

Donnerstag 19. Oktober 2017

11:00-11:30

Seismik in instabilem Gelände des Flimser Bergsturzes

Jochen Fiseli ¹⁾, Ruedi Krähenbühl ²⁾

¹⁾ Geotest AG, CH-8045 Zürich; ²⁾ BauGrundRisk GmbH, CH-7000 Chur

Zusammenfassung

Die in Graubünden, Schweiz, von Chur nach Ilanz durch das Flimser Bergsturzgebiet führende, Rechtsrheinische Oberländerstrasse wird an vielen Stellen von Rutschungen deformiert. Der im Carreratobel durch die Rutschung vor Valendas ausgeführte Strassenausbau wurde nach dessen Fertigstellung erneut deformiert und erforderte jährlich aufwendige Unterhaltsarbeiten, da auch eine neue Lehenbrücke davon betroffen war (Abb. 1). In Abhängigkeit der Jahresniederschläge betragen die Verschiebungen 20 – 70 mm/Jahr.

Das auf ersten Bohrungen basierende, geologische Modell musste aufgrund von erdstatischen Untersuchungen in Frage gestellt werden, was die Planung von Instandsetzungsmassnahmen vorerst nicht zulies. Mit einer detaillierten Hybridseismik, ergänzt mit weiteren, tieferen Bohrungen konnte ein vertrauenswürdiges, geologisches Modell von erheblicher Komplexität erarbeitet werden, was die Planung von nachhaltiger Sicherungsmassnahmen ermöglicht.

1. Die Instabilität Sandkehr West

Da die Hauptverkehrsachse von Chur nach Ilanz über Flims führt, war die Rechtsrheinische Oberländerstrasse zwischen Bonaduz und Ilanz in einem schlechten Zustand und wurde erst in den letzten zwei Jahrzehnten schrittweise ausgebaut. Der Ausbau durch das Carreratobel erfolgte erst nach 2000. Vor Valendas quert die Strasse eine Mulde, in der seit jeher eine schwach aktive Rutschung bekannt war. Mit dem Ausbau wurde eine grosse Schüttung mit einer 2:3 Böschung erstellt, die im Übergang zum anstehenden Flimser Bergsturzmaterial mit einer Lehenbrücke erschlossen wurde.

Schon kurz nach dem Strassenausbau machte sich die Rutschung wieder mit anhaltenden Deformationen bemerkbar. Als die Lehenbrücke Sandkehr West zunehmend davon betroffen war, wurden 2011 drei Sondierbohrungen bis in Tiefen von 20 m u.T. abgeteuft und diese mit Inklinometern versehen. Das daraus abgeleitete, geologische Modell ergab über dem Flimser Bergsturzmaterial flach liegende siltig-feinsandige Ablagerungen des durch den Bergsturz rückgestauten Ilanzer Sees [1]. Über den Seeablagerungen wurden Kiessande des Carrerabachschuttfächers geschüttet.



Abb. 1: Jährlich hinter der Lehnenbrücke Sandkehr West sich öffnende Risse.

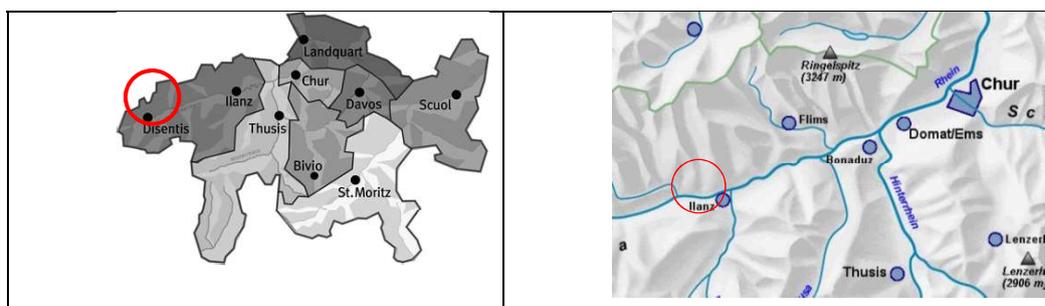


Abb. 2: Die Rechtsrheinische Oberländerstrasse verläuft von Bonaduz nach Ilanz über weite Strecken im Flimser Bergsturz (roter Kreis Carreratobel).

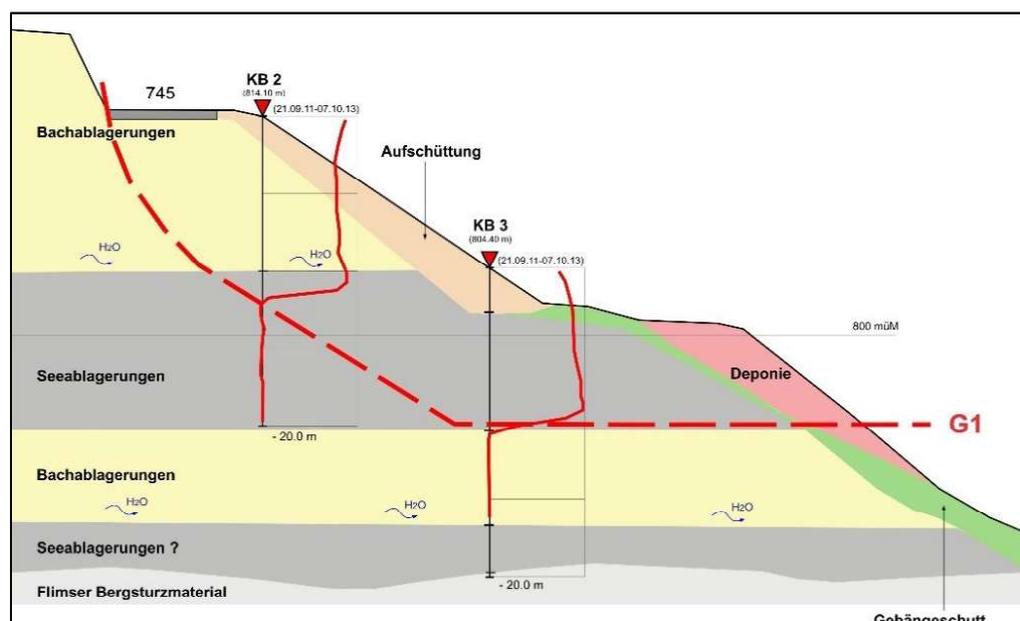


Abb. 3: Ursprüngliches, in einem Querprofil dargestelltes, geologisches Modell der Rutschung, mit einer in den siltig-feinsandigen Seeablagerungen über weite Strecken flach verlaufenden Gleitzone G1 [1, 2].

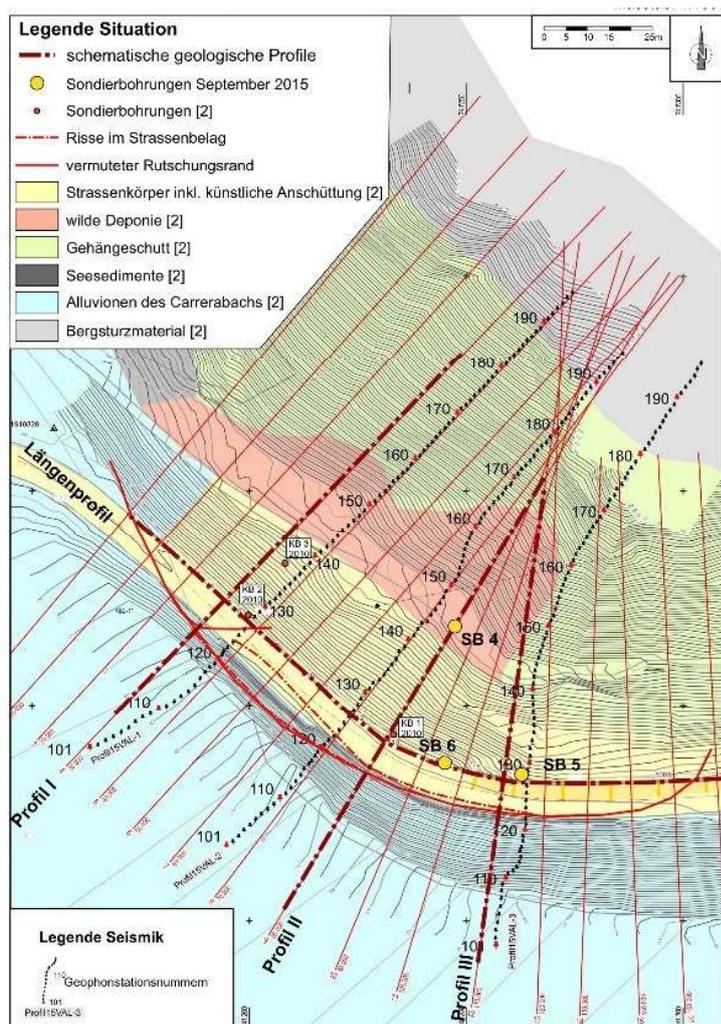


Abb. 4: Situation mit den geologischen Einheiten, den Rutschanrissen im Strassenbereich und der Lage der Sondierbohrungen sowie der ausgeführten Seismikprofile [3].

Die im Zuge des Massnahmenkonzeptes zur Stabilisierung der Strasse 2014 durchgeführten, erdstatischen Betrachtungen zeigten, dass bei dem vorliegenden geologischen Modell mit den zum Tobel hin über weite Strecken flach liegenden Gleitzonen Porenwasserspannungen von 50 kN/m² eingeführt werden mussten, damit eine Instabilität überhaupt eintreten konnte ([2], Abb. 3). Mit Gleittiefen von über 10 m Tiefe kommt man für Sicherungsmassnahmen einer untergeordneten Strasse mit wirtschaftlichen Mitteln an die Grenze des Machbaren. Vor diesem Hintergrund musste das geologische Modell und insbesondere die Lage der massgebenden Gleitzonen in Frage gestellt werden.

Im Jahr 2015 wurden drei weitere Bohrungen bis maximal 40 m u.T. abgeteuft und mit Inclinometern ausgerüstet. Die tiefste Bohrung SB 4 von 40 m Länge brachte über eine Länge von 20 m verschürftes Bergsturzmaterial mit angerundeten, kristallinen Komponenten zu Tage. In 28 m Tiefe fand man darin paralleltexturierte, tonige Silte, die als eine Gleitzone angesprochen wurden [3].

Um die räumliche Lage der Bodenschichten zu klären wurden zusätzlich drei seismische Profile durch die Rutschmulde gelegt. Zusätzlich erhoffte man sich dabei, ebenfalls über die räumliche Lage der Gleitzonen nähere Angaben zu erhalten.

2. Seismische Untersuchungen

In diesem Kontext war das Auffinden und Darstellen von Schwächezonen im Lockergestein und die wahrscheinlich damit in Zusammenhang stehenden Gleitzonen im projektrelevanten Abschnitt als

Hauptziel der seismischen Untersuchung definiert. Da für ein zukünftiges Sanierungskonzept auch tiefer liegende Gleitzonen relevant sind, sollte der Verlauf und die Tiefenlage zum unterlagernden Flimser Bergsturzmaterial ebenfalls aufgefunden und dargestellt werden. Zudem waren die verschiedenen Gesteinsausprägungen der heterogenen Lockergesteinsmasse von Interesse.

Aufgrund dieser für seismische Randbedingungen sehr komplexen Fragestellung wurde das Verfahren der Hybridseismik, die Kombination aus refraktionstomographischer Tauchwellentomographie und hochauflösender Reflexionsseismik, angewendet.

Durchgeführte Untersuchungen

Im August 2015 wurden insgesamt drei Profile über die Oberländerstrasse entlang der Falllinie des Hanges seismisch aufgezeichnet, ausgewertet und interpretiert.



Abb. 5: Die seismischen Profile konnten im Bereich der Lehnenbrücke ohne grössere Unterbrücke installiert werden.

Da das Auflösungsvermögen, der seismischen Resultate sich stets proportional zur räumlichen Datendichte verhält, wurde versucht eine möglichst grosse Datendichte zu erreichen. Diese wird vor allem durch das Verhältnis zwischen Empfänger- und Anregungsstationen erreicht, dabei gilt immer: Je kleiner der Empfänger- und Schlagabstand, desto höher ist das Auflösungsvermögen der seismischen Abbildung. Je länger die aktive Geophonauslage, desto grösser ist die erreichbare Erkundungstiefe. Die Akquisitionsparameter wurden der Fragestellung entsprechend wie folgt gewählt:

Profillänge:	3 x à ca. 180 m
Auslagetyp:	Asymmetrischer split spread
Anzahl aktive Kanäle:	96 pro Profil
Geophonabstand:	2 m
Geophontyp:	10 Hz

Anregungsabstand: 4 m
Impulsanregung: Hammer 6 kg
Abtastrate: 0.25 Millisekunden
Horchzeit: 384 Millisekunden

Hybridseismik

Bei der Darstellung hybridseismischer Daten wird das refraktionstomographische Geschwindigkeitsfeld transparent auf das reflexionsseismische Tiefenprofil projiziert. In der reflexionsseismischen Abbildung ist der strukturelle Aufbau des geologischen Schichtenbaus angezeigt. Die seismischen Geschwindigkeiten des überlagerten refraktionstomographischen Geschwindigkeitsfeldes sind als direkte Maß für die Gesteinsfestigkeit zu verstehen. Sie verhalten sich sozusagen direkt proportional zur Gesteinsfestigkeit und werden in einem 2D farbcodierten Geschwindigkeitsfeld dargestellt. Durch die Projektion erhält man als Resultat die direkte Korrelation der Ergebnisse beider Messverfahren. Das hybridseismische Tiefenprofil bildet die Grundlage für eine geophysikalische, resp. geologische Interpretation der seismischen Daten (Abb. 5).

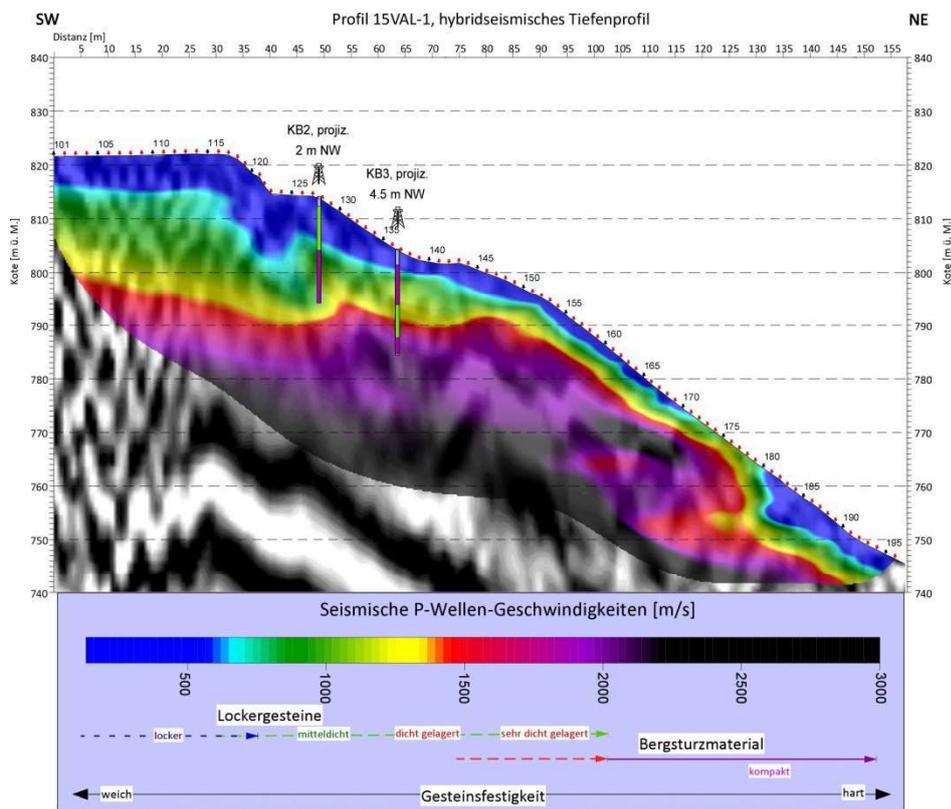


Abb. 5: Das hybridseismische Tiefenprofil von Profil 2 zeigt die kombinierte Darstellung des refraktionstomographischen Geschwindigkeitsfeldes, das transparent auf das reflexionsseismische Tiefenprofil projiziert wird.

Einführende Bemerkungen

Bei der geophysikalisch / geologischen Beurteilung des Untersuchungsgebietes mit seismischen Verfahren ist die direkte Proportionalität der Gesteinsfestigkeit zur Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Kompressionswellen das bedeutendste physikalische Kriterium. Ergänzend dazu sind geologische

Einschätzungen, wie sie aus dem reflexionsseismischen Profil subjektiv abgeleitet werden, ein weiterer wichtiger Bestandteil der seismischen Interpretation. In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, dass verschiedene Lockergesteine wie zum Beispiel Bach- und Seeablagerungen häufig ähnlich hohe Gesteinsfestigkeiten aufweisen. Zudem kann zersetztes und verwittertes Festgestein ebenfalls ähnliche Gesteinsfestigkeiten besitzen wie zum Beispiel dicht gelagertes Lockergestein.

Kritische Erfolgsfaktoren

Wenn sich die seismischen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten im Ablagerungsraum nicht mindestens 4-7% von denjenigen im darunter liegenden Gesteinsmedium unterscheiden, ist mangels Schallhärtekontrast die lithologische Abgrenzung zwischen den beiden Gesteinsformationen mit seismischen Verfahren nicht eindeutig möglich.

Die seismischen Geschwindigkeiten im Ablagerungsraum

Für die Gesteine im Ablagerungsraum wurde eine Interpretation mit Hilfe der als Referenz dienenden Resultate der Kernbohrungen vorgenommen. Diese ergab folgendes Abbild (von oben nach unten):

- Ausbreitungsgeschwindigkeiten von bis zu 800 m/s im refraktionstomographisch hergeleiteten Geschwindigkeitsfeld entsprechen hier ungefähr den Gesteinsfestigkeiten von locker gelagerten Ablagerungen, die als Aufschüttung und obere kiesführende Bach- und Rufenablagerungen der oberflächennahen Schichten zusammengefasst werden.
- Im Liegenden zeigen die modellierten Geschwindigkeiten innerhalb einer Geschwindigkeitsbandbreite von 800 m/s bis 1200 m/s eine mitteldichte Lagerung an, die den Ausprägungen der oberen Seeablagerungen der Lockergesteinsmasse entsprechen dürften.
- Die darunterliegenden Schichten, die hier als untere Bachablagerungen bezeichnet werden, dürften mit zunehmender Tiefe dicht (ab ca. 1300 m/s) und sehr dicht (ab ca. 1700 m/s) gelagert sein.
- Die folgenden Seeablagerungen zeigten eine Geschwindigkeitsbandbreite von ca. 1700 m/s und schneller an.
- Ab einer Geschwindigkeit von ca. 2000 m/s werden Gesteine angezeigt, die wahrscheinlich vorrangig dem Flimser Bergsturzmateriale zuzuordnen sein dürften.
- Es ist anzumerken, dass refraktionsseismische Ausbreitungsgeschwindigkeiten bis 2000 m/s in diesem Untersuchungsperimeter sowohl sehr dicht gelagerte Seeablagerungen, als auch die einsetzenden, verschürften Bergsturzaablagerungen abbilden können.
- Insgesamt kann die Grenze zwischen Locker- und einsetzendem Flimser Bergsturzmateriale ab einer Ausbreitungsgeschwindigkeitsbandbreite von rund 2000 bis ca. 2250 m/s angenommen werden.
- Ausbreitungsgeschwindigkeiten > 2500 m/s dürften mit hoher Sicherheit kompaktes Bergsturzmateriale anzeigen.

Eine nähere, quantitative Lockergesteinsausscheidung, das heisst die lithologische Ausscheidung der erbohrten Wechsellagerung von See- und Bachablagerungen war aufgrund der ähnlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten und den vorgefundenen geringen Schallhärtekontrasten nicht eindeutig möglich.

Die geophysikalische Interpretation von Schwächezonen

Schwäche- und Gleitzonen können in der Regel anhand von Geschwindigkeitsinversionen im refraktionstomographischen Geschwindigkeitsfeld lokalisiert und dargestellt werden.

Im hybridseismischen Profil 2 ist die Grenze zwischen den abgelagerten Lockergesteinen und den zu erwartenden Auflockerungshorizonten (Schwächezonen) als weiße Linien eingezeichnet (Abb.6). Dabei markieren diese weiße Linien Bereiche, in denen die grösste seismische Geschwindigkeitsänderung (Geschwindigkeitsinversion) relativ zum Umgebungsgestein zu beobachten ist. Die Stärke der Geschwindigkeitsinversionen variiert teilweise stark. Dies hängt mit den entsprechenden vorgefundenen Schallhärtekontrasten der einzelnen oberflächennahen Lockergesteinsschichten zusammen. Generell lässt sich die Zuverlässigkeit betreffend des Verlaufs und der Tiefenlage der im Lockergestein aufgefundenen Geschwindigkeitsinversionen rein unter Betrachtung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten im refraktionstomographischen Geschwindigkeitsfeld nur schwierig beurteilen.

Insgesamt kann zusammengefasst werden, dass weder das refraktionstomographische Geschwindigkeitsfeld noch die Resultate der reflexionsseismischen Auswertung ein hinreichend klares und scharfes Abbild der Schwäche- und Gleitzonen darstellen konnten (Abb.6).

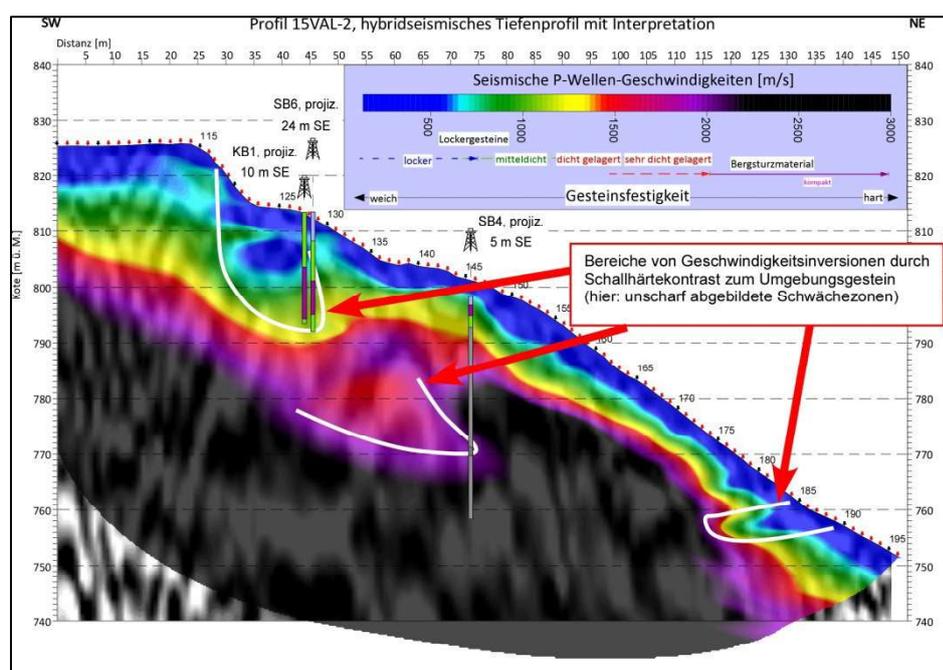


Abb. 6: Das refraktionstomographische Geschwindigkeitsfeld von Profil 2 zeigt mehrere Bereiche von Geschwindigkeitsinversionen, die als Schwächezonen interpretiert werden.

Da das Hauptziel dieser Untersuchungen so nicht erreicht werden konnte, mussten zusätzliche Auswertungen vorgenommen werden. Aus diesem Grund wurde die Verteilung der lokalen refraktionstomographischen Wellenstrahldichte genauer untersucht. Sie wird vom gleichen Datensatz abgeleitet, wie das refraktionstomographische Geschwindigkeitsfeld.

Die lokale refraktionstomographische Wellenstrahldichte

Die lokale refraktionstomographische Wellenstrahldichte ist das Mass für die Anzahl der Wellenstrahlen pro Einheitsfläche. Sie stellt die Intensität der Schallwellenbündelung an akustischen Grenzflächen dar und wird pro Quadratmeter gemessen. Denn hartes Gestein, mit hohen Ausbreitungsgeschwindigkeiten, bindet in einer Art Anziehungskraft seismische Kompressionswellen an sich. Dies wird deutlich durch die Tatsache, dass seismische Kompressionswellen zwischen zwei Punkten stets den zeitlich kürzesten Weg wählen und nicht unbedingt den räumlich kürzesten. Die lokale refraktionstomographische Wellenstrahldichte ist ein wichtiges Hilfsmittel zur Quantifizierung der Grösse des Schallhärtekontrastes und somit zur Identifizierung und Festlegung des Verlaufs von geologischen Schichtgrenzen. Zusätzlich ermöglicht die Betrachtung der lokalen refraktionstomographischen Wellenstrahldichte eine genaue Analyse des horizontalen- und vertikalen Ablagerungsmilieus, da die Dichte und der Verlauf der Wellendurchstrahlung bei qualitativ guten und quantitativ sehr grossen Datenmengen hochauflösend visualisiert werden kann.

Ändert sich die Wellendurchstrahlung pro Quadratmeter relativ zu seinem Umgebungsgestein, so lässt sich darauf rückschliessen, dass ein Schallhärtekontrast zum Umgebungsgestein eine Materialänderung anzeigt, ob zum weicheren oder härteren Material. Da Schwächezonen eine Herabsetzung der Wellendurchstrahlung zur Folge haben sollten, können diese Bereiche als sogenannte verborgene Schichten erkannt werden und gegenüber der umgebenden heterogenen Lockergesteinsmasse ausgeschieden werden, unabhängig von einer eindeutigen Lithologieunterscheidung.

Nicht verwechseln und fehlinterpretieren darf man allerdings die herabgesetzte Wellenstrahldichte an den seitlichen und unteren Profilrändern des Modells. Aufgrund der geringeren Datendichte und der begrenzt zur Verfügung stehenden Impulsenergie nimmt die Wellenstrahldichte gegen die seitlichen und unteren Profilränder ab.

Die Darstellung der lokalen refraktionstomographischen Wellenstrahldichte erfolgt einem 2D farbcodierten Wellenstrahldichtefeld (Abb.7).

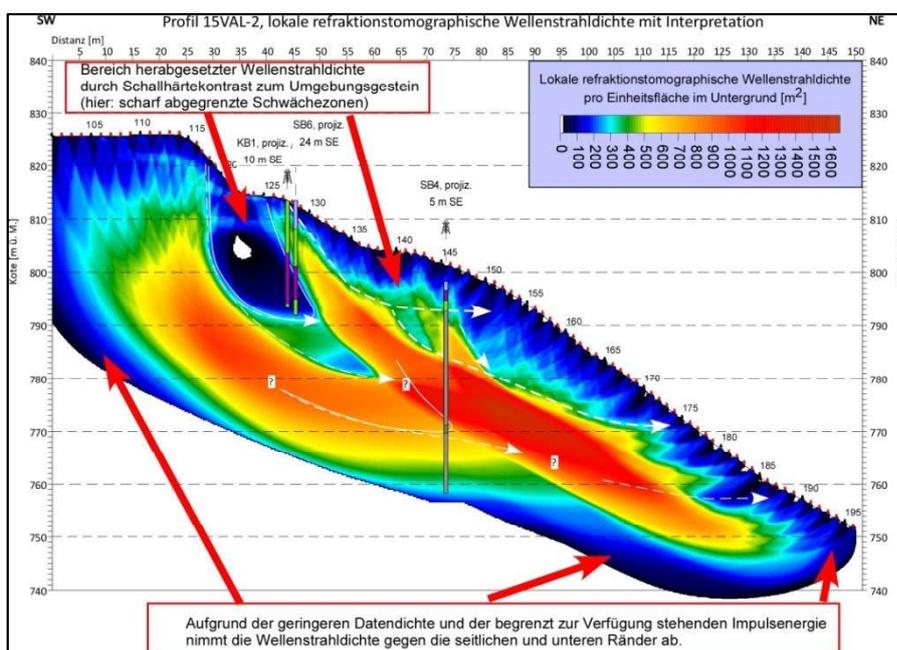


Abb. 7:

Die Verteilung der lokalen refraktionstomographischen Wellenstrahldichte zeigt am Beispiel von Profil 2 die Bereiche herabgesetzter Wellendurchstrahlung im Vergleich zum Umgebungsgestein.

Die Lokalisierung von Schwächezonen mittels refraktionstomographischer Wellenstrahldichte

Die Verteilung der Wellendurchstrahlung weist auf markante Herabsetzungen der Wellendurchstrahlung relativ zum Umgebungsgestein hin. Diese Herabsetzung der Durchstrahlungsdichte wird als Schwächezone interpretiert. Die Basis dieser Schwächezonen zeigen deutliche Dichtekontraste zu härteren Gesteinsausprägungen an – die wiederum als mögliche Gleithorizonte interpretiert werden können (Abb. 7).

Deutliche Hinweise finden sich auf allen Profilen im Bereich der Strasse und unterhalb davon. Die mittels einer weissen gestrichelten Linie dargestellten „Gleitzone“ an der Basis der als Schwächezonen beschriebenen Abschnitte zeigen unterhalb der Strassen und der Lehenkonstruktion den möglichen Verlauf von mehreren oberflächennahen und tieferen Gleitzone an (Abb.8).

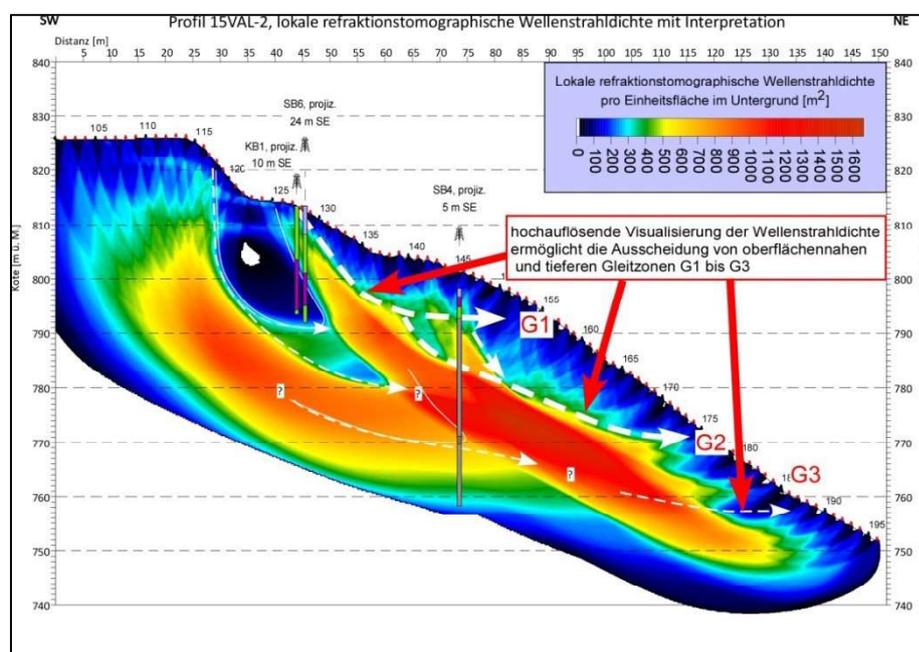


Abb. 8:

Die lokale refraktionstomographische Wellenstrahldichte zeigt am Beispiel von Profil 2 die Visualisierung von Schwächezonen und Gleitzone im Untersuchungsgebiet.

Bohrungen und Inklinometermessungen als wichtige Referenz

Die nachträglich durchgeführten Sondierbohrungen SB4, SB5 und SB6 wurden zu Inklinometermessstellen ausgebaut und werden bis dato im halbjährlichen Intervall gemessen [6]. Die Resultate bestätigen die seismisch prognostizierten Gleitzone G1 und G2 doch relativ genau.

Die weiter unten im Hang befindlichen, oberflächennahen Schwächezonen, die bei allen drei Profilen deutlich als Geschwindigkeitsinversionen zu erkennen sind und zunächst als Ausbisslinien einer tiefen Gleitzone G3 gedeutet wurden, liessen sich anhand der Inklinometermessungen hingegen nicht als aktive Gleitzone bestätigen.

3. Folgerungen

Die jüngsten Inklinometer Folgemessungen zeigten, dass die mit den Bohrungen und der Seismik postulierten, tiefen Gleitzone von > 25 m u.T. heute nicht mehr aktiv sind [6]. Hingegen wurden in mehreren Bohrungen neben den aktiven Gleitzone bis in maximal 18 m Tiefe reichende, schwach aktive Gleitzone festgestellt (Abb. 9). Das mit der Seismik und den Inklinometermessungen aktualisierte,

geologische Modell ergab im verschürften Bergsturzmaterial tiefer liegende, kriechende Rutschschollen, welche den rückhaltenden Teil der im Strassenbereich erkennbaren, aktiven Gleitzonen anhaltend destabilisieren [5].

Die erneuten erdstatischen Überprüfungen bestätigten, dass damit die aktive Gleitzone G1 ohne dem Einwirken von Porenwasserspannungen destabilisiert wird.

Vor dem Hintergrund dieses komplexeren, geologischen Modells mit zusätzlich tiefer liegenden, kriechenden Gleitzonen wurde klar, dass relativ kostengünstige Sicherungssysteme mit ungespannten Ankern keine nachhaltige Lösung sein können. Hierbei eine zweckmässige Lösung zu finden, ist für die Ingenieure eine grosse Herausforderung an der sie derzeit arbeiten.

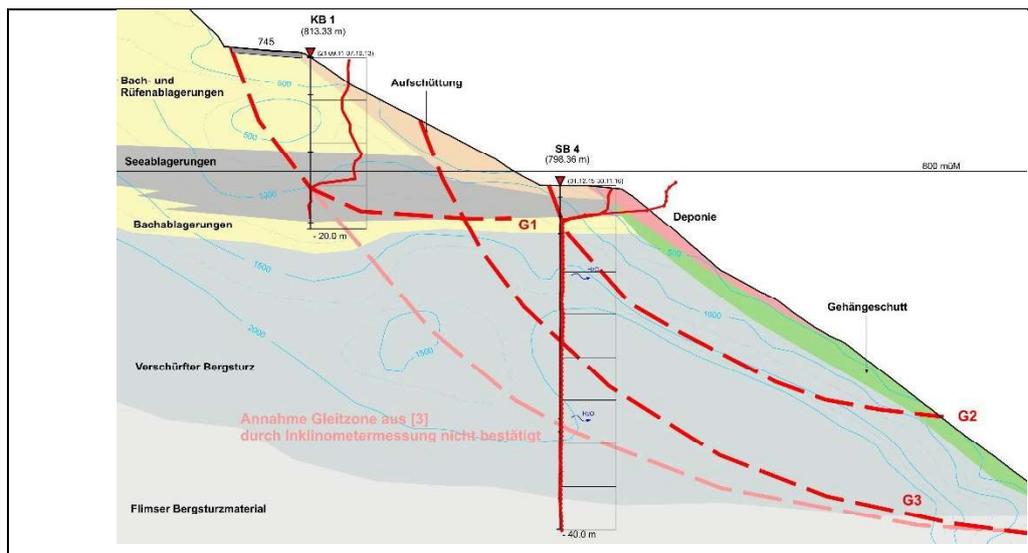


Abb. 9: Aufgrund der Hybridseismik und den zusätzlichen Bohrungen aktualisiertes, geologisches Modell mit mehreren, aktiven Gleitschollen G1 und G2 sowie einer kriechenden Scholle G3 in den verschürften Bergsturzablagerungen [5].

Referenzen

- [1] CSD Ingenieure AG 2011: Geotechnischer Bericht Abschnitt Versam – Valendas/ Rutschung, 745 Rechtsrheinische Oberländerstrasse, Bericht Nr. 7368.10, 28.11.2011.
- [2] BauGrundRisk GmbH 2014: Rechtsrheinische Oberländerstrasse, Lehenbrücke Sandkehr West, Baugrundanalyse und Massnahmenkonzept, Bericht 1310198-1, 15.04.2014.
- [3] BauGrundRisk GmbH 2015: Rechtsrheinische Oberländerstrasse, Lehenbrücke Sandkehr West, Baugrundabklärungen, Bericht 1510198-1, 21.12.2015.
- [4] Geotest AG 2015: Rechtsrheinische Oberländerstrasse, Lehenbrücke Sandkehr West, Messbericht Seismische Untersuchungen, Bericht 1615127.1b, 16.11.2015.
- [5] BauGrundRisk GmbH 2017: Rechtsrheinische Oberländerstrasse, Strassendeformationen Sandkehr West, geologische Beurteilung Inklinometer Folgemessungen, Bericht 1612198-1 vom 07.02.2017.
- [6] CSD Ingenieure AG 2016: 9. Inklinometer Folgemessung vom 30.11.2016, Valendas, Rutschung Sandkehr West