

Deformationsmessungen an Talsperren und in deren alpiner Umgebung mittels Radarinterferometrie

Mylène Jacquemart, Lorenz Meier

Zusammenfassung

Mit terrestrischer Radarinterferometrie können Oberflächendeformationen flächig und aus Distanzen von einigen Kilometern millimetergenau gemessen werden. Sie eignet sich damit auch zur Überwachung von Talsperren, wie am Beispiel von Messungen an der Staumauer Santa Maria illustriert wird. Die absolute Genauigkeit der Radarmessung ist von der Güte der Atmosphärenkorrektur abhängig, die in der Regel aufgrund von bekannten stabilen Gebieten berechnet wird. Wenn zusätzlich geodätische Messwerte zur Verfügung stehen, lässt sich die Atmosphärenkorrektur für die Radarmessung erheblich verbessern. Die Radarmessungen liefern dann flächenhafte Deformationswerte in den Bereichen zwischen den geodätischen Messpunkten. Dasselbe Prinzip lässt sich auch an Felswänden und Hängen im Umfeld von Talsperren anwenden, um Geländedeformationen frühzeitig zu erkennen und zu überwachen. Dabei kann es sich um sehr langsame Deformationen (mm/Jahr) handeln, wie am Beispiel einer Felsüberwachung in Mendrisio (TI) gezeigt wird. Wo sehr schnelle Bewegungen (cm/Stunde) auftreten, wie beispielsweise an der Rutschung Val Parghera bei Domat/Ems, zeigen sich weitere Vorteile der Radarmessung: der Gang ins Gefahrengebiet entfällt, und im Gegensatz zu optischen Messmethoden liefert das Radar auch ohne Sicht auf das Zielgebiet (Regen, Nebel) rasch Messergebnisse. Je nach Bedarf und lokaler Situation lassen sich aus einer Kombination der verschiedenen Messmethoden massgeschneiderte Überwachungskonzepte erstellen.

1. Einleitung

Messungen von Deformationen sind seit jeher ein Kerngebiet der klassischen Geodäsie. In den letzten Jahren haben Messungen mit GPS und Laserscanning zusätzliche Möglichkeiten geschaffen, um Bewegungen im Gelände zu erfassen und zu überwachen. Bisher weniger genutzt werden terrestrische Messungen mit Radarinterferometrie (InSAR: Interferometric Synthetic Aperture Radar), die im Vergleich zu den punktuellen geodätischen Methoden oder GPS-Messungen eine flächenhafte Erfassung von Bewegungen erlauben und gegenüber von Laserscans eine deutlich höhere Genauigkeit aufweisen. Naheliegende Anwendungen von InSAR-Messungen sind Deformationsmessungen an Felsflanken und Hängen zur Stabilitätsüberwachung. Im Rahmen von Veränderungen, wie sie im Zuge des Klimawandels im Hochgebirge erwartet werden, sind Hanginstabilitäten an Felsflanken oberhalb von Staumauern und Infrastrukturbauten in den Fokus der Wissenschaft und der Öffentlichkeit ge-

raten (Gruber & Haeberli, 2007). Wo sich die Alpengletscher zurückziehen und in Übertiefungen Gletscherseen zurückbleiben, bietet sich der Wasserkraftindustrie potenzielles Neuland. Mit dem Schwinden des Eises und dem Tauen des Permafrostes in hohen Lagen entstehen aber auch neue Gefahren, die im Hinblick auf die Wirtschaftlichkeit und Sicherheit neu zu erschliessender oder bereits genutzter Gebiete nicht vernachlässigt werden können (Frey et al., 2010).

InSAR-Messungen können aber ebenso gut verwendet werden, um Aufschluss über Deformationen von Staudämmen in Abhängigkeit des Füllstandes zu geben – flächenhaft über die ganze Mauer mit einer Genauigkeit im Millimeterbereich (Alba et al., 2008). Im folgenden Bericht soll zuerst kurz auf das InSAR-Messprinzip eingegangen werden. Im dritten und vierten Teil werden drei Fallbeispiele beschrieben, die Möglichkeiten und Grenzen von InSAR-Messungen an künstlichen Bauten sowie an sich schnell oder langsam bewegenden Hängen aufzeigen.

2. Flächenhafte Radarmessungen

Im Folgenden erläutern wir das Grundprinzip von interferometrischen Radarmessungen. Eine ausführlichere Erklärung findet sich beispielsweise in Rödelsperger (2011).

2.1 Messprinzip

Bei laserbasierten Messverfahren wie Theodoliten oder Laserscannern wird ein Lichtstrahl in eine bestimmte Richtung geschickt. Dieser Strahl ist gut kollimiert, das heisst, er hat einen Durchmesser von nur wenigen Millimetern und weitet sich bis zum Zielgebiet nur wenig auf. Die Distanz zur in dieser Richtung liegenden Oberfläche wird bestimmt, indem die Laufzeit des Lichts vom Gerät zur Oberfläche und wieder zurück möglichst genau gemessen wird (z.B. Lemmens, 2011). In der Geodäsie werden dazu typischerweise Spiegel als Reflektoren an der Oberfläche verwendet, beim Laserscanning begnügt man sich mit dem von der natürlichen Oberfläche reflektierten Licht. Kennt man Azimut und Elevation der Strahlrichtung, können die dreidimensionalen Koordinaten des Reflektors genau bestimmt werden. Da sich der Brechungsindex der Luft mit den Wetterbedingungen ändert, müssen nach der Messung Korrekturen vorgenommen werden. Meist geschieht dies über Fixpunkte, die sich in bekanntlich stabilem Gelände befinden. Eine Messung liefert die dreidimensionalen Koordinaten (x, y, z) eines jeden Punktes. Von einem Laserscan resultiert üblicherweise eine Punktwolke aus mehreren Millionen solcher Punkte.

Messungen mit dem interferometrischen Radar funktionieren nach einem völlig anderen Prinzip: anstatt Licht wird Mikrowellenstrahlung mit einer Wellenlänge von ungefähr 2 cm ausgesandt – die Wellenlänge von Licht ist demgegenüber rund 10 000-mal kürzer! Die Mikrowellenstrahlung kann deshalb nicht gleich gut kollimiert werden wie ein Lichtstrahl, und

es ist nicht möglich, nur ein einzelnes Ziel zu treffen. Das Radar empfängt deshalb von allen Zielen gleichzeitig Reflexionen. Über eine Modulation der Sendefrequenz kann die Distanz der Ziele zum Gerät bestimmt werden, allerdings nur auf ungefähr 1 m genau. Zusätzlich kann die Richtung, aus welcher eine Reflexion eintrifft, über eine horizontale Bewegung der Antenne gemessen werden. Verschiebt man das Radar senkrecht zur Blickrichtung um 2 m, so kann der Azimut eines Ziels auf etwa 4 mrad genau ermittelt werden. Dies entspricht einer Horizontalabstand von 4 m auf eine Distanz von 1 km. Die Elevation kann mit diesem Verfahren nicht gemessen werden, dazu müsste die Radarantenne auch noch senkrecht bewegt werden, was in der Praxis ungleich schwieriger ist. Ein solches Radar wird SAR genannt (Synthetic Aperture Radar).

Für die Deformationsmessung kommt nun die Interferometrie ins Spiel: die Distanz zu einem «Zielpixel» besteht aus einem ganzzahligen Vielfachen der Wellenlänge plus einem «Restwert», welcher kleiner ist als eine Wellenlänge. Diese Restwellenlänge entspricht der sogenannten Phase des Signals, und diese wird vom Radar gemessen. Vergleicht man nun für jedes Radarpixel die Phasen zu unterschiedlichen Zeitpunkten, so kann die Distanzänderung zu jedem Pixel im Sub-Millimeterbereich bestimmt werden. Eine fundamentale Schwäche der Messmethode wird hier sogleich klar: hat sich das Zielpixel um mehr als eine Wellenlänge bewegt, kann das Radar dies nicht erkennen. Die Messung muss also genügend schnell geschehen, damit die Deformation immer kleiner als eine Wellenlänge bleibt. Weil die Wellen den Weg zweimal zurücklegen und das Radar sowohl Deformationen zum Radar hin als auch vom Radar weg misst, liegt das Limit zwischen zwei Messungen sogar bei einer Viertel Wellenlänge, also etwa ± 5 mm. Dauert eine Messung $t = 3$ min mit der Wellenlänge $\lambda = 17.5$ mm, so beträgt die maximal messbare Oberflächengeschwindigkeit

$$|v_{\max}| = \frac{\lambda}{4t} \approx 90 \text{ mm/h} \quad (1)$$

Sind die erwarteten Geschwindigkeiten höher, so lässt sich die Scanzeit des hier verwendeten Systems verkürzen, in dem die Antenne in horizontaler Richtung nur um die halbe Distanz verschoben wird. Dadurch verdoppelt sich die eindeutig mess-

bare Geschwindigkeit, es muss aber eine äquivalente Reduktion der räumlichen Auflösung in Azimut hingenommen werden.

Auch Radarmessungen sind nicht wetterunabhängig: zwar kann im Gegensatz zu laserbasierten Messungen auch bei fehlender Sicht aufs Zielgebiet (Nebel, Regen) gemessen werden, doch führen Änderungen der Luftfeuchte, des Luftdrucks und der Temperatur ebenfalls zu Änderungen des Brechungsindex der Luft und damit zu vermeintlichen Distanzänderungen. Diese müssen – ähnlich wie bei laserbasierten Messungen – über mathematische Verfahren kompensiert werden, wozu oft stabile Gebiete zur Korrektur herbeigezogen werden.

2.2 Kombination mit herkömmlichen geodätischen Messungen

Interferometrische Radarmessungen unterscheiden sich also wesentlich von laserbasierten Distanzmessungen. Anstelle von Punktwolken mit absoluten 3D-Koordinaten stehen relative Deformationen im Millimeterbereich auf einem 2D-Koordinatensystem zur Verfügung. Dieses 2D-Koordinatensystem besteht aus der Distanz zum Radar (Range, ungefähr in 1-Meter-Schritten) und dem Azimut in ungefähren 4-mrad-Schritten. Um die Interpretation dieser Daten zu vereinfachen, werden sie meist auf ein digitales Höhenmodell projiziert, das mit einem Laserscanner erfasst wurde. Dieser kann das Gelände mit einer Genauigkeit im Zentimeterbereich erfassen. Für die Darstellung der Radardaten ist dies längst genügend. Werden wiederholt Laserscans gemessen, so können Deformationen, die grösser als eine Radarwellenlänge sind, durch den Vergleich zweier Höhenmodelle ebenfalls ermittelt werden – der Laserscanner ist damit eine ideale Ergänzung zum Radar.

Die Korrektur der Atmosphäreninflüsse für das Radar wird meist anhand von stabilen Gebieten vorgenommen, also Pixeln im Zielgebiet, von denen man weiss oder annimmt, dass sie sich zwischen zwei Radarmessungen nicht deformiert haben. Stehen dafür geodätische Messungen zur Verfügung, so können diese Annahmen überprüft werden. Sind im bewegten Messbereich zusätzlich geodätische Spiegel vorhanden, kann die Genauigkeit der Radarmessung weiter verbessert werden, indem die Atmosphärenkorrektur anhand der geodätischen Messungen auf dieses Gebiet ausgedehnt wird. Die Radarmessungen liefern dann flächige Deformationen mit Millimetergenauigkeit zwischen den geodätischen Spiegeln. Insbesondere

an Talsperren sind solche Messungen sehr hilfreich: da als stabiles Gebiet meist nur der Wandfuss angenommen werden kann, gelingt die Atmosphärenkorrektur nicht perfekt, weil die Atmosphäre für die wesentlich weiter entfernte Dammkante nur näherungsweise korrigiert werden kann. Sind dort einige geodätische Spiegel vorhanden, können diese für eine genauere Korrektur beigezogen werden.

Eine Kombination verschiedener Methoden lohnt sich auch preislich: eine permanente Radarmessung von mehreren Wochen oder Monaten Dauer kostet rasch mehrere 10 000 Franken, begründet durch den Betreuungsaufwand und den hohen Gerätepreis. Hier kann es sinnvoll sein, die instabilen Bereiche mit einer ersten Radarmessung zu bestimmen und sie dann, sofern möglich, mit geodätischen Spiegeln oder Extensometern für die langfristige Beobachtung auszurüsten. Während weniger heiklen Phasen verlässt man sich dann auf die punktuellen Messungen und setzt das Radar erst im Fall einer Beschleunigung der Bewegung wieder für eine umfassendere Überwachung ein.

2.3 Deformationen in 2D

Eine InSAR-Messung kann nur die Komponente der Deformation in Blickrichtung (line of sight) des Radars messen. Bewegt sich eine Oberfläche ausschliesslich in einer Ebene, die exakt senkrecht zur Blickrichtung des Radars liegt, so wäre die Verschiebung in der Radarmessung nicht sichtbar. Die Tatsache, dass eine Bewegung im Raum über verschiedene orthogonale Komponenten beschrieben werden kann erlaubt aber, über Messungen aus zwei, oder drei Positionen neben den absoluten Deformationswerten auch deren Bewegungsrichtung in zwei respektive drei Dimensionen zu bestimmen.

Aus zwei unterschiedlichen Radarpositionen wird für jedes Radarpixel jeweils die Komponente a_1 resp. a_2 der wahren Deformation d gemessen (Bild 1). Kennt man die Blickrichtung α_1 resp. α_2 zu jedem Pixel, so lassen sich die wahre Deformation d und deren Richtung β bestimmen:

$$d = \frac{a_1}{\cos(\beta - \alpha_1)} = \frac{a_2}{\cos(\beta - \alpha_2)},$$

$$\beta = -\arctan\left(\frac{\frac{a_1}{a_2} \cos \alpha_2 - \cos \alpha_1}{\frac{a_1}{a_2} \sin \alpha_2 - \sin \alpha_1}\right) \quad (2)$$

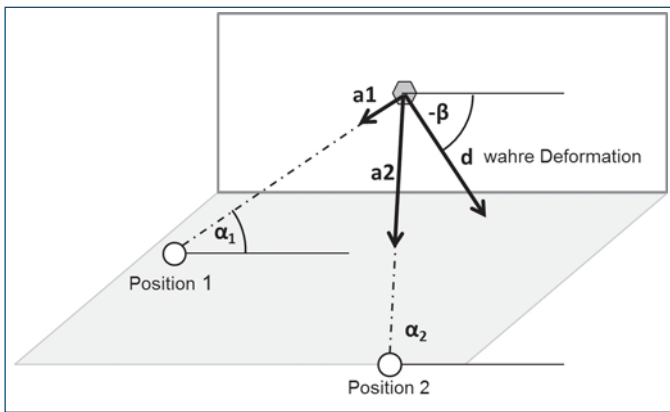


Bild 1. Messprinzip einer Deformationsmessung in 2D auf ein Ziel, welches sich in Richtung d bewegt. Von den zwei Positionen P_1 und P_2 aus werden die Deformationskomponenten a_1 und a_2 gemessen.

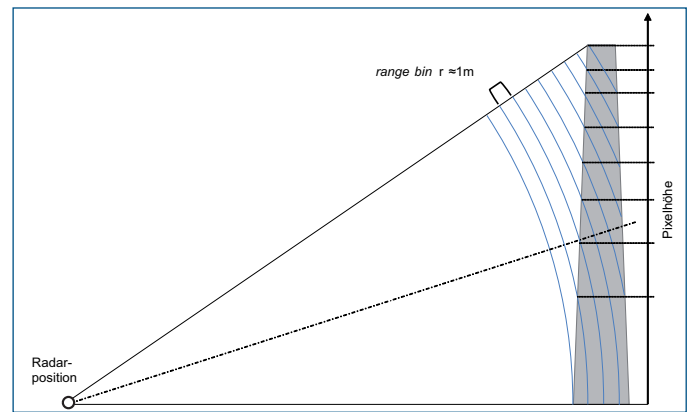


Bild 2. Vertikale Pixelgröße in Abhängigkeit der Radarposition vor einer Talsperre.

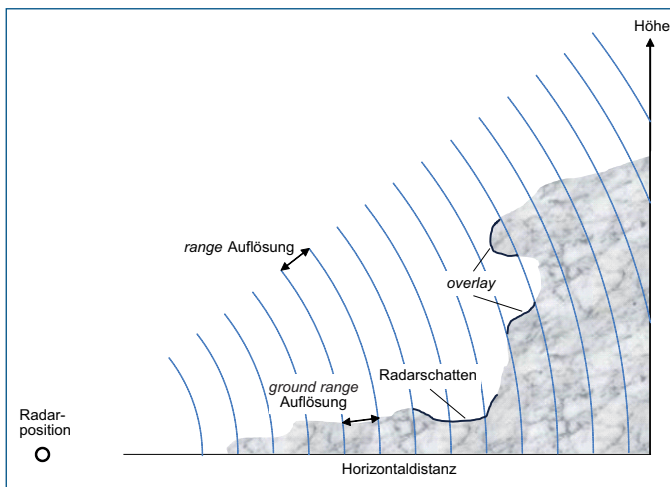


Bild 3. Schematische Darstellung von Radarschatten und Overlay im Kontext der Radar-Aufnahmegeometrie.

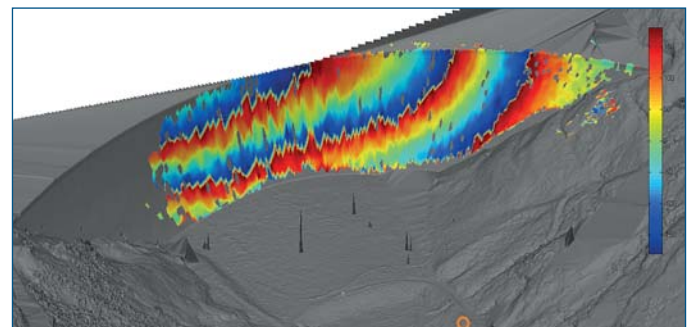


Bild 4. Phasendifferenz von zwei Messkampagnen mit einem um 10 m veränderten Seespiegel. Der Radarstandort ist mit einem orangefarbenen Kreis markiert. Ein Farbzylinder von Blau nach Rot bedeutet eine Verschiebung um eine volle Phase, was einer Oberflächendeformation um eine halbe Wellenlänge entspricht.

3. InSAR-Anwendung an künstlichen Bauten

Im Sommer 2013 haben wir an zwei Zeitpunkten im Juli und im August interferometrische Radarmessungen an der Talsperre Santa Maria am Lukmanierpass durchgeführt. Solche Messdaten ermöglichen der Betreiberin der Stauanlage, Deformationen aufgrund von Änderungen im Füllstand, aber beispielsweise auch nach einem Erdbeben auf den Millimeter genau zu erfassen. Aufgrund der glatten und vegetationslosen Oberfläche der Mauer sind gute Ergebnisse zu erwarten. Die Herausforderung besteht bei Staumauern in der Regel in der Standortwahl: Einerseits soll der grösstmögliche Bereich der Mauer abgedeckt und auch die Randbereiche als stabile Partien erfasst werden. Andererseits wird eine möglichst hohe Range-Auflösung angestrebt. Im Idealfall blickt das Radar relativ steil in die Wand, um einen möglichst grossen Distanzunterschied zwischen dem tiefsten und dem höchsten Punkt der Mauer zu erreichen (Bild 2). Die Platzierungsmöglichkeiten sind aber häu-

fig stark von der lokalen Topografie vor der Sperre abhängig. Die Wahl dieser Aufnahmegeometrie bestimmt über die Range-Auflösung die Anzahl Pixel, die in vertikaler Richtung die ganze Staumauer abdecken. Bei doppelt gekrümmten Bogenstaumauern ergibt sich zusätzlich die Gefahr, dass bei einer schlechten Standortwahl Doppeldeutigkeiten in der räumlichen Verortung von Pixeln auftreten, wenn überhängende Bereiche der Mauer in Range und Azimut dieselben Koordinaten aufweisen (sogenanntes Overlay, siehe Bild 3). Gleichzeitig muss im Auge behalten werden, dass das Radar nur die Komponente der Deformation in Richtung zum Radar misst. Im Rahmen einer periodischen Messkampagne müssen Standorte für die Radarmontage zusätzlich so gewählt werden, dass die Radarschiene bei der Wiederholungsmessung am exakt gleichen Ort montiert werden kann. Dies kann sowohl auf anstehendem Fels oder auf einem Betonfundament erfolgen. An der Santa Maria-Talsperre ergab die Range-Auflösung 30 Pixel über eine Höhe von 117 m und damit eine Pixel-

höhe von durchschnittlich rund 4 m (Bild 2 und Bild 4). Im Vergleich dazu war die Pixelbreite etwa 1 m. Um atmosphärische Effekte korrigieren zu können, wurde der Bereich am Fusse der Staumauer in einer ersten Auswertung als stabil angenommen. Der Seespiegel lag bei der zweiten Messung rund 10 m höher.

Bild 4 zeigt die gemessenen Phasendifferenzen, projiziert auf ein Höhenmodell, welches vor Ort mit einem Laserscanner erfasst wurde. Die Farbskala umfasst eine Phase und geht von -180° bis $+180^\circ$. Eine Veränderung der Phase in positive Richtung bedeutet eine Annäherung des Ziels an das Radar. Es ist gut ersichtlich, dass insgesamt drei Phasensprünge stattfinden (Übergänge direkt von Rot zu Blau). Die totale Deformation beträgt also mehr als eine Wellenlänge. In diesem Fall ist die Interpretation kein Problem, die Wellenlängen können einfach addiert werden, wenn man sich auf einem zusammenhängenden Pfad vom Rand der Talsperre zu deren Mitte bewegt. Um den tatsächlichen Wert der Deformation zu erhalten, müssen

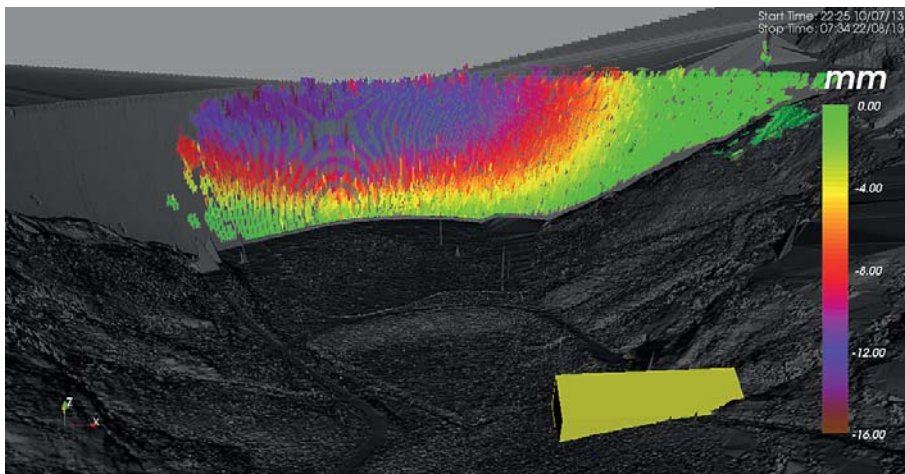


Bild 5. Oberflächendeformationen an der Talsperre Santa Maria nach der Atmosphärenkorrektur und der Entfaltung der Phase.

diese Phasenübergänge «entfaltet» werden. Diese Entfaltung der Phase (sogenanntes «Spatial Phase Unwrapping») ist in vielen technischen Anwendungen nötig (beispielsweise bei MRI-Aufnahmen in der Medizin). Sie ist bei Radaraufnahmen nicht immer so einfach wie im vorliegenden Beispiel.

Aus dem linken Bereich der Talsperre (siehe *Bild 4* und *Bild 5*) erreichen das Radar keine Signale mehr. Der Einfallswinkel der Strahlung auf die Oberfläche ist dort zu flach, um eine genügend starke Reflexion zu ermöglichen.

Neben der Entfaltung der Phase muss die Atmosphäre korrigiert werden. Es sind zwar Formeln bekannt, inwieweit die Luftfeuchte, der Luftdruck und die Temperatur die Ausbreitung der Radarstrahlung beeinflussen (z.B. *Zebker, 1997*). In der Praxis ist die raumfüllende Messung dieser Parameter aber nicht möglich, sodass diese Einflüsse anhand von Annahmen korrigiert werden müssen. Im vorliegenden Beispiel wurde der geländenahe

Teil der Sperre als stabil angenommen und damit ein Atmosphärenmodell erzeugt, das von den Messdaten subtrahiert wurde. Das Resultat ist in *Bild 5* wiederum auf das digitale Höhenmodell gezeichnet. Im zentralen, oberen Wandbereich sind Deformationen (in Radarstrahlrichtung) um die 12 mm aufgetreten.

Es ist gut möglich, dass die absoluten Werte dieser Deformationen nicht exakt stimmen, da die Atmosphärenkorrektur aufgrund der stabilen Gebiete nur eine Schätzung der Einflüsse auf bewegte Gebiete erlaubt. Mithilfe von geodätischen Kontrollmessungen an wenigen Punkten wäre es möglich, das Atmosphärenmodell soweit anzupassen, damit in allen Bereichen Genauigkeiten von einem Millimeter erreicht würden.

4. InSAR-Anwendungen bei Naturgefahren

Die Überwachung grossflächiger Geländebewegungen ist ein Haupteinsatzgebiet der Radarinterferometrie. Im Vergleich zu

geodätischen Punktmessungen können sie räumlich aufgelöste Deformationswerte bereitstellen, was insbesondere bei komplexen, grossflächigen Geländebewegungen von grosser Bedeutung ist (*Tarchi et al. 2003*). Zudem erübrigt sich der zumeist unwegsame und teilweise gefährliche Zugang ins instabile Gebiet, um Spiegel oder lokale Messgeräte anzubringen. Im Folgenden beschreiben wir zwei Beispiele, in denen sowohl langsame Fels- als auch sehr schnelle Rutschbewegungen mittels Radarinterferometrie überwacht werden.

4.1 Messung von langsamen Deformationen

Die Überwachung von sehr langsamen Deformationen im Fels erfordert eine Messgenauigkeit im Millimeterbereich. Beispielhaft für eine solche Messung zeigen wir eine Felswand oberhalb eines Wohngebiets in Mendrisio (Kanton Tessin), wo eine Felschuppe im unteren Bereich der Wand überwacht werden sollte (*Bild 6*). Die zu erwartenden Deformationen sind in dieser Situation sehr gering und liegen im Bereich von einigen Millimetern pro Jahr. Deshalb wurden zwei Messkampagnen im Februar 2013 und im Januar 2014 durchgeführt. Wie im Beispiel der Talsperre ist auch hier die Montage von grosser Bedeutung. Die Montagevorrichtung des Radars wurde an Betonblöcken befestigt, welche mit Zementkleber auf das Flachdach einer Trafostation geklebt wurden. Somit ist die Installation über mehrere Jahre hinweg nutzbar, ohne dass sich die Montageposition des Radars verändern kann. Der Zielbereich liegt in einer Distanz von 250 m vom Gerätestandort. Grossflächige stabile Bereiche im Hauptteil der Wand und die scharfe Abgrenzung zwischen



Bild 6. Felswand oberhalb von Mendrisio. Die zu überwachende Schuppe im unteren Wandbereich ist rot eingekreist.

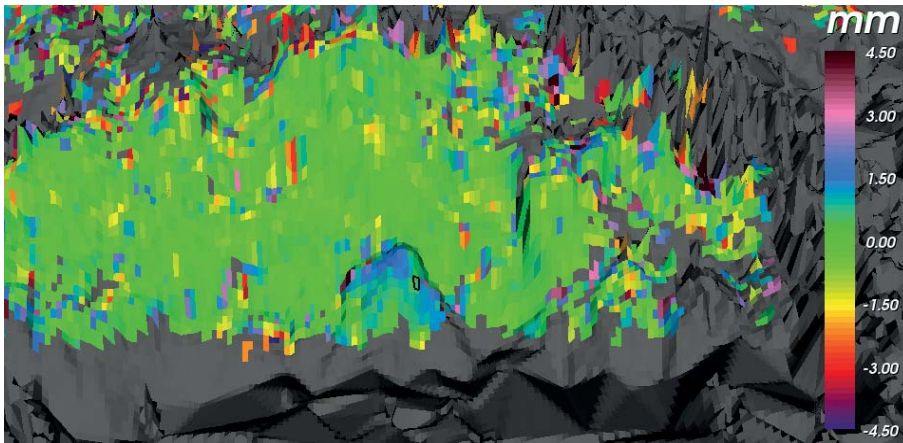


Bild 7. Deformationsmessung oberhalb von Mendrisio. Im Fokus steht die Schuppe im unteren Wandteil, die sich nach 11 Monaten leicht zur Hauptwand hin geneigt hat. In den Randbereichen deuten farblich stark variierende Pixel auf den Einfluss der Vegetation hin.

potenziell instabiler Schuppe und stabiler Hauptwand vereinfachen die Atmosphärenkorrektur und lassen im Umfeld der Schuppe submillimetergenaue Messungen zu. Für die Projektion der Radardaten wurde auch hier mittels Laserscanning ein lokales Höhenmodell erstellt und mit der Radarposition verknüpft. Die Genauigkeit der Georeferenzierung in der Wand liegt im Bereich von ca. 1 m. Die Messresultate in Bild 7 zeigen, dass die Schuppe während der elf Monate zwischen den zwei Messungen leicht zur Wand gekippt ist. Am Fuss der Schuppe ist keine Bewegung festzustellen, während sich der obere Teil um ca. 1.5 mm vom Radar entfernt hat. Bereiche, welche bewachsen sind, wo Wasser fließt oder Erdreich die Oberfläche bedeckt, führen zu einem stark schwankenden Rückstreuverhalten und müssen von der Analyse ausgeschlossen werden. An solchen Stellen kann keine Aussage zur effektiven Deformation gemacht werden, daher werden die meisten dieser Gebiete von der Auswertung ausgeschlossen. Weil die wenigsten Felswände frei von jeglicher Vegetation sind, bleiben meist vereinzelt rauschende Pixel übrig. Für zuverlässige Aussagen sind deshalb in der Regel zusammenhängende Flächen von mindestens 5×5 Pixel nötig.

4.2 Messung von schnellen Deformationen

Die im Frühsommer 2013 reaktivierte Rutschung im Val Parghera bei Domat-Ems hat im Sommer 2013 in mehreren Murgängen schätzungsweise $160\,000\text{ m}^3$ Gesteine zu Tale gefördert. Bereits die Schneeschmelze Mitte April führte zur Mobilisierung grosser Mengen Material, das die Kapazität des bestehenden Gesteinsammlers am 20. April 2013 ein erstes

Mal überstieg. In der Folge wurden die Schlammmassen über die Kantonsstrasse auf freie Flächen zwischen der Kantonsstrasse und den Schienen der Rhätischen Bahn geleitet, um diese und die angrenzende Autobahn A13 vor Schäden zu bewahren. Die Kantonsstrasse konnte später dank dem Bau einer Notbrücke wieder freigegeben werden. Nach einem trockenen und entsprechend ruhigen Hochsommer wurde die noch im Einzugsgebiet verbleibende Rutschmasse auf $340\,000\text{ m}^3$ geschätzt (Medienmitteilung Kanton GR, Sept. 2013). Um das Ausmass der Rutschung bestimmen zu können, wurden bereits Ende Juni interferometrische Radarmessungen durchgeführt. Die Herausforderung an dieser Stelle bestand in der gleichzeitigen Erfassung von ganz unterschiedlichen Deformationsraten: während sich der untere Teil der Rutschung so schnell bewegte, dass die Deformationen von Auge auf den stündlichen Webcam-Bildern sichtbar waren (siehe Link 1 für einen Zeitraffer-Film), so mussten die oberen, felsigen Bereiche mit Millimetergenauigkeit erfasst werden, um Deformationen festzustellen. Erschwerend kam hinzu, dass keine bekannt stabilen Gebiete vorhanden waren, welche eine Atmosphärenkorrektur hätten ermöglichen können.

Das Radar wurde während zwei Wochen ununterbrochen betrieben. Eine angelieferte Betonplatte (Bild 8), auf der die Radarschiene installiert werden konnte, ermöglichte eine rasche Installation. Die Distanz zum Zielgebiet betrug in diesem Fall rund 1500 m. Um die stark unterschiedlichen Geschwindigkeiten im Zielgebiet erfassen zu können, wurden die Auswertungen für die langsamen und die schnellen Bereiche separat durchgeführt. Für die Auswertung der hohen Ge-

schwindigkeiten wurde das Radar einmal am Tag in einen schnelleren Messmodus geschaltet. In diesem Messmodus wird die räumliche Auflösung halbiert, dafür dauert eine Messung nur noch halb so lang und es können doppelt so hohe Geschwindigkeiten erfasst werden (vgl. Kapitel 2.1).

Die Bestimmung der schnellen Deformationen im unteren Bereich (rot markierte Bereiche in Bild 9) bereitete keine nennenswerten Probleme, schon nach einem Messzyklus von wenigen Minuten lagen erste Resultate vor, da sich das Zielgebiet zwischen zwei Messungen messbar bewegt hatte (Bild 10 links). Die Atmosphäreninflüsse mussten in diesem Fall nicht korrigiert werden, da sie gegenüber der schnellen Oberflächendeformationen vernachlässigbar sind. Diese hohen Deformationsraten wurden täglich bestimmt und zeigen eine erstaunliche Dynamik des Rutschgebiets mit einer Variation der Oberflächengeschwindigkeiten zwischen 2 cm/h und 10 cm/h (Bild 10 rechts). Eine unabhängige Vergleichsmessung der ETH Zürich (Professur für Geosensorik und Ingenieurgeodäsie) mit einem Laserscanner bestätigte diese Werte. Da der Laserscanner eine wesentlich höhere Pixeldichte als das Radar aufweist, wurden mit diesem Gerät sehr lokal noch höhere Geschwindigkeiten erkannt. Das Radar misst jeweils einen Geschwindigkeitsmittelwert über ein Pixel, welches hier eine Grösse von ungefähr $10 \times 2\text{ m}$ hat.

Auch für die oberen, mutmasslich stabilen Bereiche konnte aus den Messdaten eine Stabilitätsabschätzung für die Dauer der Messkampagne gemacht werden. Dabei wurden Messungen vom Beginn der Kampagne mit solchen von deren Ende verglichen. Als Mass für die Vergleichbarkeit zweier Radarmessungen dient die Kohärenz. Diese Zahl zwischen 0 und 1 sagt aus, wie stark sich das Rückstreuverhalten eines Radarziels zwischen zwei Messungen verändert hat. Die räumliche Kohärenz für den oberen Bereich ist relativ tief (Bild 11 links), was auf starke Veränderungen an der Oberfläche hindeutet. In den mit A und B bezeichneten Bereichen ist sie höher. Hier handelt es sich um die zur Beurteilung stehenden felsigen Gebiete (orange markierte Bereiche in Bild 9). Im Vergleich dazu zeigt das Interferogramm in Bild 11 rechts in denselben Bereichen ein sehr konsistentes Bild, mit einer konstanten Phasenverschiebung im Bereich um 160° . Diese Phasenverschiebung setzt sich, wie oben diskutiert, hauptsächlich aus der Geländedeformation und den Atmosphäreninflüssen zusammen.



Bild 8. Einfache Montage auf einem Betonsockel für die temporären Messungen in Domat-Ems.



Bild 9. Blick auf das Rutschgebiet Val Parghera. Oben (orange markiert) die mutmasslich stabilen, felsigen Bereiche. Unten (rot markiert) die sich am schnellsten bewegenden Bereiche.

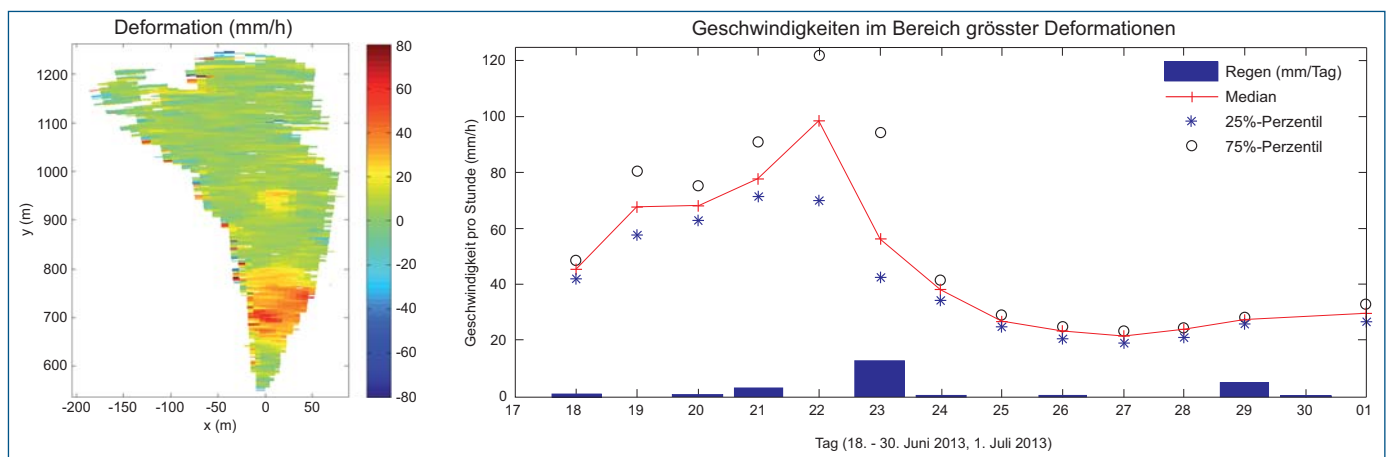


Bild 10. Deformationsmessungen im Bereich schneller Deformationen am Kegelhals an der Rutschung im Val Parghera. Links: Örtlich aufgelöste Deformationen (Rot bedeutet eine Annäherung ans Radar). Rechts: Variation der Geschwindigkeiten im unteren Rutschbereich während der Messkampagne sowie Messdaten der benachbarten Regenmessstation.

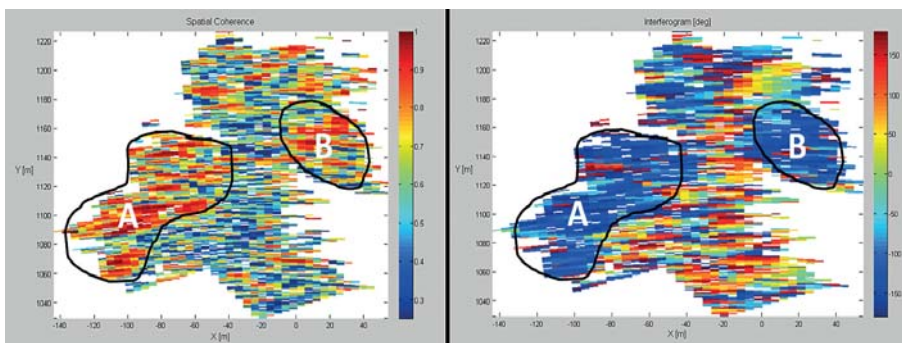


Bild 11. Räumliche Kohärenz (links) und Interferogramm (rechts) des oberen Rutschgebiets im Val Parghera. Rote Farben im Kohärenzbild zeigen eine hohe räumliche Kohärenz. Im Interferogramm bedeuten blaue Farben eine Phasenverschiebung um -160° .

Sie ist identisch für die beiden, nicht zusammenhängenden Gebiete. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass sich beide Gebiete mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten bewegen und die Atmosphäre diese genau so «kompensiert», dass am Ende identische Phasenverschiebungen resultieren. Wir nehmen deshalb an, dass die

Atmosphäreinflüsse für beide Gebiete identisch sind. Dann müssen sich aber auch beide Gebiete mit exakt der gleichen Geschwindigkeit bewegt haben. Da die Gebiete nicht zusammenhängen und auch der Blickwinkel des Radars auf die Gebiete verschieden ist, kann mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden,

dass diese gemeinsame Oberflächengeschwindigkeit null beträgt und sich die Gebiete während der Messkampagne nicht deformiert haben.

5. Zusammenfassung

Die präsentierten Beispiele zeigen, dass sich interferometrische Radarmessungen sowohl zur Deformationsmessung an künstlichen Bauten wie Talsperren als auch zur Überwachung und Quantifizierung von Massenbewegungen im alpinen Umfeld sehr gut eignen.

Die sauberen, vegetationslosen Oberflächen und die langsamen Deformationsgeschwindigkeiten von Talsperren ermöglichen die flächige Bestimmung von millimetergenauen Oberflächenänderungen. Herausforderungen in diesem Umfeld sind die Wahl eines optimalen Radarstandorts, damit eine möglichst hohe räumliche Auflösung erreicht werden kann und die erwartete Bewegungsrichtung auch tatsächlich gemessen wird. Diese

Fragen lassen sich im Vorfeld der Messungen gut abschätzen, beispielsweise mit einem schon vorhandenen, digitalen Höhenmodell. Geodätische Punktmessungen und Radarmessungen ergänzen sich gegenseitig, indem das Radar flächige Messungen zwischen den Spiegeln bereitstellt, welche mit geodätischen Messungen an wenigen Punkten auf Millimetergenauigkeit kalibriert werden können.

Zur Überwachung von Felsdeformationen und Rutschungen können mit dem Radar flächige Deformationsmessungen mit hoher Genauigkeit und schneller Messfrequenz auch bei schlechten Wetter- und Sichtverhältnissen zur Verfügung gestellt werden. Herausfordernd sind stark vegetationsbedeckte Oberflächen oder Veränderungen an der Oberfläche, z.B. durch fliessendes Wasser, welche die Kohärenz verringern und eine Vergleichbarkeit der Messungen schon nach Stunden oder Tagen verunmöglichen können.

Aus einer Kombination interferometrischer Radarmessungen und herkömmlichen geodätischen oder lokalen Messmethoden lässt sich ein ideales Überwachungspaket schnüren, das den verschiedenen Ansprüchen bezüglich Ge-

fahrenpotenzial, Verfügbarkeit der Messdaten, Messgenauigkeit, Flächenabdeckung und Zugänglichkeit des Zielgebiets umfassend Rechnung trägt.

Referenzen

- M. Alba, G. Bernardini, A. Giussani, P. P. Ricci, F. Roncoroni, M. Scaioni, P. Valgoi, K. Zhang* (2008), Measurement of dam deformations by terrestrial interferometric techniques, In International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Vol. XXXVII, Part B1, 3–11 July 2008, Beijing, China.
- S. Frey, W. Haeberli, A. Linsbauer, C. Huggel, F. Paul* (2010), A multilevel-strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10,2, pp. 339–352.
- S. Gruber and W. Haeberli* (2007), Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *J. Geophys. Res.*, 112, F02S18, doi:10.1029/2006JF000547.
- M. Lemmens* (2011) *Geoinformation, Technologies, Applications and the Environment, Geotechnologies and the Environment*, Vol. 5, Springer Science+Business Media. DOI 10.1007/978-94-007-1667-4.
- S. Rödelsperger* (2011), *Realtime Processing*

of Ground Based Synthetic Aperture Radar (GB-SAR) Measurements, Schriftenreihe der Fachrichtung Geodäsie (33), Technische Universität Darmstadt, Fachbereich Bauingenieurwesen und Geodäsie, Darmstadt. ISBN 978-3-935631-22-8.

D. Tarchi, N. Casagli, R. Fanti, D. D. Leva, G. Luzi, A. Pasuto, M. Pieraccini, S. Silvano (2003), Landslide monitoring by using groundbased SAR interferometry: an example of application to the Tessina landslide in Italy, *Engineering Geology*, 68, pp. 15–30.

H. A. Zebker, P. A. Rosen, S. Hensley (1997), Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 102.B4, pp. 7547–7563.

Link 1: http://www.gr.ch/DE/institutionen/verwaltung/bvfd/awn/aktuelles/Seiten/20131223_val_parghera.aspx

Anschrift der Verfasser

Mylène Jacquemart, Lorenz Meier

Geopraevent AG

Technoparkstrasse 1, CH-8005 Zürich

mylene.jacquemart@geopraevent.ch

lorenz.meier@geopraevent.ch