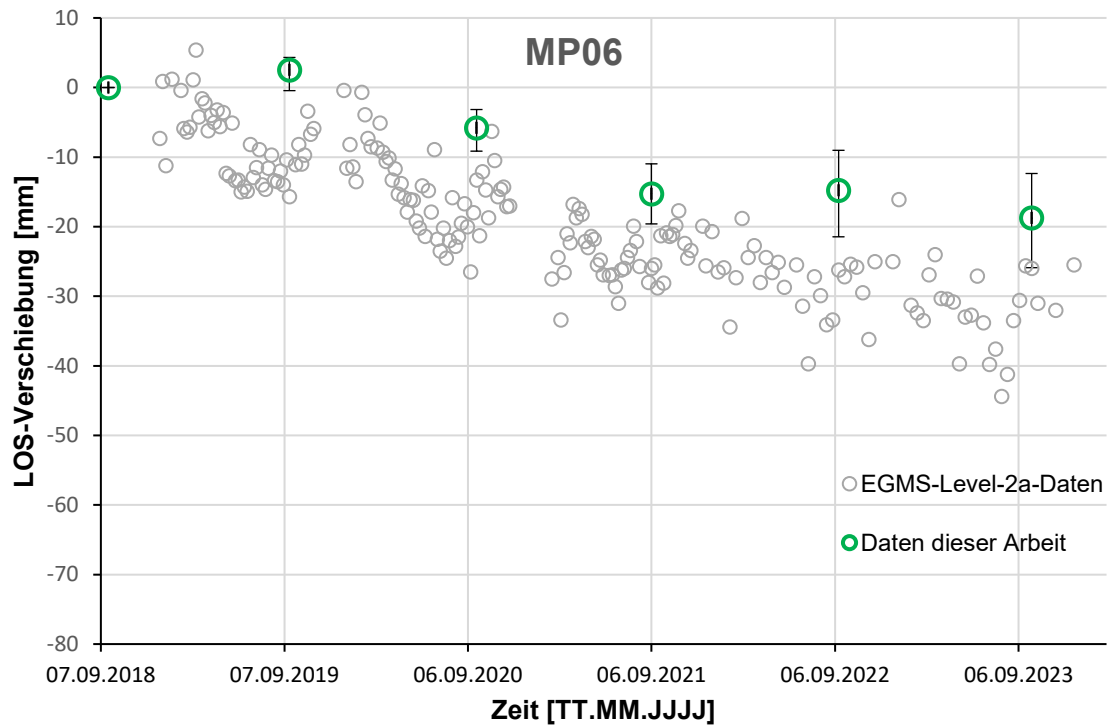


Abbildung C5: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP06 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

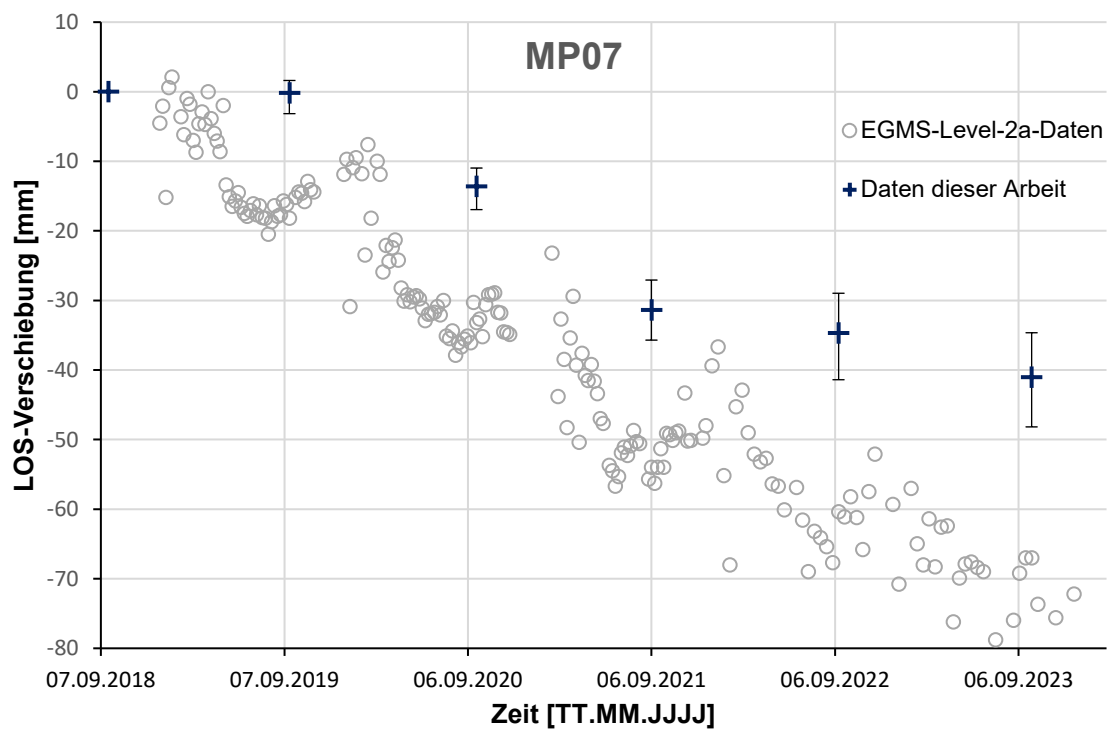


Abbildung C6: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP07 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

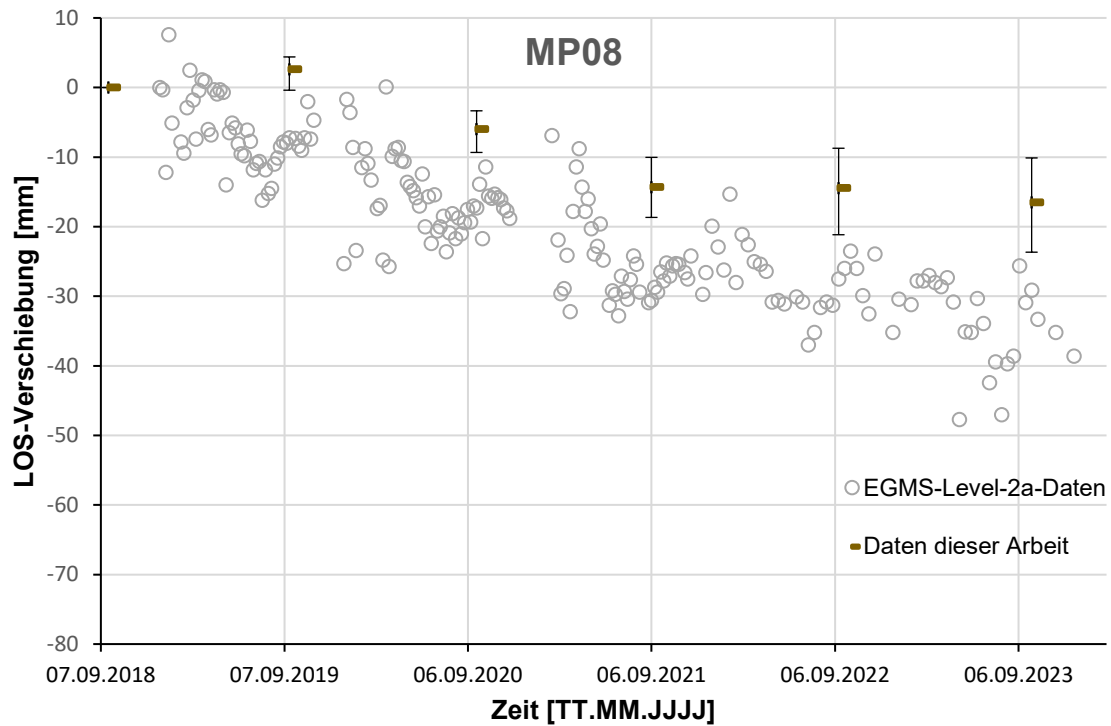


Abbildung C7: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP08 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

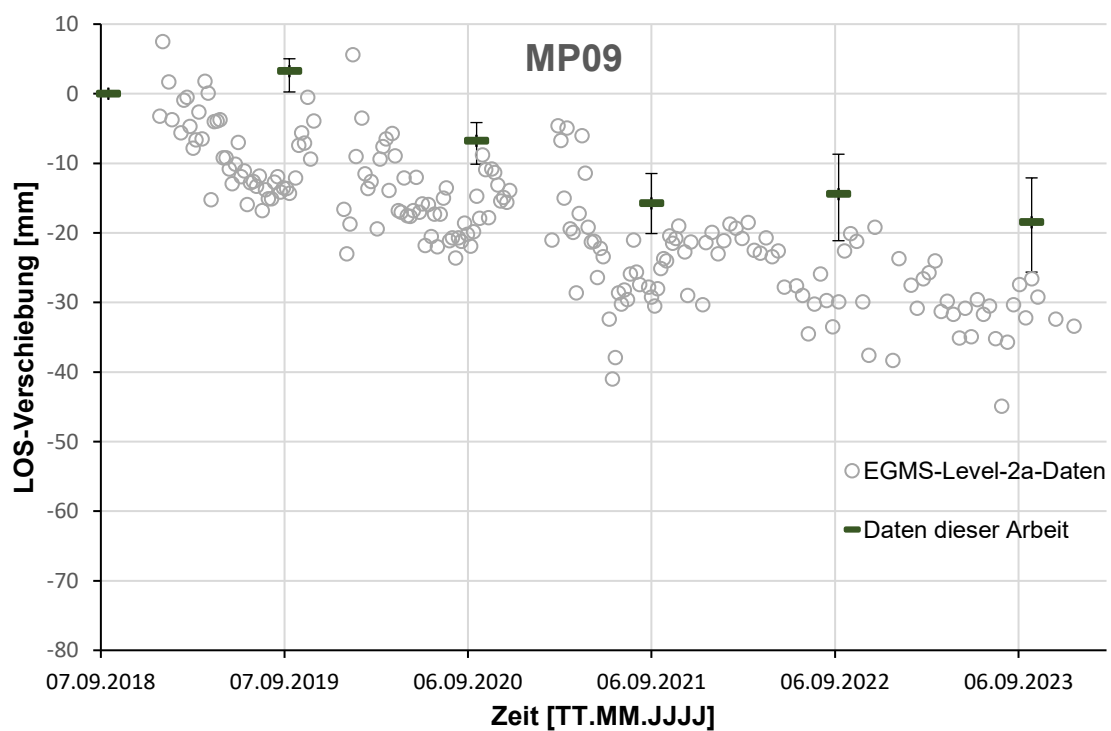


Abbildung C8: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Verschiebung an MP09 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

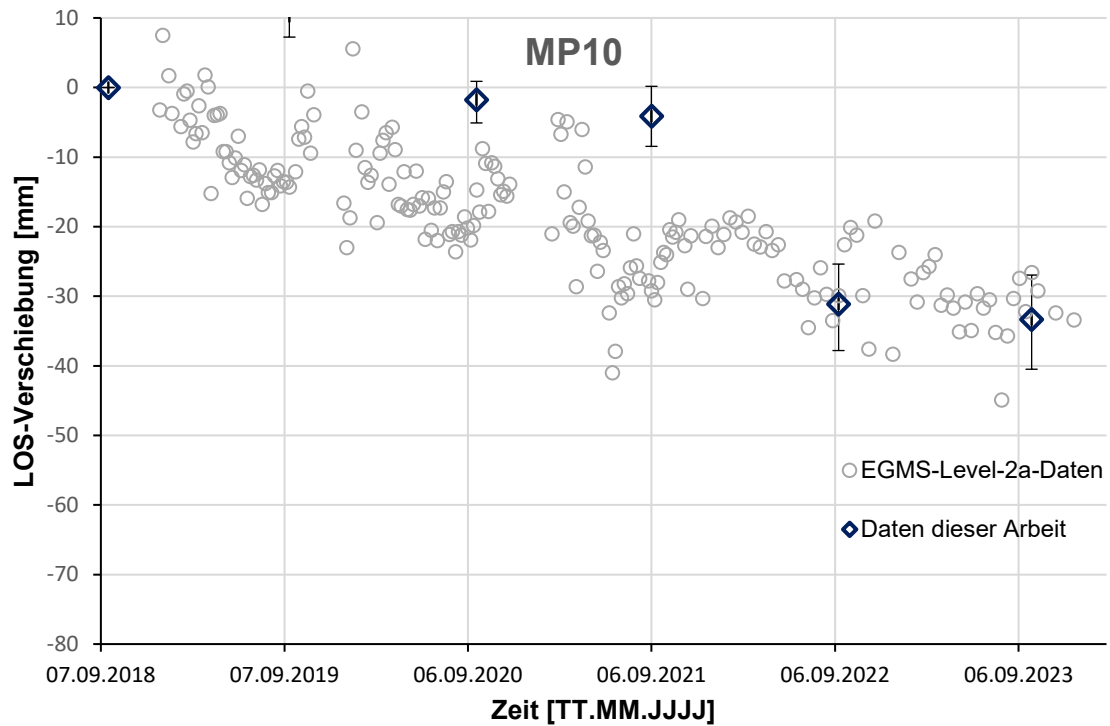


Abbildung C9: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Veränderung an MP10 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.

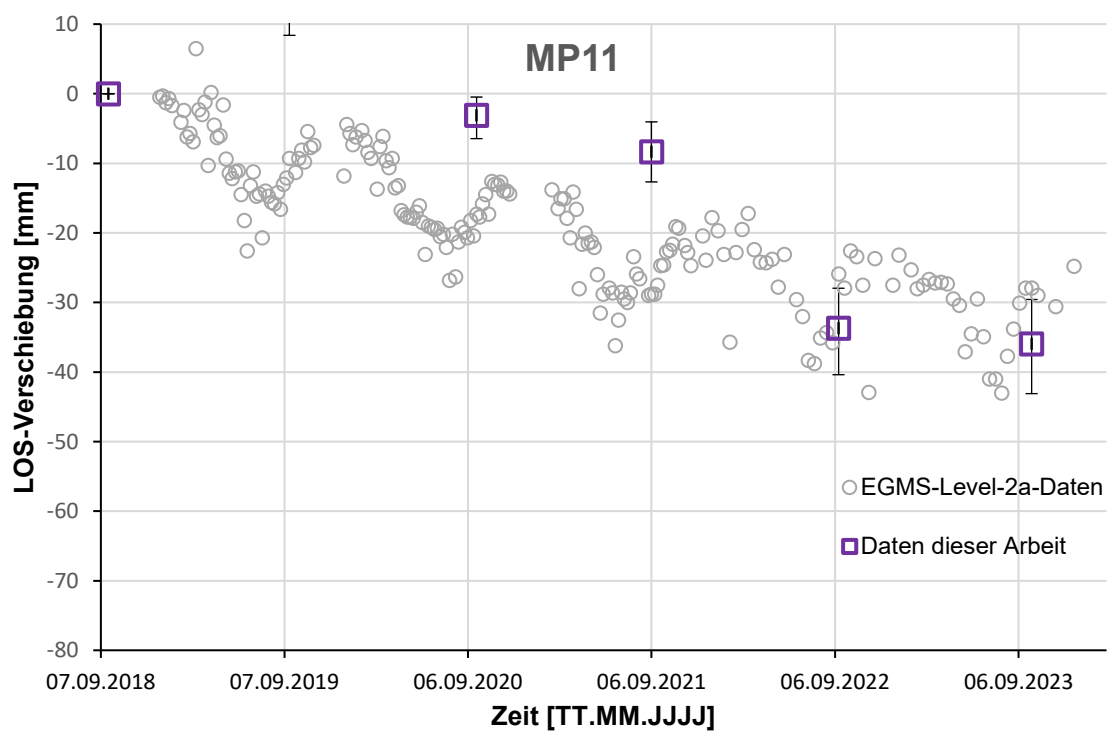


Abbildung C10: Vergleich der Sentinel-1A-LOS-Veränderung an MP11 aus EGMS-Level-2a- und eigenen InSAR-Daten. Fehlerbalken zeigen die Messunsicherheit.