



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

„Analyse von Monitoringdaten bei
Hangrutschungsgebieten“

Verfasserin

Anna Maria Zöchbauer

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat)

Wien, 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 416

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Geophysik

Betreuerin / Betreuer:

Ao. Univ. Prof. Dr. B. Meurers

Danksagung

Beim Entstehungsprozess meiner Diplomarbeit waren mehrere Menschen beteiligt, denen ich hiermit meinen Dank aussprechen möchte.

Zuerst möchte ich mich bei der Geologischen Bundesanstalt und den MitarbeiterInnen der geophysikalischen Abteilung bedanken, die mir Daten und Programme für die Bearbeitung dieser Diplomarbeit zur Verfügung stellten. Allen voran meinem operativen Diplomarbeitsbetreuer, Mag. Robert Supper, der mich bei der Bearbeitung dieses Themas unterstützte und immer wieder auf meine Fragen antwortete. Weiteren Dank gilt auch Stefan Pfeiler, der mit mir für die Installation der Piezometer eine Reise nach Ancona antrat.

Bedanken möchte ich mich auch bei Ao. Univ. Prof. Dr. Bruno Meurers für Übernahme des Themas.

Weiterer Dank gilt meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung während des gesamten Studiums.

Auch meinen Kolleginnen Stefanie Kauer und Jutta Rasel möchte ich Danke sagen für die tolle Studienzeit.

Besonderer Dank gilt Stefan, der mir mit viel Geduld und Motivation bei der Entstehung dieser Arbeit geholfen hat.

Kurzfassung

Massenbewegungen sind global zu beobachtende Naturereignisse und vor allem in bewohnten Teilen der Erde für menschliche Opfer und materielle Schäden verantwortlich. Eine intensive Auseinandersetzung mit diesen geologischen Prozessen ist unumgänglich. Die geowissenschaftliche Forschung strebt nach geeigneten Methoden zur Überwachung von gefährdeten Hängen, die auch im Falle einer größeren Gefährdung als Frühwarnsysteme dienen können.

In dieser Diplomarbeit wurden Monitoringdaten für die Überwachung von instabilen Hängen in Ancona, Bagnaschino (Italien), Ampflwang, Laakirchen und am Gschlieflgraben (Österreich) analysiert und Korrelationen zwischen den einzelnen Messgrößen ermittelt. Die Messungen fanden bzw. finden im Rahmen des EU-Projektes „Safeland – Living with landslide risks in Europe“ und des FWF-Projektes „Tempel“ (TRP175-N21) statt. An diesen Hängen kam es in den letzten Jahren zu Rutschungen, die meist durch Veränderungen des Wasserhaushalts ausgelöst wurden. Neben geotechnischen und hydrologischen Messmethoden lassen sich mit geoelektrischem Monitoring dauerhaft Informationen über den Zustand der Hänge gewinnen. Die Messungen für diese Arbeit wurden mit dem von der Geologischen Bundesanstalt entwickelten Geomon4D-System durchgeführt, das permanent spezifische Widerstände und Eigenpotentiale aufzeichnet. Die jeweiligen Verschiebungen wurden mit DMS-Systemen registriert. Diese Multiparameter-Systeme werden in Bohrlöchern installiert und können mit unterschiedlichen Messsensoren ausgestattet werden. Am Gschlieflgraben, in Ancona und Bagnaschino werden zusätzlich Abfluss- und Wasserpegelmessungen durchgeführt.

Für diese Diplomarbeit wurde das in puncto Laufzeit optimierte Programm „ConfigurationExtractor“ geschrieben, das die nach Tagen geordneten Ausgangsdaten des Geomon4D-Systems in Dateien zusammenfasst, die die Zeitreihen einzelner Elektrodenkonfigurationen beinhalten.

Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit wurde auf die Analyse der Zeitreihen der Eigenpotentiale und deren Verhalten bei Niederschlägen gelegt, die oftmals der Auslösemechanismus für Verschiebungen waren. Bei allen Gebieten sind Änderungen der Eigenpotential- und Geoelektrikdaten aufgrund dieser Wasserzuflüsse erkennbar. Die Größenordnung der jeweiligen Anomalien hängt von der Menge und Dauer des Regens ab. Vor allem in Ancona wurde dies verdeutlicht, wo nur durch ein einzelnes großes Regenevent im Februar 2012 eine Anomalie von 0,6 V registriert wurde, in den trockeneren Sommermonaten hingegen nur geringere Anomalien in den Daten zu sehen waren. Es zeigte sich auch, dass im Winter und Frühjahr das Schmelzwasser zu größeren Eigenpotentialanomalien und Verschiebungen führen konnte, wie es in Ampflwang der Fall war.

Neben der Wassermenge spielt auch die geologische Beschaffenheit des jeweiligen Untergrunds entlang des Profils eine Rolle. Durch Vergleiche von positiven und negativen Anomalien entlang eines Profils ist es möglich, An- und Abstrombereiche des Wassers zu lokalisieren und auf die Durchlässigkeit des Bodens zu schließen. Große Anomalien von 0,7 V wurden am Gschlifgraben vor allem an Elektroden im mittleren Abschnitt des Profils aufgezeichnet. Der vermehrte Wasserfluss in bestimmten Zonen kann die Kohäsion vermindern. Dadurch wird die Stabilität des Untergrunds reduziert. Weiters zeigten sich bei allen Monitoringgebieten deutliche Verzögerungen im Auftreten dieser Anomalien, die auf das unterschiedliche Fließverhalten entlang des Profils hinweisen.

Die Eigenpotentialdaten in Bagnaschino kennzeichnen sich aufgrund der geologischen Beschaffenheit und den gleichzeitig stattfindenden Geoelektrikmessungen durch Effekte der induzierten Polarisation, die vor allem bei mehrmals täglichen Widerstandsmessungen deutlich erkennbar waren. Diese Effekte betrugen maximal 0,1 V und ließen sich von Änderungen des kinetischen Potentials, die auf Wasserzuflüsse zurückzuführen waren, unterscheiden.

In Rahmen dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass Eigenpotentialdaten als Parameter für den Wasserfluss im Rutschkörper entlang eines Profils aufgefasst werden können.

Ein weiteres Ziel dieser Diplomarbeit war, die Abhängigkeit der Druckschwankungen und infolge der Stabilität des Hangs von atmosphärischen Gezeiten nachzuweisen. Dies wurde in Ancona mittels Wasserdruckmessungen in Bohrlöchern umgesetzt. In den Druckdaten zeigten sich die erwarteten täglichen und halbtäglichen Perioden, der eindeutige Zusammenhang konnte jedoch aufgrund fehlender Inklinometerdaten nicht festgestellt werden.

Abstract

Landslides are global natural phenomena. Especially in inhabited areas, they represent a threat to human life and infrastructure. Therefore, it is necessary to investigate this topic to find out more about the geological processes causing these phenomena. The geosciences are constantly improving the available methods of monitoring the endangered areas as well as the early warning systems which are to predict dangerous events.

It is the main objective of this work to compare the monitoring data which was collected in Ancona, Bagnaschino (Italy), Ampflwang, Laakirchen and at the Gschliefgraben (Austria) using different measuring methods. The measurements were performed throughout the project “Safeland – Living with landslide risks in Europe” and the FWF project “Tempel” (TRP175-N21). For the last few years, there were larger movements at all these sites – caused by changes of the hydrological conditions. In addition to geotechnical and hydrological measuring methods, geoelectrical monitoring provides additional information about the state of the landslide body. The measurements on which this work is based on were carried out by the newly developed monitoring-system of the Geological Survey of Austria, the Geomon4D-system, which permanently measures resistivity and self potentials. The displacements were registered by DMS-systems. These multiparametric systems are being installed in drilling holes and can be equipped with different measuring sensors. In Ancona, Bagnaschino and at the Gschliefgraben site, additional ground water level and discharge measurements are performed.

For this thesis, the time-optimised program “ConfigurationExtractor” was implemented. It puts the data which were written into files according to the date and time they had been recorded into files representing the time series according to the electrode configurations.

The focus of this work was to analyse time series of self potential data and their response to precipitation which often triggered the displacements. At all sites, there are obvious changes in geoelectrical and self potential data caused by water inflows. The scale of the anomalies depends on the amount and duration of the rain. In particular, this was seen in Ancona, where a single rain event caused a major anomaly of 0.6 V in January, whereas in the dryer summer months, only smaller responses of the self potentials due to rain were recorded. Another result is that water from the snow melt can cause great self potential anomalies and even displacements in winter and spring, which could be observed in Ampflwang.

In addition to the amount of water also the geological setting of the underground along the profile plays an important role. Comparing negative and positive anomalies along the profile, it is possible to localise fluid re- and discharge areas and to get information about the permeability of the soil. Signi-

ficant anomalies were detected at the Gschliefgraben, especially at electrodes in the middle of the profile. The increased waterflow in certain areas leads to reduced cohesion. As a consequence, the stability of the slope is decreasing. Furthermore, at all monitoring sites there are obvious time delays in the response, which can be interpreted as different arrival times of the water front.

The self potential data in Bagnaschino are characterised by effects of induced polarisation caused by the mineral composition of the rocks and the simultaneously performed geoelectric measurements. Especially, if these measurements were carried out several times a day, the self potential data was highly disturbed. These effects reached a 0.1 V maximum. The changes of self potentials due to water inflow could be separated from these effects.

With regard to the results provided by the present thesis, it can be interpreted that the obtained self potential data represent the flow of water within the landslide body along a profile.

Another objective of this work was to find out if pore-water pressure and consequently the stability of a slope correlate with the atmospheric tides. Therefore, a series of measurements of the water pressure were carried out in seven drilling holes of the site at Ancona. In the pressure data, the expected diurnal and semi-diurnal tides could be detected, but as no displacement data were at hand, this correlation could not be proven.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung.....	1
2. Theoretischer Hintergrund.....	3
2.1. Massenbewegungen.....	3
2.1.1. Definition, Einteilung.....	3
2.1.2. Ursachen und Auslöser von Massenbewegungen.....	5
2.1.2.1. Physikalische Ursachen.....	5
2.1.2.2. Faktoren zur Destabilisierung von Hängen.....	6
2.1.2.3. Auslösende Faktoren.....	7
2.1.2.4. Kontrollierende Faktoren.....	8
2.1.3. Geophysikalische Methoden zur Erkundung von Massenbewegungsgebieten.....	8
2.1.4. Einfluss der Gezeiten auf Massenbewegungen.....	10
2.2. Grundlagen der geoelektrischen Messmethoden.....	12
2.2.1. Gleichstrommethode.....	12
2.2.1.1. Theorie.....	12
2.2.1.2. Anwendung.....	14
2.2.2. Der spezifische elektrische Widerstand von Gesteinen	18
2.2.2.1. Der spezifische Widerstand des Wassers.....	19
2.2.2.2. Gesteine mit nichtleitendem Matrixanteil.....	21
2.2.2.3. Gesteine mit leitendem Matrixanteil.....	22
2.2.3. Eigenpotential-Verfahren.....	24
2.2.3.1. Redoxpotentiale.....	24
2.2.3.2. Diffusions- und Membranpotentiale.....	24
2.2.3.3. Strömungs- und Filtrationspotentiale.....	25
2.2.3.4. Anwendung	26
2.2.4. Induzierte Polarisierung	28
2.2.4.1. Messmethoden.....	28
2.2.4.2. Ursachen.....	30
2.2.5. Geoelektrisches Monitoring bei Hangrutschungen – Systementwicklung GEOMON4D-System	32
2.3. Prinzip der Neigungsmessung.....	35

2.3.1. DMS.....	36
3. Untersuchungsgebiete.....	38
3.1. Gschliefgraben.....	38
3.1.1. Geologie.....	39
3.1.2. Geomonitoring	39
3.1.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsevents.....	44
3.1.4. Zusammenfassung.....	52
3.2. Ancona.....	53
3.2.1. Geologie.....	54
3.2.2. Geomonitoring.....	56
3.2.3. Analyse einzelner Niederschlagevents.....	58
3.2.4. Untersuchungen im Hinblick auf Gezeiten effekt.....	62
3.2.5. Zusammenfassung.....	66
3.3. Bagnaschino.....	67
3.3.1. Geologie.....	68
3.3.2. Geomonitoring	70
3.3.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsevents.....	73
3.3.4. IP-Effekt.....	77
3.3.5. Zusammenfassung.....	82
3.4. Ampflwang – Hausruck	83
3.4.1. Geologie.....	83
3.4.2. Geomonitoring.....	84
3.4.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagevents.....	86
3.4.4. Zusammenfassung.....	91
3.5. Laakirchen.....	93
3.5.1. Geomonitoring.....	93
3.5.2. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsevents.....	95
3.5.3. Zusammenfassung.....	100
4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	102
Abbildungsverzeichnis.....	I
Tabellenverzeichnis.....	VI
Literaturverzeichnis.....	VII
Anhang.....	X

1. Einleitung

Massenbewegungen sind in gebirgigen und hügeligen Gebieten eine global zu beobachtende Gefahr für Menschen, Gebäude, Infrastruktur und Umwelt und für viele menschliche Opfer und materielle Schäden verantwortlich. Durch den Klimawandel und die wachsende Bevölkerung, die immer mehr Siedlungsraum in Anspruch nimmt, steigt die Anzahl der Ereignisse und die Gefährdung für die Menschen. Es besteht die Notwendigkeit, dass sich die naturwissenschaftliche Forschung intensiv mit diesen Naturereignissen auseinandersetzt, um die Ursachen dieser Prozesse verstehen zu können, diese zu verhindern oder gegebenenfalls die Bevölkerung davor zu schützen. Unterschiedliche Faktoren sind für ein Auslösen verantwortlich und ein rechtzeitiges Erkennen der Gefahr ist unabdingbar.

In Europa gab es im letzten Jahrhundert mit 16 000 Toten weltweit die zweitgrößte Anzahl an Todesopfern. Zudem entstanden die höchsten materiellen Kosten, die durch Massenbewegungen verursacht wurden. Italien ist nach der EM-DAT International Disaster Database am meisten davon betroffen. (SASSA & CANUTI, 2008)

Das europaweite Projekt „SafeLand - Living with landslide risks“ beschäftigt sich mit Massenbewegungen und wie der Mensch damit umgehen muss. Neben der Frage, warum es zu Massenbewegungen kommt, spielen auch Risikomanagement und vor allem die technologische Entwicklung für die Beobachtung von gefährdeten Gebieten, und in Folge die Entwicklung von Frühwarnsystemen eine entscheidende Rolle. In diesem Forschungsteil ist unter anderem die Geophysik von Bedeutung. Neben geotechnischen und hydrologischen Untersuchungen lässt sich mit verschiedenen geophysikalischen Messmethoden die Struktur des Untergrunds eines gefährdeten Gebietes abbilden. Hier werden vor allem Methoden wie Seismik, Geoelektrik und Elektromagnetik angewandt, die sich auch für permanente Datenaufnahmen eignen.

In dieser Diplomarbeit werden dauerhaft installierte geophysikalische Messsysteme, die zeitliche Änderungen der spezifischen Widerstände und Eigenpotentiale des Untergrundes aufnehmen, mit geotechnischen und hydrologischen Monitoringdaten von gefährdeten Hängen in Österreich und Italien analysiert und miteinander verglichen. Das angestrebte Ziel dieser Diplomarbeit ist, die Zusammenhänge der verschiedenen Messmethoden zu verdeutlichen und über zeitliche Veränderungen der Daten mehr Information über den Bewegungsmechanismus des Gebietes zu gewinnen. Ein besonderes Augenmerk wird dabei auf die Auswertung von Eigenpotentialdaten gelegt und deren Korrelation mit Niederschlägen und Verschiebungen. Inwiefern sich durch gleichzeitige Gleichstromgeoelektrikmessungen induzierte Polarisationseffekte in den Eigenpotentialdaten zeigen, ist eine zusätzliche Fragestellung

und wird am Beispiel Bagnaschino verdeutlicht. Ein weiteres Ziel dieser Diplomarbeit ist die Untersuchung von Daten auf die Kräfte der Gezeiten. Angelehnt an eine Forschungsarbeit von Schulz et al. (2009) wurden Luftdruck- und Wasserdruckdaten von Ancona analysiert, und ob darin tägliche Variationen widergespiegelt werden.

Die geoelektrischen Messungen wurden von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) mit dem neu entwickelten Monitoringsystem Geomon4D aufgenommen. Eines der zurzeit genauesten Messgeräte für permanente geotechnische Überwachungen ist das DMS-Messsystem der italienischen Firma Centro Servizi di Geoingegneria (CSG). Dieses Multiparameter-Messsystem wird in den Gebieten für dauerhafte Inklinometer- und Piezometermessungen in Bohrlöchern eingesetzt. Diese Messungen werden im Rahmen des EU-Projekts „Safe-Land – Living with landslide risks“, und des FWF Projektes „Tempel“ (TRP175-N21) durchgeführt.

2. Theoretischer Hintergrund

In diesem Abschnitt werden die theoretischen Grundlagen vorgestellt, die für die Bearbeitung und Auswertung der Daten des praktischen Teils von Interesse sind.

2.1. Massenbewegungen

2.1.1. Definition, Einteilung

„A movement of a mass of rock, earth or debris down a slope“ (CRUDEN, 1991).

Unter dem Begriff gravitative Massenbewegung (engl.: landslide) wird eine hangabwärts gerichtete, bruchlose oder bruchhafte Verlagerung von Material (Fest- und Lockergestein, Boden) unter dem Einfluss der Schwerkraft verstanden (DIKAU u. a., 2001).

Solche Prozesse können schnell (Bergsturz, Steinschlag) oder langsam ablaufen (Rutschung, Talzuschub). Für die Klassifizierung von Massenbewegungen gibt es viele verschiedene Methoden und Ansätze. Eine Bewegung setzt sich meist aus verschiedenen Typen zusammen, sodass sich eine eindeutige Zuordnung sehr schwierig gestaltet. Man kann zwischen Bewegungsgeschwindigkeit, Materialtyp, Masse des bewegten Erdmaterials oder Bewegungsart kategorisieren (GLADE & DIKAU, 2001). Ein gesondert zu behandelnder Prozess sind Murgänge. Da sich das Material aus Lockergestein und Wasser zusammensetzt und sich fließend fortbewegt, sind diese Vorgänge den Gesetzen der Hydraulik unterworfen, anders als „rein“ gravitative Massenbewegungen (BUNZA, 1992).

Die folgende Abbildung und Tabelle gibt eine international anerkannte Klassifizierung von Massenbewegungsprozessen nach Varnes (1978), Cruden und Varnes (1996) und Dikau et al. (1996) wieder. Diese unterscheidet nach Art und Weise der Bewegung unter Berücksichtigung des Materialtyps (GLADE & DIKAU, 2001).

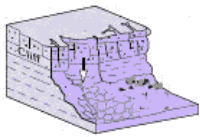
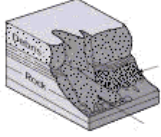
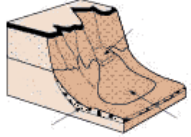
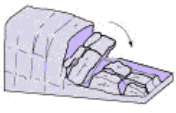
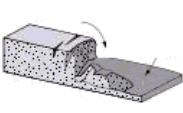
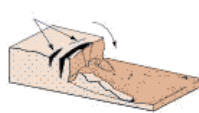
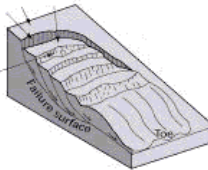
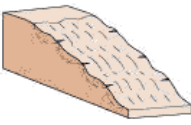
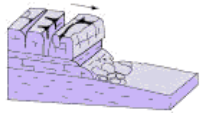
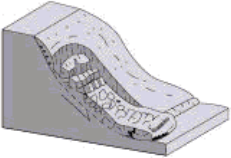
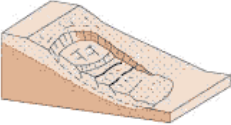
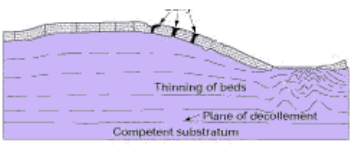
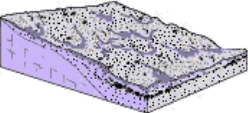
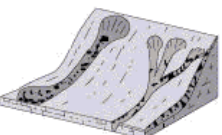
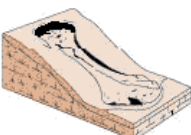
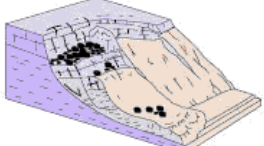
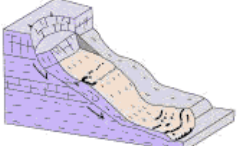
Material		Rock	Debris	Earth
Movement				
Falls				
				
Slides	Rotational			
	Translational (Planar)			
Spreads				
Flows				
Complex				

Abbildung 1: Klassifizierung von Massenbewegungen (VARNES, 1978)

<i>Massenbewegungstyp</i>	<i>Beispiele</i>
Fallen (falls)	Felssturz, Steinschlag
Kippen (topples)	Felskipfung, Kippung im Lockersubstrat
Gleiten, Rutschen (slides)	
a) rotationsförmig	Rotationsrutschung
b) translationsförmig	Translationsrutschung, Blockgleitung, Schuttstrom
Driften (spreads)	Bergzerreißung, Felsdriften
Fließen (flows)	Murgang, Sackung, Talzuschub
Komplex (complex)	Sturzstrom, Bergsturz

Tabelle 1: Klassifikation gravitativer Massenbewegungen (DIKAU u. a., 2001)

2.1.2. Ursachen und Auslöser von Massenbewegungen

2.1.2.1. Physikalische Ursachen

Wird ein Hang instabil, so sind die Kräfte, die die Bewegung initiieren größer als die rückhaltenden Kräfte. Es wird zwischen der treibenden Kraft der

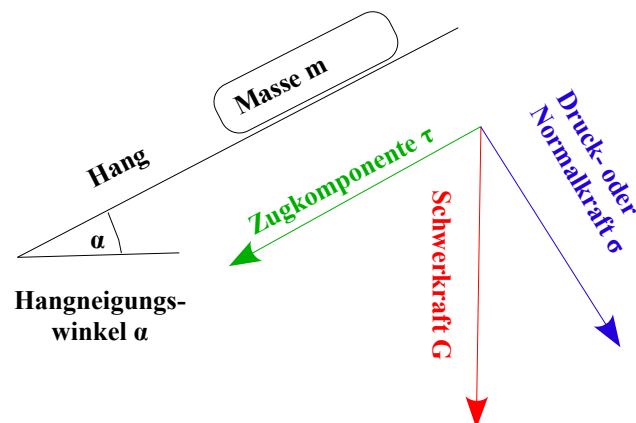


Abbildung 2: Kräfteparallelogramm an einem Hang

(AHNERT, 1996)

Schub- oder Scherspannung τ , die der Gravitation zugrunde liegt, und der darauf im rechten Winkel stehenden rückhaltenden Kraft der Druckspannung σ unterschieden. Ein weiterer wichtiger Faktor dabei ist die Hangneigung. Wird diese größer, so erhöht sich auch die Druckspannung auf den Hang (AHNERT, 1996).

Das Verhältnis zwischen den beiden Kräften wird als Sicherheitsfaktor bezeichnet.

$$\text{Sicherheitsfaktor} = \frac{\text{rückhaltende Kraft}}{\text{treibende Kraft}}$$

Ist der Faktor größer als 1, bleibt der Hang stabil.

Zwei weitere wichtige Parameter für die Stabilität eines Hanges sind die Kohäsion c und Winkel der inneren Reibung ϕ . Dadurch ergibt sich das Mohr-Coulomb-Gesetz (AHNERT, 1996):

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c$$

τSchubspannung (oder Scherspannung)

σDruckspannung

ϕWinkel der inneren Reibung

cKohäsion

Der Winkel der inneren Reibung wird als der Winkel definiert, bei dem lockeres Material oder ein Festkörper, ohne abzurutschen, noch belastet werden können. Er ist ein Maß für die Reibung und Rauigkeit bzw. Glätte der Oberflächen dieser Materialien. Der Winkel hat die physikalische Einheit Grad, zumeist wird jedoch sein Tangens für Berechnungen benutzt. (AHNERT, 1996)

Die Kohäsion c ist zuständig für die Bindung zwischen einzelnen Körnern des Lockermaterials und hat die physikalische Einheit einer Spannung. Sie ist als stabilisierende Kraft aufzufassen, wird jedoch stark durch den Wassergehalt der Poren beeinflusst, der die Kohäsion vermindert (AHNERT, 1996). Auch der Porenwasserdruck u ist in diesem Belange entscheidend: Der in den Poren vorherrschende Wasserdruck ist abhängig von der Dichte des Wassers ρ_w , der Höhe der Wassersäule h und der Erdbeschleunigung g . Die Durchlässigkeit des Untergrunds ist für Über- und Unterdrücke verantwortlich. Ist dieser negativ, so wird die Kohäsionskraft stärker; positiver Porenwasserdruck verringert die Bindung im Gestein, die Poren werden mit Wasser gefüllt (SCHULZ u. a., 2009).

2.1.2.2. Faktoren zur Destabilisierung von Hängen

Die Ursachen von Massenbewegungen sind oft nicht eindeutig beschreibbar, meist ist es ein Zusammenspiel von mehreren lang- und kurzfristigen Einflussfaktoren, die eine Bewegung auslösen können. Es wird unterschieden zwischen vorbereitenden Faktoren (Disposition), prozessauslösenden Faktoren (Trigger) und kontrollierenden Faktoren (CROZIER, 1986).

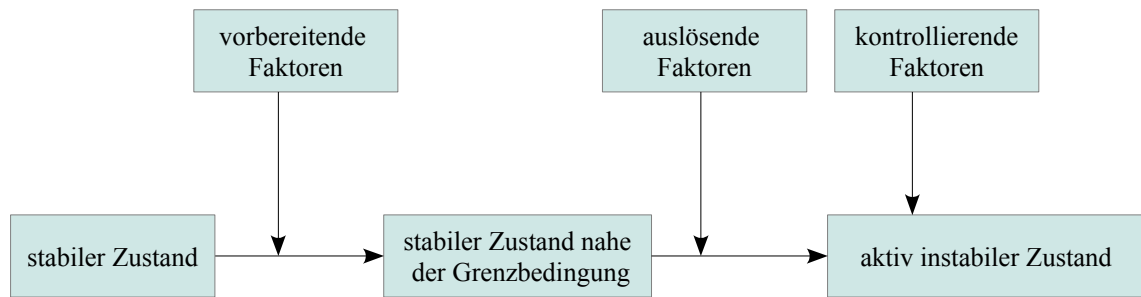


Abbildung 3: Faktoren der Hanginstabilität (DIKAU u. a., 2001)

Die folgende Tabelle zeigt die wichtigsten vorbereitenden Faktoren, die einen stabilen Hang in die Instabilität nahe den Grenzbedingungen führen, ohne die Bewegung auszulösen, eingeteilt in endogene (innere) und exogene (äußere) Einflussfaktoren:

<i>vorbereitende Faktoren</i>			
Endogen		Exogen	
Geologische Verhältnisse	Morphologische Faktoren	Anthropogener Einfluss	Physikalische Faktoren
Orientierung von Trennflächen	Hangneigung	Bergbau	Niederschläge
Geklüftetes oder gestörtes Gestein	Hangform	Fehlende Drainagen	Verwitterung
Gesteinsfestigkeit	Auflast	Bergbau	Erdbeben
	Lage des Hanges	Besiedelung von Hängen	rasche Schneeschmelze
	Erosion		Wasserspiegelschwankungen

Tabelle 2: Vorbereitende Faktoren von Massenbewegungen (POPESCU, 2001) und (DIKAU u. a., 2001)

2.1.2.3. Auslösende Faktoren

Der Trigger, der den eigentlichen Bewegungsprozess auslöst, ist jedoch meist ein kurzfristiges Ereignis. Der Hang befindet sich durch vorbereitende Faktoren nicht mehr in der stabilen Lage und beim Erreichen eines Schwellenwertes wird durch meist mehrere, kurzfristige Ereignisse die Bewegung ausgelöst. Dazu gehören (DIKAU u. a., 2001):

- *Meteorologische Ereignisse:* starker Niederschlag
- *Hydrologie:* rasche Schneeschmelze, Porendruck, Bodensättigung, schnelle Wasserspiegelschwankungen
- *Erschütterungen:* Erdbeben, Sprengungen, Vulkanausbrüche
- *anthropogener Einfluss:* Auflast, Aushübe

2.1.2.4. Kontrollierende Faktoren

Diese Faktoren tragen vor allem zur Steuerung der aktuellen Bewegungsbedingungen bei und sind entscheidend für das Volumen, die Reichweite und die Geschwindigkeit der bewegten Masse (DIKAU u. a., 2001):

- Hangneigung, Hangwölbung
- Vegetation
- Gerinnerauhigkeit
- Weitertransport bewegter Masse

2.1.3. Geophysikalische Methoden zur Erkundung von Massenbewegungsgebieten

Ein Hauptziel des Projektes Safeland ist die Entwicklung von technologischen Methoden zur Kartierung und Überwachung von instabilen Hängen. Diese Techniken sollen verbessert werden, um mögliche Risiken für Mensch und Umwelt durch Massenbewegungen ausreichend beurteilen zu können und um als dauerhafte Frühwarnsysteme zu dienen (LECOMTE u. a., 2010). Um die Stabilität eines Massenbewegungsareals zu bewerten ist es notwendig, (1) dessen Größe und Struktur, und vor allem die Lage der Gleitfläche zu kennen, (2) Information über die Hydrologie im Bewegungsgebiet zu haben und (3) die Massenbewegung zu klassifizieren (McCANN & FORSTER, 1990). Diese komplexen Strukturen werden durch Kombination verschiedener Messmethoden sichtbar. Neben der Fernerkundung (passive und aktive optische Sensoren, Radar) und geotechnischen Methoden (Bohrungen, Extensometer, Inklinometer) gewinnt auch die Geophysik für diese Fragestellung zunehmend an Bedeutung. Obwohl diese nicht direkt mechanische und geologische Eigenschaften liefert, sondern physikalische Parameter, erhält man schnell und ökonomisch einen Überblick über den Untergrund. Die Ergebnisse liegen als Verteilung eines Parameters mit der Tiefe an einem Punkt an der Oberfläche vor (1D), können aber auch entlang einer Linie (2D) oder eines Gitters (3D) gemessen werden und sind nach der Inversion geophysikalische „Bilder“ (Ausschnitte, Würfel) (LECOMTE u. a., 2010). Durch die Anwendung mehrerer Methoden kann der Bewegungskörper lokalisiert und seine Bewegungen erfasst werden. In der folgenden Tabelle sind die wichtigsten, bei Massenbewegungen angewandten geophysikalischen Techniken und deren gemessener physikalischer Parameter aufgelistet (JONGMANS & GARAMBOIS, 2007)

<i>Methode</i>	<i>Parameter, Information</i>
Seismische Reflektion	v_p , v_s , 2D vertikaler Ausschnitt
Seismische Refraktion	v_p , v_s
Seismische Tomographie	v_p , 2D vertikaler Ausschnitt
Geoelektrische Tiefensondierung	ρ , 1D vertikales Profil
Geoelektrische Tomographie	ρ , 2D vertikales Profil
Eigenpotential-Verfahren	V , 1D horiz. Profil, 2D Kartierung
Elektromagnetik	ρ , 1D horiz. Profil, 2D Kartierung
GPR	ε , 2D vertikaler Ausschnitt
Gravimetrie	γ , 1D horiz. Profil, 2D Kartierung
Bohrlochradar	

Tabelle 3: Geophysikalische Methoden für Untersuchungen bei Massenbewegungen, v_s und v_p ... S- und P-Wellengeschwindigkeit, ρ ... elektrischer Widerstand, V ... elektrisches Potential, ε ... dielektrische Leitfähigkeit, γ ... Dichte (JONGMANS & GARAMBOIS, 2007)

Diese Prospektionsmethoden wurden bei verschiedenen Typen von Massenbewegungen angewendet und sind sowohl bei Hängen mit geringer Neigung als auch für steile Hänge einsetzbar. Die Eindringtiefen reichen von 3 bis 400 m. Das Hauptziel ist meist die Erkundung der horizontalen und vertikalen Grenzflächen, vor allem die Detektion der Bruchfläche. Zusätzlich wird dabei die interne Struktur des Bewegungskörpers untersucht. Ein weiteres Ziel stellt die Lokalisierung von Wasser innerhalb der bewegten Masse dar. Welche Methode die attraktivste ist, hängt von der jeweiligen Fragestellung und von folgenden Faktoren ab (McCANN & FORSTER, 1990):

- *Existenz eines geophysikalischen Kontrastes:* Obwohl eine geologische, hydrologische oder mechanische Grenzfläche vorhanden ist, muss diese sich nicht zwangsläufig in den geophysikalischen Daten als Kontrast widerspiegeln.
- *Eindringtiefe und Auflösung der Messtechnik:* Es muss ein Kompromiss zwischen diesen beiden Kriterien geschlossen werden: je tiefer die Eindringtiefe, desto geringer die Auflösung
- *Signal-noise-Verhältnis:* Da das bewegte Material oft gestört ist, kann es zu Rauschen kommen (starke Dämpfung seismischer Wellen, Probleme bei elektrischer Stromeinspeisung)

Neben der Entwicklung dieser 2D- und 3D-Messmethoden für Untersuchungen bei Massenbewegung spielt auch der Ausbau von 4D-Systemen eine große Rolle. Bei diesen sei die Zeit die vierte Dimension. Somit besteht die Möglichkeit, auch langperiodisch Änderungen geophysikalischer Parameter des

Gebietes aufzuzeichnen und diese mit anderen Messmethoden zu vergleichen. Mit dauerhaft installierten Sensoren, vor allem für geoelektrische Messungen, können jahreszeitlich hydrologische Veränderungen und dadurch Information über den Wasserhaushalt (Änderungen durch Niederschläge, Zu- und Abflüsse) bei Hängen im instabilen Zustand erfasst werden. (JONGMANS & GARAMBOIS, 2007)

2.1.4. Einfluss der Gezeiten auf Massenbewegungen

Ob die Gezeitenkräfte einen Einfluss auf die Stabilität von angehenden Massenbewegungen haben, ist bisher noch wenig erforscht. Diese Kräfte sind durchaus mögliche Trigger, die Gleitprozesse wie etwa Erdbeben oder Gletscherbewegungen in Gang setzen können (COCHRAN, E. u. a., 2004; GUDMUNDSSON, 2006). Es wurde von Schulz u.a. (2009) erforscht, dass atmosphärische Gezeiten an instabilen Hängen für Bewegungen verantwortlich und ein treibender Mechanismus sein können. Kräfte, die durch Erdgezeiten entstehen, wären dafür zu klein.

Unter dem Begriff atmosphärische Gezeiten sind großräumige Oszillationen der Atmosphäre gemeint, die durch regelmäßig auftretende externe Kräfte entstehen. Man unterscheidet zwischen den *thermalen atmosphärischen Gezeiten*, die durch die Sonneneinstrahlung entstehen, und den *gravitativen atmosphärischen Gezeiten*, die durch die Anziehung von Sonne und Mond erzeugt werden. Im Gegensatz zu den Gezeiten der festen Erde und Ozeangezeiten sind die gravitativen atmosphärischen Gezeiten bedeutend kleiner und in etwa 20-mal kleiner als die atmosphärischen Gezeiten thermalen Ursprungs (CHAPMAN & LINDZEN, 1970). Der Einfluss dieser Kräfte ist vor allem in Luftdruckdaten mit 24- und 12- stündigen Perioden sichtbar.

Schulz et al. untersuchten diesen Zusammenhang bei der aktiven Slumgullion-Rutschung in Colorado (2009). Nach der Fouriertransformation von stündlichen Messungen von Verschiebungen, Luftdruck und Porenwasserdruck zeigten sich tägliche und halbtägliche Maxima, die Verschiebungen waren in Phase mit den atmosphärischen Ebben. Diese Korrelation zwischen Bewegungen und atmosphärischen Gezeiten ist bei der modellhaften Betrachtung (infinite slope model) durch das Mohr-Coulomb-Gesetz gegeben:

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c$$

Bei Böden, die Porenwasser beinhalten, muss der Porenwasserdruck noch mitberücksichtigt werden:

$$\tau = (\sigma - u) \tan(\phi) + c (**)$$

u.....Porenwasserdruck an der Scherfläche

Die Reibung, die an der Oberfläche des Körpers herrscht und eine Bewegung bremst, ist abhängig vom Porenwasserdruck und der Druckspannung, welche

wiederum von der Last des überliegenden Materials abhängt. Luftdruckschwankungen breiten sich in der Erde aus und forcieren Fluide (Wasser, Luft) zu einer Bewegung von Zonen mit höherem Druck zu Zonen mit niedrigerem Druck. Diese Dynamik wirkt sich auf die Reibungskraft aus. Erhöhter Luftdruck lässt ein Abwärtsfließen des Fluids zu, das in einer abwärts gerichteten Kraft in einer Erhöhung der Reibung resultiert. Bei niedrigerem Luftdruck kommt eine aufwärts gerichtete Kraft zustande, ausgelöst durch ein Aufwärtsfließen des Fluids. Die Reibungskraft wird in diesem Falle verringert. Dadurch wird die Wahrscheinlichkeit einer Massenbewegung erhöht. Da Luftdruckschwankungen mit der Tiefe in ihrer Ausbreitung gedämpft und verzögert werden, wirkt sich dies auf die Druckspannung aus und Gleichung (**) wird adaptiert zu:

$$\tau = (\sigma - u + P_a(t) - P_1(t)) \tan(\phi) + c$$

$P_a(t)$Luftdruck an der Oberfläche

$P_1(t)$Luftdruck in Tiefe der Scherfläche

Wie stark die atmosphärischen Gezeiten gedämpft werden, hängt vor allem vom Erdmaterial und der Tiefe des Massenbewegungskörpers ab. In tonhaltigem Gestein werden diese stärker gedämpft als in grobkörnigen Materialien.

Durch diese Forschungen an der Slumgullion-Rutschung kann darauf geschlossen werden, dass sich nicht nur gezeitenbedingte Luftdruckschwankungen, sondern auch klimatische, unregelmäßige Änderungen im Luftdruck auf die Stabilität bei Hängen im instabilen Zustand auswirken können. (SCHULZ u. a., 2009)

Diese Aussage wurde von Dal Moro und Zadro (1998) bekräftigt. In tektonisch aktiven Gebieten können größere Luftdruckschwankungen bei Inklinometern und Extensometern Veränderungen in den Messdaten hervorrufen; verglichen mit dem Effekt von Niederschlägen ist dieser Einfluss jedoch sehr gering. Diese Beobachtungen wurden jedoch mit gezeitenkorrigierten Inklinometer- und Extensometerdaten gemacht, somit sind keine atmosphärischen Gezeitenkräfte beinhaltet.

2.2. Grundlagen der geoelektrischen Messmethoden

Mit Hilfe geoelektrischer Verfahren werden an der Oberfläche elektrische Felder vermessen. Die daraus resultierenden Daten enthalten Information über die jeweiligen physikalischen Parameter, mit denen Aussagen über die geologische Untergrundstruktur getroffen werden können. Die Felder können natürlichen (Eigenpotential, Variation des Erdmagnetfeldes) oder künstlichen Ursprungs sein. Letztere werden durch galvanische Elektroden oder durch induktive, in Spulen fließende Wechselströme hervorgerufen. Es wird zwischen Gleichstrom- und Wechselstromgeoelektrik unterschieden. Im folgenden Kapitel wird die für diese Arbeit relevante Gleichstromgeoelektrik und Eigenpotentialmethode behandelt. Die Ströme im Untergrund verhalten sich nach den physikalischen Gesetzen nach Maxwell und werden durch die gesteinspezifischen Eigenschaften beeinflusst.

2.2.1. Gleichstrommethode

2.2.1.1. Theorie

Für die hier besprochene Theorie der Gleichstrommethode werden vorerst Annahmen zur Vereinfachung vermerkt (KOEFOED u. a., 1980)

1. Der Untergrund ist aus endlich vielen Schichten aufgebaut, getrennt durch horizontale Grenzflächen und finiter Dicke. Lediglich die tiefste ist ein unendlicher Halbraum.
2. Die einzelnen Schichten selbst sind elektrisch homogen und isotrop.
3. Das elektrische Feld wird durch eine Punktquelle an der Erdoberfläche erzeugt.
4. Der eingespeiste Strom ist Gleichstrom.

In einem homogenen isotropen Medium sind Stromdichte J (in A/m) und das elektrische Feld E (in V/m) durch das Ohm'sche Gesetz gegeben (TELFORD u. a., 1990):

$$J = \sigma E$$

σ ist hier die elektrische Leitfähigkeit (Siemens/m).

Das elektrische Feld ist der negative Gradient eines skalaren Potentials V :

$$E = -\nabla V$$

Daraus folgt:

$$J = -\sigma \nabla V (+)$$

In der Gleichstromgeoelektrik gelten die theoretischen Maxwell-Gleichungen nur bedingt; die Feldgrößen sind aufgrund der hohen Widerstände der Ge-

steine zeitunabhängig und daher verschwinden auch die partiellen Ableitungen (AIGNER u. a., 1985). Die Maxwell'sche Kontinuitätsgleichung

$$\frac{d}{dt}Q + \operatorname{div} J = 0$$

wird im zeitunabhängigen (stationären) Fall zu

$$\operatorname{div} J = 0$$

eingesetzt in Gleichung (+) ergibt das

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0$$

Für den homogenen, isotropen Fall bleibt σ konstant und es folgt die Laplace'sche Differentialgleichung für das harmonische Potential V :

$$\Delta V = 0$$

Dadurch können die in der Geoelektrik auftretenden stationären Ströme mithilfe der Potentialtheorie berechnet werden (AIGNER u. a., 1985). Für die Lösung der Laplacegleichung bietet sich die Darstellung in Zylinderkoordinaten an. Ist der Untergrund homogen und isotrop, entfällt der winkelabhängige Term (KOEFOED u. a., 1980):

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

Durch den Separationsansatz $V(r, z) = U(r)W(z)$ und den Partiallösungen Φ und Ψ erhält man die allgemeine Lösung der Differentialgleichung

$$V(r, z) = \int_0^\infty [\Phi(\lambda) e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda$$

J_0Besselfunktion 0. Ordnung

Folgende Randbedingungen müssen für einen horizontal geschichteten Halbraum erfüllt sein (KOEFOED u. a., 1980):

1. An den Schichtgrenzen verläuft das elektrische Potential stetig.
2. Die Vertikalkomponente der Stromdichte ist an den Schichtgrenzen stetig.
3. Die Vertikalkomponente verschwindet an der freien Oberfläche ($z = 0$) und damit auch das elektrische Potential. Der Lufthalbraum wird als Isolator betrachtet.
4. Nähert sich das Potential der Stromquelle ($r, z = 0$), so geht es gegen Unendlich.
5. Für große Entfernungen verschwindet das elektrische Potential.

Die allgemeine Lösung des Potentials für eine Punktquelle oberhalb eines homogenen Halbraumes ist gegeben durch

$$V_{PQ} = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda$$

Ist der Untergrund ein geschichteter Halbraum, so erhält man für das Potential der n-ten Schicht den Ausdruck

$$V_n = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [e^{-\lambda z} + \Theta_n(\lambda) e^{-\lambda z} + X_n(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (*)$$

mit den Funktionen

$$\Theta_n(\lambda) = \frac{2\pi}{I\rho_1} \Phi_n(\lambda)$$

$$X_n(\lambda) = \frac{2\pi}{I\rho_1} \Psi_n(\lambda)$$

$\Theta_n(\lambda)$Stefanescu-Kernfunktion

Durch die Randbedingungen ergibt sich aus Gleichung (*) das sogenannte Stefanescu-Integral (KOEFOED u. a., 1980):

$$V_n = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1 + 2\Theta_n(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda$$

Der Term $1 + 2\Theta_n(\lambda)$ wird als Slichter-Kernfunktion $K(\lambda)$ bezeichnet (KOEFOED u. a., 1980) und beinhaltet Information über Widerstände und Mächtigkeiten der einzelnen Schichten. Durch diese Funktion lassen sich Sondierungskurven von vorgegebenen Modellen (Vorwärtsrechnung) und die Schichtparameter aus Messwerten (Inversion) berechnen (KNÖDEL u. a., 1997). Die Kernfunktion wird mithilfe von rekursiven Algorithmen (Flathe-Rekursionsformel, Pekeris-Rekursionsformel) berechnet (KOEFOED u. a., 1980).

2.2.1.2. Anwendung

Bei der Gleichstrommethode werden künstliche elektrische Ströme in den Boden geleitet, deren Signalquellen sowohl Gleichstrom als auch niederfrequenter Wechselstrom (1-100 Hz) sein können. Diese Ströme werden über Metallspieße (Elektroden) in den Boden eingespeist. Bei den üblichen Feldmessungen werden Elektrodenkonfigurationen gewählt, bei denen sich vier Elektroden auf einer Linie befinden, um Übergangswiderstände zu vermeiden. Zwei Elektroden leiten einen definierten Strom in den Untergrund ein, zwischen den beiden anderen Elektroden wird die Potentialdifferenz gemessen. Die Eindringtiefe des Stromes hängt vom Abstand der Außenelektroden und vom geologischen Untergrund ab, beträgt aber in etwa ein Sechstel des Abstandes der Außenelektroden. Das Potential einer Elektrode

über einem homogenen Halbraum ist vom spezifischen Widerstand ρ , vom Strom I und vom Abstand r abhängig (TELFORD u. a., 1990):

$$V(r) = \frac{I \rho}{2 \pi r}$$

Für die Potentialdifferenz der Messelektroden ergibt sich:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2 \pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]$$

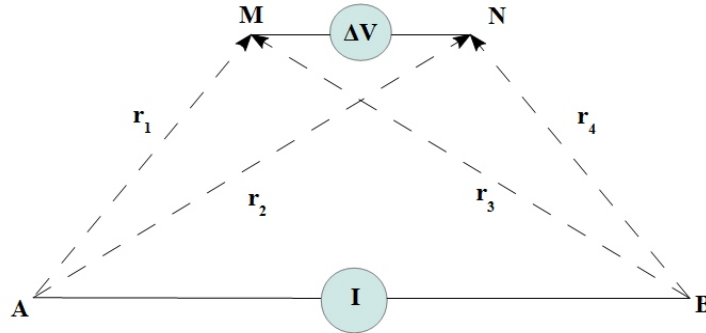


Abbildung 4: Schematische Darstellung der Vierpunkt-Anordnung (KNÖDEL u. a., 1997)

Da man Strom und Spannung misst und die geometrischen Auslageparameter bekannt sind, kann der spezifische Widerstand ρ berechnet werden. Ist der Untergrund homogener und isotroper Halbraum, so bleibt der Widerstand für jede Auslage gleich.

$$\rho = \frac{2 \pi \Delta V}{I} * \frac{1}{(1/r_1 - 1/r_2) - (1/r_3 - 1/r_4)} = \frac{\Delta V}{I} K$$

Der Geometriefaktor K ist für alle Elektrodenkonfigurationen berechenbar.

Da es sich in der Realität jedoch meist um einen inhomogenen, geschichteten Halbraum handelt, wird die Ausbreitung des Stromes von A nach B von den verschiedenen spezifischen Widerständen beeinflusst. Dadurch wird für die jeweiligen Eindringtiefen der *scheinbare spezifische Widerstand* ρ_a gemessen. Dieser Messwert ist ein mittleres Maß für den spezifischen Widerstand zwischen den Elektroden (AIGNER u. a., 1985).

Von einer Vielzahl an Konfigurationsanordnungen werden am häufigsten Wenner- und Schlumberger-Anordnungen verwendet. Bei der Wenner-Anordnung sind die Abstände zwischen den Elektroden gleich. Für Tiefensondierungen mit dieser Konfiguration werden die Elektroden um ein fixes Zentrum ausgelegt und der Abstand a wird schrittweise erhöht. Die Wenner-Anordnung wird allerdings meist für Widerstandskartierung verwendet. Dabei bleibt der Abstand a gleich und alle Elektroden werden entlang der Linie versetzt (TELFORD u. a., 1990).

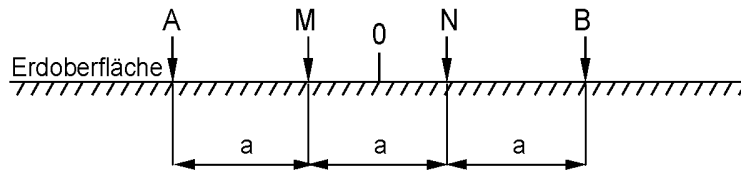


Abbildung 5: Wenner-Anordnung (KNÖDEL u. a., 1997)

A, B.....Stromelektroden, $AB = 3a$
M, N....Potentialelektroden, $MN = a$

Der scheinbare spezifische Widerstand entspricht:

$$\rho_a = \frac{2\pi a \Delta V}{I}$$

Bei der Schlumberger-Anordnung werden die Stromelektroden weiter auseinander versetzt. Die kleinste Distanz zwischen Strom- und Potentialelektrode bleibt immer größer (in etwa Faktor 10) als der Abstand zwischen den Potentialelektroden. Diese Konfiguration wird für die Tiefensondierung bevorzugt, da die Potentialelektroden meist gleich bleiben und nur die Stromelektroden versetzt werden müssen (TELFORD u. a., 1990).

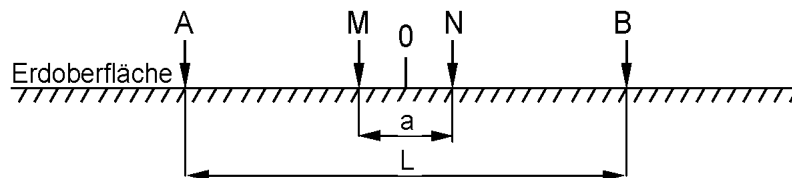


Abbildung 6: Schlumberger-Anordnung (KNÖDEL u. a., 1997)

A, B.....Stromelektroden
M, N....Potentialelektroden

Der spezifische Widerstand wird anhand dieser Formel berechnet:

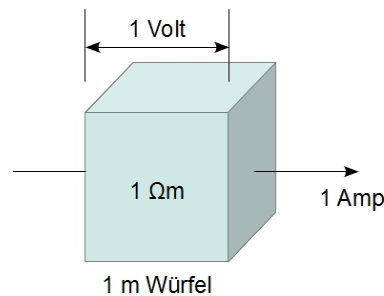
$$\rho_a = \frac{\pi \left(\frac{L}{2}\right)^2}{a} \frac{\Delta V}{I}$$

Im Prinzip werden in der Geoelektrik drei Methoden angewandt: (1) die geoelektrische Tiefensondierung (VES – vertical electrical sounding), bei der die Außenelektroden vom Mittelpunkt wegbewegt werden, um Änderungen mit der Tiefe erfassbar zu machen, (2) die geoelektrische Kartierung, die ein flächenhaftes Abbild des elektrischen Widerstandes liefert, indem die gesamte Messanordnung verschoben wird, und (3) die geoelektrische Tomographie

(ERT – electrical resistivity tomography), bei der viele Elektroden mit unterschiedlichen Kombinationen verwendet werden. Letztere liefert mit Multi-Elektrodensystemen eine 2D- (oder 3D) Widerstandverteilung des Untergrunds und kann somit als Kombination aus den beiden ersteren betrachtet werden. (JONGMANS & GARAMBOIS, 2007)

2.2.2. Der spezifische elektrische Widerstand von Gesteinen

Der spezifische Widerstand ρ eines Gesteins/Minerals ist eine konstante elektrische Eigenschaft, die von allen Bestandteilen, aus denen diese bestehen, bestimmt wird. Nimmt man einen Einheitskubus und lässt Strom durchfließen, so ist die gemessene Spannung entlang der Ausdehnung des Kubus (in V/m) geteilt durch den durch die Querschnittsfläche fließenden Strom (in I/m²) der spezifische Widerstand.



Der spezifische Widerstand ist durch das Ohm'sche Gesetz mit der elektrischen Feldstärke und der Stromstärke verbunden und wird vereinfacht als Skalar dargestellt.

$$\rho = R \cdot \frac{A}{L}$$

R.....Widerstand des Körpers

A.....Querschnittsfläche

L.....Länge

Die Isotropie, die zu dieser Vereinfachung vorausgesetzt wird, ist jedoch in den meisten Fällen nicht gegeben, dadurch ist bei Anisotropie der spezifische Widerstand als Tensor 2. Stufe zu behandeln (TELFORD u. a., 1990).

Die meisten Gesteine im trockenen Zustand sind mit sehr hohen spezifischen Widerständen größer als 10⁷ Ωm als Isolatoren zu betrachten. Sehr rauhe, vulkanische Magmatite besitzen generell den höchsten spezifischen Widerstand, Sedimente den geringsten. Die Werte für metamorphe Gesteine liegen dazwischen. Die folgende Abbildung soll einen Überblick über typische Werte verschiedener Gesteine geben.

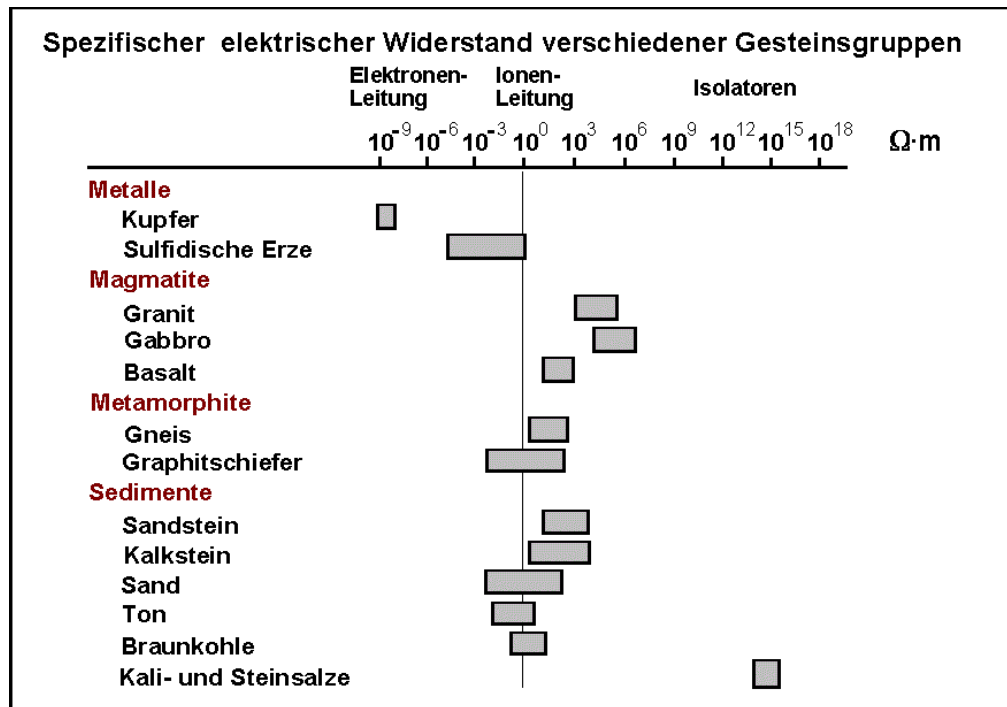


Abbildung 7: Spezifischer Widerstand für verschiedene Gesteinsgruppen (HEUBECK u. a., 2002)

Ein einflussreicher Faktor ist der Wassergehalt eines Materials, ein elektrolytischer Leiter, der den Gesamtwiderstand dadurch verringert. Das Gesamtvolumen V eines Gesteins besteht aus fester Gesteinsmatrix und einem durch Flüssigkeiten und Gasen gefüllten Porenraum V_p . Das Verhältnis dieser Größen ist die Porosität (SCHÖN, 1983):

$$\Phi = \frac{V_p}{V}$$

Zumeist besitzen Gesteine eine hohe Porosität und sind zerklüftet. Wasser und die darin gelösten Ionen, aber auch andere leitende Materialien wie Tonminerale, füllen diese Hohlräume aus und tragen zur Verringerung des spezifischen Widerstandes bei (TELFORD u. a., 1990). Weitere Einflussgrößen sind Temperatur- und Druckbedingungen und Korngrößen (KNÖDEL u. a., 1997).

2.2.2.1. Der spezifische Widerstand des Wassers

Der ausschlaggebende Leitfähigkeitsanteil im Gestein wird, sofern dieses tonfrei ist, durch den Anteil der elektrolytischen Lösung bestimmt. Der spezifische Widerstand des Wassers, bzw. der wässrigen Lösung ρ_w hängt unter anderem von der Art und Konzentration des gelösten Elektrolyten und von der Temperatur ab. Um den spezifischen Wasserwiderstand bestimmen zu können, ist eine chemische Analyse notwendig. Die folgende Tabelle zeigt Um-

rechnungsfaktoren, um spezifische Widerstände von Wasserlösungen zu erhalten:

<i>Konzentration (Gramm äquivalent)</i>	<i>NaCl</i>	<i>KCl</i>	<i>CaCl₂</i>	<i>MgCl₂</i>
0,02	1	0,87	1,07	1,18
0,02–0,06	1	0,88	1,04	1,15
0,06–0,2	1	0,89	1,01	1,11
0,2–0,6	1	0,90	0,99	1,08
0,6–2	1	0,96	0,97	1,02
2	1	1,13	0,94	0,96

Tabelle 4: Umrechnungsfaktoren der spezifischen Widerstände von Lösungen (SCHÖN, 1983)

Durch diese Faktoren werden die spezifischen Widerstände der Lösungen mit unterschiedlichen Bestandteilen und Konzentrationen umgerechnet auf eine äquivalente NaCl-Lösung. Dadurch lässt sich der spezifische Widerstand dieser Lösung in einem Nomogramm als Funktion der Konzentration und der Temperatur darstellen (SCHÖN, 1983)

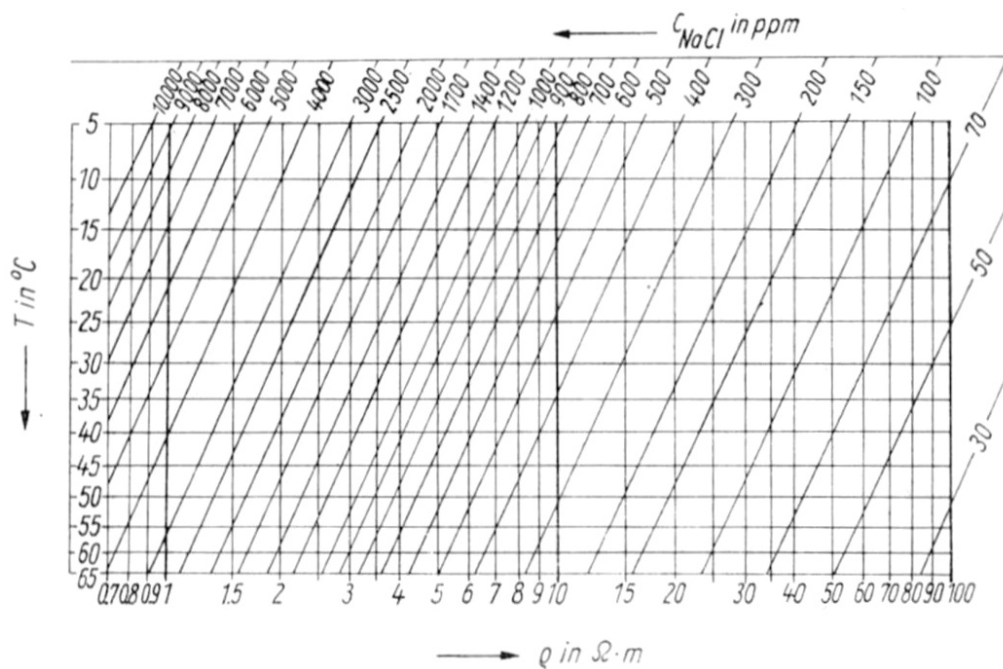


Abbildung 8: Spezifischer Widerstand von NaCl-Lösung in Abhängigkeit von Temperatur und Konzentration (SCHÖN, 1983)

Für die Temperaturabhängigkeit wird folgende empirische Formel verwendet:

$$\rho_W(T) = \frac{\rho_{W(293K)}}{a \Delta T + b (\Delta T)^2}$$

Dabei ist $\rho_{W(293K)}$ der spezifische Widerstand der Lösung bei der Bezugstemperatur 293K (20°C), $\rho_W(T)$ der spezifische Widerstand bei der Temperatur T in K und ΔT die Differenz aus beiden (SCHÖN, 1983). Die Werte für a und

b hängen von der chemischen Zusammensetzung der Lösung ab und betragen für NaCl nach DACHNOV (1975):

$$\alpha = 2,16 \cdot 10^{-2} \quad b = 8 \cdot 10^{-6}$$

2.2.2.2. Gesteine mit nichtleitendem Matrixanteil

Die meisten gesteinsbildenden Minerale (ausgenommen Tonminerale, Erze und Graphit) weisen einen hohen spezifischen Widerstand auf, die Leitung des Stromes wird dadurch hauptsächlich vom Porenwasserwiderstand ρ_w bestimmt. Archie erkannte 1942 den Zusammenhang zwischen dem spezifischen Widerstand des gesamten Gesteins und dem spezifischen Widerstand des Porenwassers. Daraus lässt sich der Formationsfaktor F definieren (TELFORD u. a., 1990):

$$F = \frac{\rho_{\text{Gesamt}}}{\rho_w}$$

Er analysierte vorerst nur wassergesättigtes Gestein und die Gesteinsmatrix muss für diese Formel als nichtleitend bzw. ohne Ton angenommen werden.

$$\rho_{\text{Matrix}} \rightarrow \infty$$

Mit den empirisch bestimmten Parametern α und m und der Porosität Φ ergibt sich der Formationsfaktor (ARCHIE, 1942)

$$F = \alpha \Phi^{-m}$$

sowie der gesamte Gesteinswiderstand:

$$\rho_{\text{Gesamt}} = \rho_w \alpha \Phi^{-m}$$

Der sogenannte Porositäts- oder Zementationsexponent m hängt von der Geometrie der Poren und deren Kompaktheit ab. Steigt die Zementation und Kompaktheit eines Gesteins, so erhöht sich auch m . Meist werden Werte zwischen 1,3 und 2,5 verwendet (SCHÖN, 1983). Der Exponent ist weiters auch von der Form des Gesteines abhängig, was experimentell mit verschiedenen Sandgesteinen herausgefunden wurde (JACKSON, 1978).

Der Wert von $\alpha=1$ wird bei nichtleitendem Gestein angenommen. Enthält dieses jedoch leitende Materialien, so verringert sich dieser (KIRSCH, 2006).

Eine weitere, vereinfachte Formel für den Formationsfaktor ist die Humble-Formel (TELFORD u. a., 1990)

$$F = \frac{0,62}{\Phi^{2,15}}$$

Für kalkhaltiges Gestein mit geringer Porosität lässt sich auch die Shell-Formel anwenden (TELFORD u. a., 1990):

$$F = 1 / \Phi^{\frac{(1,87+0,019)}{\Phi}}$$

Ein zusätzlich wichtiger Parameter ist der Wassergehalt w im Gesamtvolumen. Je mehr Wasser im Gestein, desto geringer wird der spezifische Widerstand. Die Sättigung beschreibt das Verhältnis Wasseranteil im Porenraum zu Gesamtporenraum:

$$S = \frac{V_w}{V_p}$$

Da die Wassersättigung S_w in den wenigsten Fällen vollständig ist, nimmt der spezifische Widerstand aufgrund der isolierend wirkenden Luft zu. Der Widerstand des teilgesättigten Gesteins ist somit (SCHÖN, 1983):

$$\rho_{Gesamt} = \rho_W \alpha \Phi^{-m} S_w^{-n}$$

Der Wert für den Sättigungsexponenten n liegt zwischen 1,5 und 3, wird aber meistens mit 2 angenommen (KIRSCH, 2006).

2.2.2.3. Gesteine mit leitendem Matrixanteil

(SCHÖN, 1983)

Tritt ein Fluid mit Festgestein in Verbindung, so kommt es aufgrund elektrochemischer Prozesse zu einer weiteren Leitfähigkeit, der Oberflächenleitfähigkeit σ_0 . Es entsteht eine elektrische Doppelschicht an der Grenze Porenflüssigkeit-Gesteinsmatrix. Diese Leitfähigkeit tritt vor allem bei Tonmineralien auf, bei geringer Mineralisation des Porenwassers auch in Schluff- und Sandgesteinen (SCHÖN, 1983). Die Archie-Gleichung wird erweitert:

$$\rho_{Gesamt} = \rho_W \alpha \Phi^{-m} S_w^{-n} + \frac{1}{\sigma_0}$$

Der zusätzliche Beitrag, der neben dem Porenwasser den spezifischen Widerstand verringert, wird umso stärker, je höher der Tongehalt und je geringer die Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit selbst ist. Ist die Porenflüssigkeit gut leitend, etwa durch hohe Salzkonzentration, so reduziert sich der relative Kationenüberschuss; die an den Ton gebundene Leitfähigkeit nimmt ab und Formationsfaktor des Gesteins kommt nahe an den des tonfreien Gesteins heran:

$$\lim_{\rho_W \rightarrow 0} F_{tonhaltig} = F_{tonfrei}$$

Das Volumen des Gesteines setzt sich zusammen aus der Gesteinsmatrix, dem Porenwasser in freier und gebundener Form und dem Tonanteil. Um aus Widerstandsmessungen auch auf die Porosität und den Formationsfaktor von tonhaltigen, wassergesättigten Gesteinen rückschließen zu können, wird zwischen zwei theoretischen Gesteinsaufbau-Modellen unterschieden. Der Ton kann laminar oder dispers verteilt sein.

Laminar verteilter Ton liegt schichtartig zwischen (tonfreiem) Gestein. Der elektrolytische und tonige Widerstands- bzw. Leitfähigkeitsanteil sind nach

dem Gesetz der Reihenschaltung elektronisch miteinander verbunden. Für wassergesättigtes Gestein ergibt sich:

$$\frac{1}{\rho_{Gesamt}} = \frac{V_{lam}}{\rho_T} + \frac{1-V_{lam}}{\rho_{Matrix}}$$

V_{lam}Volumensanteil des laminar verteilten Tons am Gesamtgesteinsvolumen

ρ_Tspezifischer Widerstand des Tons

ρ_{Matrix}spezifischer Widerstand der tonfreien Gesteinsmatrix

Für ρ_{Matrix} gilt die Beziehung:

$$\rho_{Matrix} = F'_{tonfrei} \cdot \rho_{Wasser}$$

Daraus ergibt sich:

$$\frac{1}{\rho_{Gesamt}} = \frac{V_{lam}}{\rho_T} + \frac{1-V_{lam}}{F'_{tonfrei} \cdot \rho_W}$$

Bei nur teilweise wassergesättigten Gesteinen fließt der Sättigungsgrad noch in die Berechnung mit ein. Aufgrund der laminaren Verteilung wechseln sich die Ton- und Gesteinsschichten ab, die jedoch messtechnisch nicht mehr aufzulösen sind. Dadurch kommt es zu einer Anisotropie der Leitfähigkeit.

Ist der Ton dispers verteilt, so befinden sich die Partikel statistisch verteilt zwischen den Gesteinskörnern. Der Ton kann diese umhüllen, aber auch frei im Porenraum liegen. Der Porenraum, der von der nichtleitenden Gesteinsmatrix gebildet wird, ist mit Wasser und Ton gefüllt. Die spezifische Leitfähigkeit, bzw. Widerstand der Porenfüllung lässt sich wieder mittels Reihenschaltung berechnen:

$$\frac{1}{\rho_{W,T}} = \frac{V_{disp}}{\rho_T} + \frac{1-V_{disp}}{\rho_W}$$

Mithilfe des Formationsfaktors F_Σ des gesamten, von der nichtleitenden Gesteinsmatrix gebildeten Porenraums, lässt sich die Leitfähigkeit des Gesteins berechnen:

$$\rho_{Gesamt} = F_\Sigma \rho_{W,T}$$

$$\frac{1}{\rho_{Gesamt}} = \frac{1}{F_\Sigma} \left(\frac{V_{disp}}{\rho_T} + \frac{1-V_{disp}}{\rho_W} \right)$$

$V_{disp}=1-w$... Volumensanteil dispers verteilten Tons am Gesamtgesteinsvolumen

$\rho_{W,T}$... spezifischer Widerstand des Ton/Wasser-Gemischs

F_Σ ... Formationsfaktor des gesamten, von nichtleitender Matrix gebildeten Porenraums

2.2.3. Eigenpotential-Verfahren

Das Eigenpotential-Verfahren (engl.: self potential, SP) gehört zu der Gruppe der passiven geoelektrischen Gleichstrom-Methoden. Dabei wird das elektrische Feld der natürlichen, im Untergrund fließenden Ströme gemessen, die Einheit dieser Werte ist Volt (V). Die Ursachen für diese Spannungsfelder sind sowohl elektrochemische Vorgänge, die für die Entstehung von Redox-, Diffusions- und Membranpotentialen verantwortlich sind, als auch elektrokinetische Prozesse, die durch die Bewegung von Wasser im Untergrund Fließ- und Strömungspotentiale erzeugen. Generell lässt sich sagen, dass Redoxpotentiale eine Größenordnung größer sind als die anderen genannten Potentiale. (KNÖDEL u. a., 1997)

2.2.3.1. Redoxpotentiale

Das elektrochemische Redoxpotential E_h ist ein Maß für die oxidierende bzw. reduzierende Kraft. Es ist durch die Nernstsche Gleichung gegeben:

$$E_h = E_0 + \frac{RT}{nF} \cdot \ln\left(\frac{a_{ox}}{a_{red}}\right)$$

E_0Standardpotential unter Normalbedingungen (25°C, 10⁵Pa, $a_{ox} = a_{red} = 1$)

a_{ox} , a_{red}Aktivität der oxidierenden bzw. reduzierenden Substanzen

nZahl der an den Reaktionen beteiligten Elektronen

Tabsolute Temperatur in K

Runiverselle Gaskonstante = 8,3143 J K⁻¹ mol⁻¹

FFaraday-Konstante = 9,6486 A s mol⁻¹

Mit zunehmender Tiefe nimmt der Sauerstoffgehalt ab und es erfolgt eine Änderung der Redoxverhältnisse in Richtung negativer Redoxpotentiale. Werden Gebiete unterschiedlicher Redoxpotentiale durch einen leitenden Körper im Untergrund (Erzkörper, Graphitschicht) elektrisch verbunden, so bilden sich Stromsysteme mit Dipolcharakter. Dadurch können Eigenpotentiale bis zu 1,5 V gemessen werden, ursprünglich wurde die Eigenpotentialmethode für die Erzprospektion entwickelt. Redoxpotentiale werden auch von Deponiekörpern und dem umgebenden Gestein gebildet. Die beeinflussenden Größen für zeitlich und räumlich unterschiedliche Redoxpotentiale sind chemische Parameter der Elektrolyte (Wertigkeiten, Konzentrationen, Mobilitäten), Leitfähigkeitskontraste und Niederschlags- und Grundwassereinträge. (KNÖDEL u. a., 1997)

2.2.3.2. Diffusions- und Membranpotentiale

Diffusions- und Membranpotentiale bilden sich an der Grenzfläche zwischen Festgestein und Porenflüssigkeiten aufgrund von Ionenaustauschprozessen und elektrochemischen Vorgängen. Der Zusammenhang der Einflussgrößen für diese Potentiale wird wiederum durch die Nernstsche Gleichung beschrieben:

$$U_{diff} = -\frac{u_+ - u_-}{u_+ + u_-} \cdot \frac{RT}{nF} \cdot \ln \frac{K_1}{K_2}$$

u_+, u_-Beweglichkeiten der Kationen, bzw. Anionen in $\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{V}^{-1}$

nWertigkeit der Ionen

K_1, K_2Elektrolytkonzentrationen in mol cm^{-3}

Diffusionspotentiale entstehen, wenn im Untergrund unterschiedlich mineralisierte Wässer (z.B. Schichtwasser und Regenwasser) aneinandergrenzen. Es kommt zu einer Diffusion der Ionen in Richtung des Konzentrationsgefälles und die unterschiedlichen Geschwindigkeiten der Anionen und Kationen erzeugen eine Ladungstrennung. Dadurch werden Potentialwerte bis zu 100 mV erreicht. An der Grenzfläche von Sandstein und Ton wird das Potential durch die Tonminerale beeinflusst, die an der Oberfläche Ionen adsorbieren. Es entsteht eine Membranwirkung (Ionensiebeffekt). Aufgrund dieser Effekte wird die Eigenpotentialmethode auch bei Bohrlochmessungen genutzt, da eine Abschätzung des Tongehalts von Speichergesteinen (shale volume) möglich ist. (KNÖDEL u. a., 1997)

2.2.3.3. Strömungs- und Filtrationspotentiale

Diese Potentiale entstehen durch die Bewegung eines mineralisierten Elektrolyten (Wasser) in porösem Gestein. Durch das Versickern von Niederschlägen, fließendes Grundwasser oder Verdunstung sind Anomalien von bis zu 100 mV möglich (KNÖDEL u. a., 1997). Die Strömungsrichtung des Wassers kann aus der Polarität abgeleitet werden: generell wird der Zustrombereich des Wassers (engl.: recharge area) in negativen und der Abstrombereich (engl.: discharge area) in positiven Eigenpotentialanomalien widerspiegelt (REVIL u. a., 1999). An der Grenzfläche Fluid-Festkörper wird eine elektrische Doppelschicht aus einem gebundenen und einem beweglichen Anteil von Ladungsträgern gebildet. Durch Flüssigkeitsbewegungen kommt es zur Ladungstrennung und dadurch zu einer Spannungsdifferenz zwischen den Endpunkten des durchströmten Raumes. Das elektrokinetische Potential ist durch die Helmholtz-Smoluchowski Gleichung gegeben (JOUNIAUX u. a., 2009)

$$U_k = \frac{\xi \epsilon_0}{4 \pi \eta} \Delta p$$

ϵDielektrizitätskonstante

ρspezifischer Widerstands der Porenflüssigkeit

ηViskosität der Porenflüssigkeit

ζZeta-Potential zwischen 2 Schichten

ΔpDruckdifferenz

Das Zeta-Potential repräsentiert die Durchlässigkeit des elektrischen Potentials durch eine elektrisch diffuse Schicht. Neben den in der Gleichung auftretenden gesteins- und wasserspezifischen Parametern und der Druckdifferenz hängt das Potential auch von der Temperatur ab. Erhöhen sich Temperatur, Korngröße und Gassättigung von Wasser und Gestein, nimmt das Potential

zu (REVIL u. a., 1999). Bei Hängen treten Strömungspotentiale vor allem in hochohmigen Bereichen auf und rufen eine größere Anomalie hervor. Die Messung des Strömungspotentials dient vor allem zur Untersuchung des im Untergrund fließenden Wassers bei Bauwerken, Deponien oder Dämmen und ermöglicht Aussagen über wasserführende Zonen oder mögliche Bruchstellen. In Karstgebieten liefert diese Messmethode Informationen über mögliche Hohlräume (AIGNER u. a., 1985)

2.2.3.4. Anwendung

Die Eigenpotentiale werden an der Erdoberfläche mit zwei unpolarisierbaren Sonden und mit einem hochohmigen Voltmeter gemessen. Eine Sonde wird als Basispunkt in elektrisch ungestörtes Gebiet gesetzt und die andere Sonde wird entlang eines Profils versetzt (Wandersonde). Es können aber auch beide Sonden abwechselnd versetzt werden (Gradientenverfahren). Bei der Messung mit einem Sondenarray werden statt zwei Sonden mehrere verwendet, die vor der Messung ausgelegt werden. Dies ermöglicht ein zeitgleiches Erfassen der Eigenpotentialanomalien. (KNÖDEL u. a., 1997)

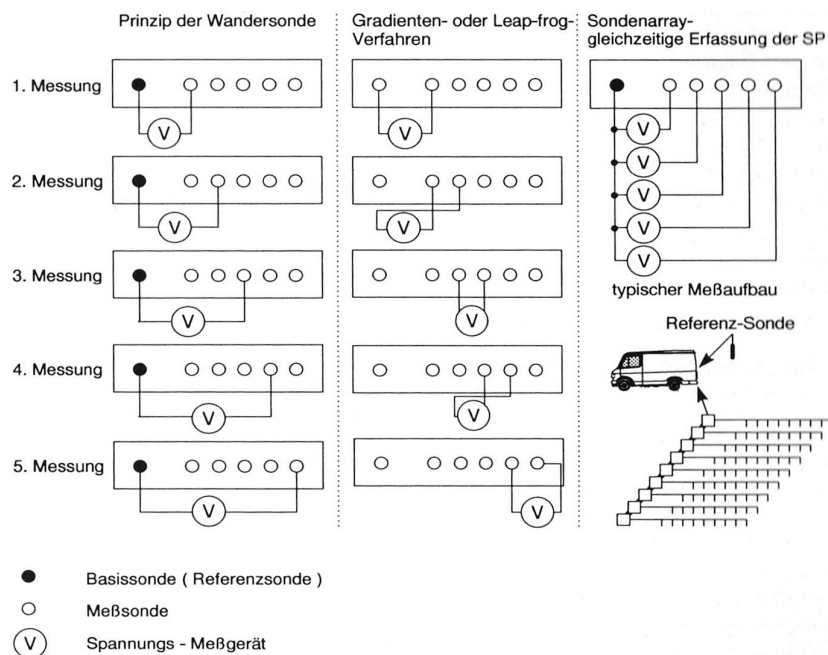


Abbildung 9: Prinzipien der Eigenpotentialmessung

(KNÖDEL u. a., 1997)

Bei Geomonitoring-Systemen und Frühwarnsystemen werden meist Messungen mit dem Gradientenverfahren durchgeführt, oft auch mit zusätzlichen Messungen zu einer Referenzelektrode am oberen oder unteren Rand des Profils. Dabei sind vor allem elektrokinetische Prozesse von Bedeutung, da der Ursprung des Signals im Grundwasserfluss liegt und Eigenpotentialdaten dadurch zusätzlich Information über den für Massenbewegungen ausschlag-

benden Wasserhaushalt bzw. über Wasserzuflüsse in den Hang liefern. Durch Indoor-Experimente wurde durch künstlichen Regen eine Rutschung initiiert, bei der wenige Minuten davor vor der Bewegung Anomalien in den Eigenpotentialdaten festgestellt wurden (HATTORI u. a., 2009) Meric et al. (2006) erforschten an der Séchilienne-Rutschung in Frankreich, dass sich Regenfälle in den Eigenpotentialdaten mit zeitlichen Verzögerungen widerspiegeln. Mit der Annahme eines vertikalen Wasserverlaufs ist die Berechnung der Infiltrationsgeschwindigkeit des Wassers innerhalb des Hanges möglich. Während sich bei manchen Elektroden deutliche Anomalien zeigten, reagierten andere Elektroden kaum bis gar nicht auf den Niederschlag, was auf Heterogenitäten im Bewegungskörper und impermeable Schichten hinweist (MÉRIC u. a., 2006). An diesem Hang konnte auch die Korrelation zwischen Eigenpotentialanomalien und der Dichte an Bruchstellen in der bewegungsaktiven Zone festgestellt werden (MERIC u. a., 2005)

2.2.4. Induzierte Polarisation

(KNÖDEL u. a., 1997)

Mit der Methode der Induzierten Polarisation (IP) werden kapazitive Eigenschaften (engl.: chargeability) von Gesteinen dazu verwendet, um die Struktur des Untergrunds zu bestimmen. Sie ist vor allem für die Erkundung von sulfidischen Erzen und tonigen Schichten geeignet. Wird bei geoelektrischen Messungen Strom in die Erde eingespeist, so lässt sich beobachten, dass die Potentialdifferenz zwischen zwei Elektroden nicht sofort nach Abschalten des Stromes auf Null abfällt, sondern exponentiell zurückgeht. Dieser Effekt spiegelt die Geschwindigkeit der Ladungstrennung wider, mit der das polarisierbare Gestein den unausgeglichene Zustand ausgleichen will. Diese Messungen können sowohl im Zeitbereich als auch im Frequenzbereich durchgeführt werden.

2.2.4.1. Messmethoden

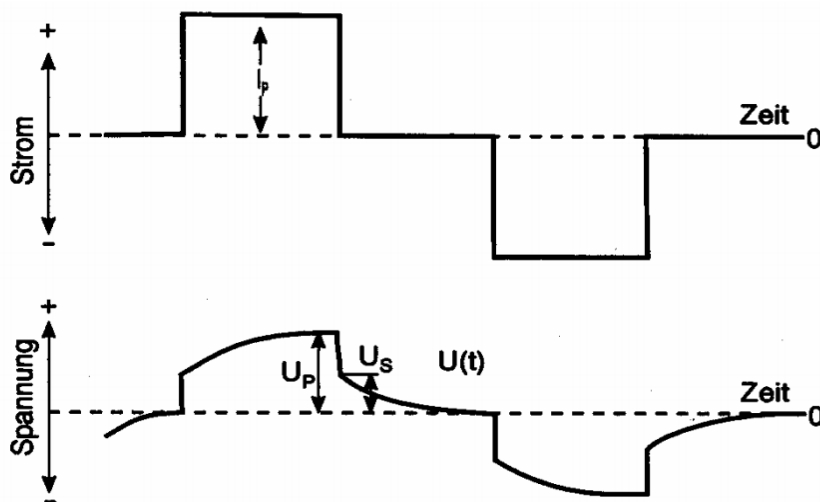


Abbildung 10: Verlauf des eingespeisten Stroms und der gemessenen Spannung bei IP-Messungen im Zeitbereich (KNÖDEL u. a., 1997)

Bei Messungen im Zeitbereich wird der Spannungsverlauf während einer vorgegebenen Zeit nach dem Ein- und Ausschalten des Stroms beobachtet. Der eingespeiste Gleichstrom ist eine Folge von Rechteckfunktionen mit wechselnder Polarität. Die gemessene Spannungsdifferenz verläuft nicht exakt gleich mit diesem Strom, sondern strebt dem Maximalwert U_p asymptotisch zu. Die Anstiegs- bzw. Abklingkurve in Abbildung 10 visualisiert den IP-Effekt. Die theoretische Aufladbarkeit ist gegeben durch:

$$m = \frac{U_s}{U_p}$$

Da U_s in der Praxis schwer bestimmbar ist, wird für die Berechnung ein anderer Weg gewählt. Mit den Messungen der Spannung $U(t)$ zu den Zeitpunkten t_1 und t_2 lässt sich die scheinbare Aufladbarkeit, bzw. Polarisierbarkeit (in ms) eines Gesteins bestimmen:

$$M = \frac{1}{U_p} \int_{t_1}^{t_2} U(t) dt$$

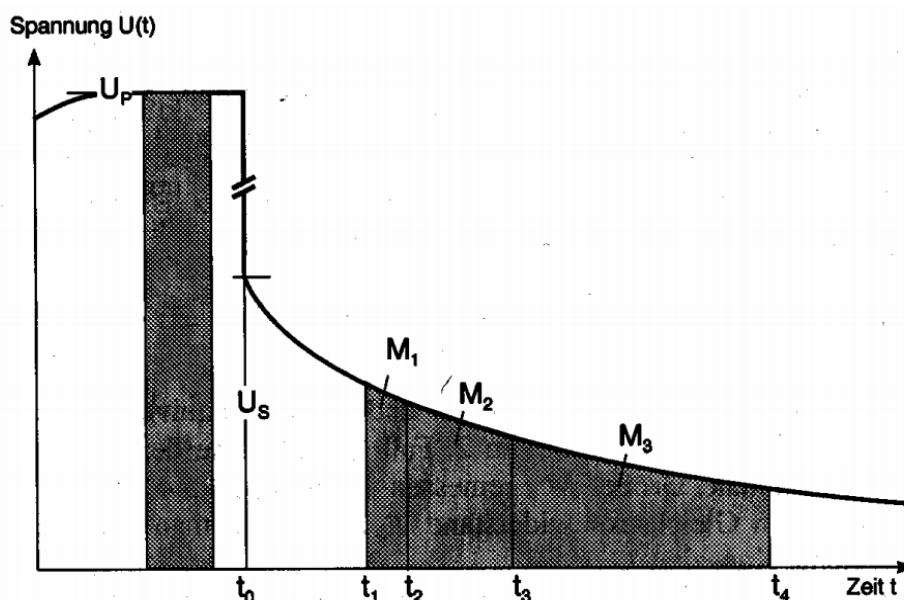


Abbildung 11: IP-Messgrößen im Zeitbereich (KNÖDEL u. a., 1997)

Im Frequenzbereich wird mit eingespeistem Wechselstrom und zwei unterschiedlichen Frequenzen gemessen, und der scheinbare spezifische Widerstand bei beiden Frequenzen bestimmt. Indem man die Differenz der spezifischen Widerstände durch den scheinbaren Widerstand der höherfrequenten Messung ($\omega_1 < \omega_2$) teilt, erhält man den Frequenzeffekt FE und man kann die Frequenzabhängigkeit des Betrags des spezifischen Widerstands erkennen.

$$FE = \frac{\rho_{\omega_1} - \rho_{\omega_2}}{\rho_{\omega_2}} = \frac{m}{m-1}$$

In der spektralen induzierten Polarisation (SIP) wird neben dem Betrag des spezifischen Widerstandes auch die Phasenverschiebung zwischen Strom und Spannungssignal über einen größeren Frequenzbereich gemessen.

2.2.4.2. Ursachen

Die Ursachen für diesen Effekt sind Verengungen von Fluid-gefüllten Porenräumen im Gestein. Man kann dabei zwischen Elektroden- und Membranpolarisation differenzieren.

Die *Membran-* oder *elektrolytische Polarisation* lässt sich bei Gesteinen beobachten, die keine elektronischen Leiter enthalten und bei denen die Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit überwiegt. Diese Art ist von der Porenraumstruktur und dem Tonanteil im Porenraum abhängig. Durch die negative Ladung, die sich bei porösem Gestein an der Grenze zwischen Mineraloberfläche und Porenflüssigkeit bildet, häufen sich Kationen aus dem Porenfluid an. Dadurch entsteht eine Doppelschicht an der Grenzfläche. Ist diese Schicht dicker als die Porenraumstruktur, ist ein Anionenfluss nicht mehr möglich. Beim Anlegen eines äußeren elektrischen Feldes kommt es zu einer Ansammlung von Ladungen und dadurch zu einer Potentialdifferenz. Beim Abschalten der angelegten Spannung wird diese Potentialdifferenz durch die diffusive Verteilung der Anionen abgebaut.

Derselbe Effekt lässt sich in Anwesenheit von Tonmineralien beobachten. An der negativen Oberflächenladung entsteht eine ionenselektive Kationenwolke, die Kationen durchfließen lässt und Anionen blockiert. Ist der Porenraum kleiner als diese Doppelschicht, kommt es zu einer Polarisation. Der Polarisationsgrad erreicht ein Maximum bei einem Tongehalt von 3-8%, danach nimmt er wieder ab (SCHÖN, 1983).

Die *Elektrodenpolarisation* tritt auf, wenn elektronische Leiter wie Graphit, Metalloxide und -sulfide im Untergrund vorhanden sind. Sie wird durch die Differenz von elektrolytischer- und Elektronenleitfähigkeit an der Grenzfläche verursacht (TELFORD u. a., 1990). Durch diesen Stromfluss in dem Mineral wird ein elektrisches Feld erzeugt, das dem äußeren angelegten Feld entgegen gerichtet ist. Beim Abschalten klingt das Potential exponentiell ab, bis der Ausgangszustand wieder erreicht ist. Diese Art von Polarisation lässt sich mithilfe von Ersatzschaltkreisen durch das Cole-Cole-Modell erklären. Dabei wird ein Ohmscher Widerstand R_0 parallel zu einer Reihenschaltung mit einem weiteren Ohmschen Widerstand R_1 und einer Impedanz $(i\omega X)^{-C}$ geschaltet. R_0 stellt die frei durchgängigen Porenräume dar, R_1 und die Impedanz sind Porenräume, in denen die Polarisation auftritt. (PELTON u. a., 1978a)

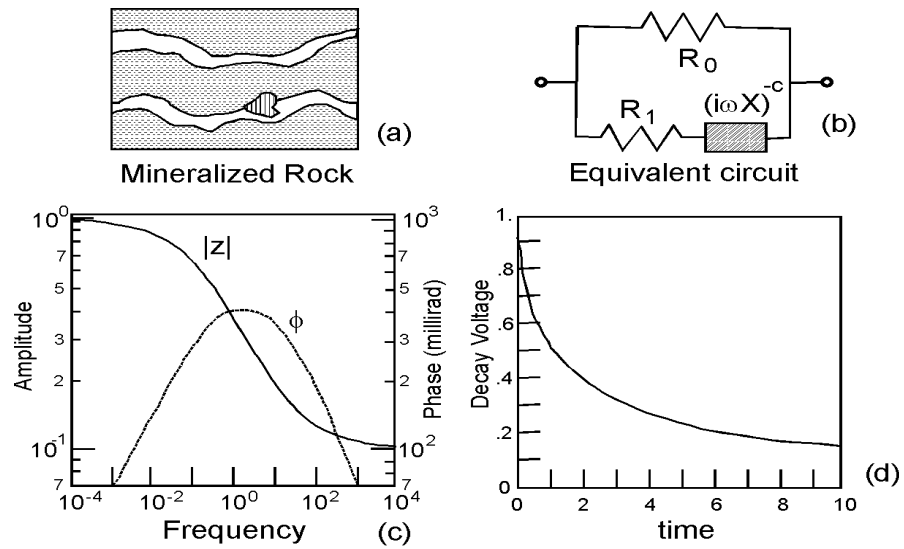


Abbildung 12: Elektrodenpolarisation (PELTON u. a., 1978b)

(a) Skizze der Porenräume eines sulfidischen Gesteins mit freiem und blockierten Porengängen

(b) Schaltkreis des Cole-Cole-Modells

(c) Impedanz und Phasenspektrum

(d) Abklingkurve im Zeitbereich

2.2.5. Geoelektrisches Monitoring bei Hangrutschungen – Systementwicklung GEOMON4D-System

(SUPPER u. a., 2009)

Geoelektrische Messungen sind für Beobachtungen des Untergrunds von instabilen Massenbewegungsarealen sehr gut geeignet. Die Änderungen des Wasserhaushalts, der einen großen Einfluss auf den Mechanismus und die Stabilität eines Hanges hat, werden durch Änderungen im elektrischen Widerstand direkt erfassbar. Neben meteorologischen Parametern, installierten Inklinometern und anderen Methoden, die Vorwarnungen für anstehende Bewegungen liefern, bringen geoelektrische Daten zusätzliche Information über den inneren Zustand des Untergrundes.

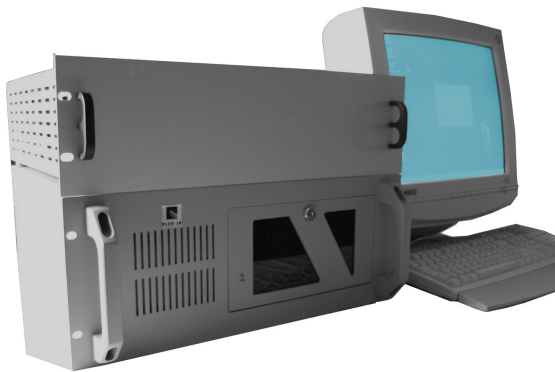
Um diese Information über Widerstandsänderungen von diesen Gebieten zu bekommen, entwickelte die Geologische Bundesanstalt ein neues Monitoringsystem, das über einen längeren Zeitraum geoelektrische Daten liefert. Die Entwicklung begann 2001 und wurde für das Bewegungsgebiet Rindberg konzipiert, da es kein kommerzielles System gab, das sowohl Widerstandsänderungen über einen längeren Zeitraum als auch plötzliche Änderungen registrieren konnte. Weitere Nachteile von üblichen Multielektrodensystemen waren lange Datenerfassungszeiten großer Datenmengen und begrenzte Detailauflösungen des Untergrunds, da oftmals nur symmetrische Anordnungen wie Wenner oder Schlumberger zur Anwendung kamen.

Im Gegensatz zu intelligenten oder multicore Elektrodensystemen, wo jede Elektrode als Strom- oder Potentialmesspunkt verwendet werden kann, werden bei dem neuen Messsystem nur einige wenige zur Stromeinspeisung genutzt. Weiters sind intelligente Messsonden, die für herkömmliche Multielektrodensysteme verwendet werden, mit einem elektronischen Schaltsystem ausgestattet. Diese haben jedoch aufgrund elektronischer Störungen oder Feuchtigkeitsschwankungen eine hohe Ausfallrate, und ein einziger defekter Schalter kann das ganze System zum Erliegen bringen. Da bei geoelektrischem Monitoring die Elektroden eingegraben werden, ist der Austauschprozess eines defekten Schalters zu aufwendig und kostenintensiv.

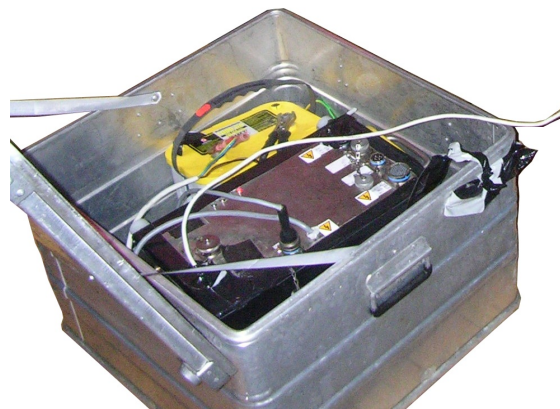
Durch die Reduktion auf wenige Stromelektroden wird vor allem die Messgeschwindigkeit erhöht. Es besteht die Möglichkeit, viele verschiedene, auch asymmetrische Messkonfigurationen mit einer Stromelektrode durchzuführen. Mit den Potentialelektroden werden auch Eigenpotentialwerte gemessen. In 30 Minuten ist es möglich, bis zu 3000 Messungen durchführen. Jede Messung wurde aus der Mittelung von ungefähr 1000 Einzelmessungen berechnet. Diese wiederum werden gespeichert und nachbearbeitet, um Störungen zu entfernen. Mit der daraus gewonnenen Information können im nächsten

Schritt die Messzeiten an Störfrequenzen (50 Hz und Multiple) angeglichen werden.

Der Prototyp des Messsystems Rindberg-1 wurde im April 2002 installiert und konnte ab Oktober 2002 Daten aufnehmen. Es bestand aus 21 Potential- und 8 Stromelektroden, mit denen bis zu 3000 Datenpunkte gemessen wurden.



*Abbildung 13: Monitoringkonsole
Prototyp Rindberg-1 (Foto: GBA)*



*Abbildung 14: Geomon-1
(Foto: GBA)*

Fernwartung und Datenübertragung erfolgen mittels GPRS (General Packet Radio Service), ein wichtiger Punkt in der Entwicklung des Messsystems. Mittels Fernwartung mit dem Softwarepaket „Geocommander“ ist es möglich, sollte das System nicht ordnungsgemäß funktionieren, den Fehler ortsunabhängig zu beheben. Diese Unabhängigkeit zwischen Mess- und Kommunikationssystemen ist für die Verlässlichkeit dabei entscheidend. Die Stromversorgung erfolgte anfangs mit 220 V, durch die Umstellung auf 24 V ist die Nutzung von Solarenergie und Brennstoffzellen möglich. Das System wurde laufend optimiert, sodass es beliebig mit Potential- und Stromelektroden erweiterbar ist.

Die Installation des überarbeiteten, „serienreifen“ Folgemodell Geomon 1 wurde im Juni 2005 durchgeführt. Das neue Hardwaredesign ist vorab in Langenlois getestet worden und vorhandene Daten vom Gebiet Rindberg wurden mit verschiedenen Konfigurationen der Langenlois-Testdaten verglichen. Die Sicherheit für die Datenübertragung und Fernwartung über Internet konnte verbessert werden, um Viren- und Hackerattacken abzuwehren.

Das derzeitig neueste ausgereifte Messsystem Geomon4D ist zu Überwachung von Hängen im instabilen Zustand in Österreich (Gschliefgraben, Laakirchen, Hausruck), Italien (Ancona, Bagnaschino, Rosano) und Frankreich (Super Sauze) installiert.

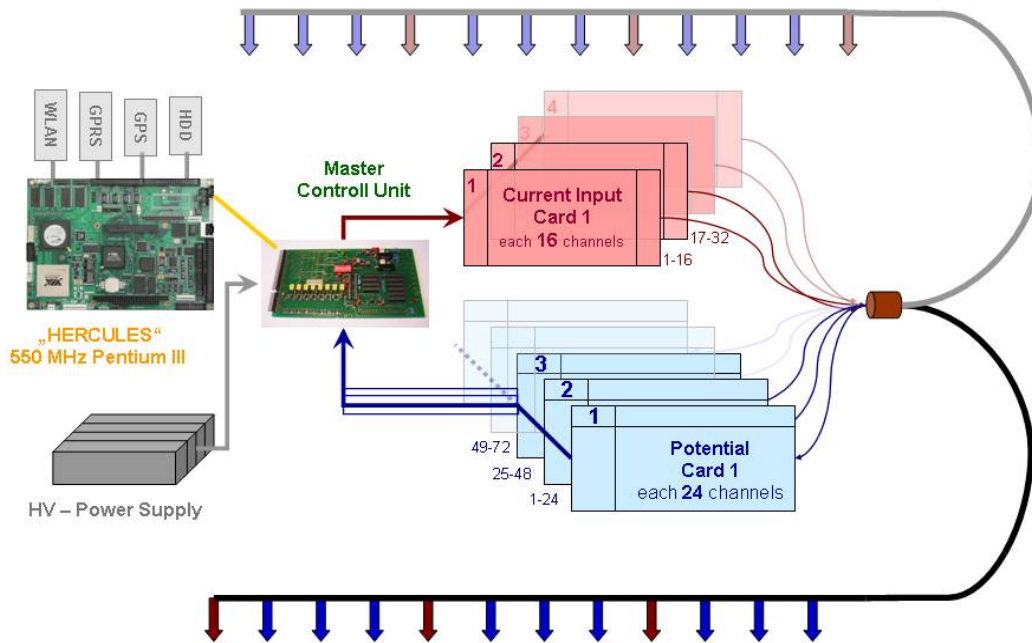


Abbildung 15: Grundkonzept des Messsystemaufbaues Geomon4 (SUPPER u. a., 2009)

Für die Bearbeitung dieser größeren Datenmengen wurde im Laufe dieser Diplomarbeit die Programme „ConfigurationExtractor“ und „ConfigurationSelector“ in der Programmiersprache Java geschrieben (siehe Anhang). Während die Ausgabedaten des Geomon4D-Systems chronologisch für jeweils einen Tag in Dateien geschrieben wurden, galt es nun, diese Daten nach Konfigurationen zu ordnen. Dazu wurden die einzelnen Messungen nach Konfigurationen sortiert, und für die Messungen jeweils einer Konfiguration eine einzelne Datei erstellt. Der Aufbau des Programms „ConfigurationExtractor“ ist hinsichtlich der Anzahl der Operationen optimiert, das Ziel war ein geringerer Zeitaufwand bei der Ausführung. Das zweite Programm „ConfigurationSelector“ ordnet die unterschiedlichen Geoelektrik-Konfigurationen nach Wenner- und Schlumberger-Anordnung.

2.3. Prinzip der Neigungsmessung

Um Verschiebungen an Bauwerken oder in Bohrlöchern beobachten zu können, wird häufig die Methode der Inklinometermessung verwendet. Meist werden rutschungsgefährdete Hänge und Böschungen überwacht und deren Neigungsänderungen messtechnisch registriert. Neben der Fernerkundung mittels GPS und Interferometern, die Verschiebungen über der Erdoberfläche messen, spielen Inklinometer bei der dauerhaften Überwachung von instabilen Hängen im Untergrund eine große Rolle.

Die Auslenkung für eine Länge l (Messlänge des Gerätes) wird aus den Winkelwerten berechnet: (ABBATE & LOVISOLO, 2010)

$$x = l \cdot \sin \alpha$$

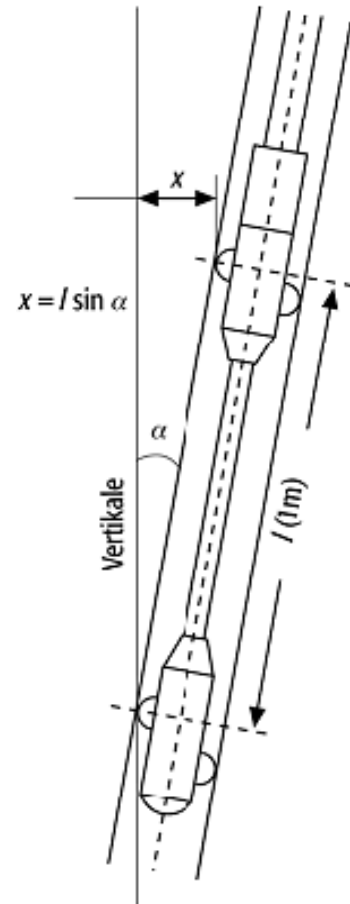


Abbildung 16: Prinzip der Neigungsmessung

(www.geodsz.com/deu/d/Neigungsmessung)

Die Messwerte liegen als Verschiebungen in mm vor. Diese lassen sich in Nord- und Ostrichtung darstellen, mit denen die Gesamtverschiebung berechnet werden kann:

$$\text{Gesamtverschiebung} = \sqrt{\text{Nordverschiebung}^2 + \text{Ostverschiebung}^2}$$

Weiters werden auch der Azimut der Verschiebung und Polardiagramme zur Veranschaulichung von Inklinometerdaten verwendet. Die Messwerte können differentiell (inkrementell) und kumulativ dargestellt werden. Bei der differentiellen Darstellung wird die Verschiebung jedes einzelnen Moduls gezeigt, das Polardiagramm bildet eine Aufsicht auf das Bohrloch und die Verschiebungen des jeweiligen Messmoduls ab. Werden die Daten kumulativ abgebildet, so wird die Verschiebung eines Moduls zu der Verschiebung des Moduls darunter addiert (kumuliert). Das Polardiagramm zeigt die aufsummierten Positionen jedes Moduls von oben, das unterste Modul beim Nullpunkt ist relativ unbewegt. (JOCHUM, 2009)

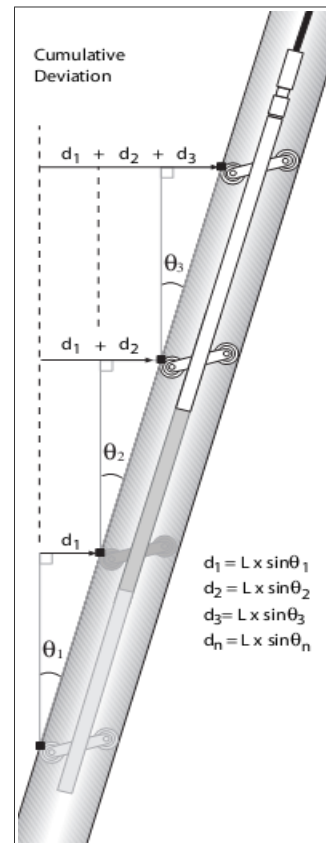


Abbildung 17: Kumulative Darstellung (FA. SLOPE INDICATOR, 2001)

2.3.1. DMS

D.M.S. (Differential Monitoring of Stability) ist ein neuartiges geotechnisches Multiparameter-Messsystem und wurde zur Stabilitätskontrolle bei Dämmen, Wänden, Tunnelbauten, Hängen und verrohrten oder unverrohrten Bohrlöchern entwickelt. Das Patent ist in Besitz des Centro Servizi di Geoingegneria in Ricaldone, Italien (www.csg-geo.eu).

Das DMS besteht aus mehreren festen, röhrenförmigen Stahl-Modulen, in welche unterschiedliche Sensoren eingebaut werden. In jedem DMS-Modul können je nach Anwendung biaxiale inklinometrische Sensoren (I), extensometrische Sensoren (E), piezoelektrische Sensoren (U), Magnetometer (M), Beschleunigungsmesser und Thermometer (T) eingebaut werden. Die einzelnen Messmodule sind in etwa 1 m lang. Sie werden miteinander durch elastische Anschlussstücke verbunden, die sich beim Verbiegen in einem Bohrloch gut anpassen können und eine Festigkeit von bis zu 100 kN haben. Die ganzen Module miteinander montiert, kann ein DMS-Messsystem bis zu 120 m Länge erreichen. Das Modul für die Datenübertragung, Steuerung und Strom-

versorgung befinden sich oberhalb des Bohrlochs. Die Daten werden mittels AD-Wandler konvertiert und kontinuierlich, oder in regelmäßigen Intervallen zu der Kontrollstation mittels RS 485 übertragen. Bei Risikogebieten erfolgt die Datenübertragung kontinuierlich mittels GPRS/WIFI, wobei auch eine Alarmierung per SMS an dafür vorgesehene Handys mittels der entwickelten Software DMS EW (early warning) bei gefährlichen Instabilitäten möglich ist. (ABBATE & LOVISOLO, 2010)



Abbildung 18: DMS 2D (www.csg-geo.eu)



Abbildung 19: DMS 3D (www.csg-geo.eu)

3. Untersuchungsgebiete

In diesem Teil werden die aufgenommenen Daten der einzelnen Gebiete, an denen Monitoringsysteme installiert sind bzw. waren, analysiert. Vor allem die Zusammenhänge zwischen hydrologischen Parametern und Eigenpotentialen, die durch natürliche Ströme im Untergrund entstehen, werden in dieser Arbeit näher betrachtet.

3.1. Gschliefgraben

Der Gschliefgraben befindet sich am Ostufer des Traunsees im oberösterreichischen Salzkammergut. Er liegt zwischen dem 1004 m hohen Grünberg und dem 1691 m hohen Traunstein und ist in etwa drei Kilometer lang und ein Kilometer breit. Selbst am Namen ist erkennbar, dass es dort immer wieder zu Rutschungen kam, da dieser vom umgangssprachlichen Wort schliefen (= rutschen) stammt. Das Gebiet ist schon lange als Gefahrenzone für Massenbewegungen bekannt, es liegen Aufzeichnungen bis ins Jahr 1460 über Hangrutschungen und Felslawinen vor. (WEIDINGER, 2009)



Abbildung 20: Gschliefgraben: Lage in Österreich, Gesamtüberblick des instabilen Hanges

(Foto: Robert Supper)

Im Winter 2007/2008 ereignete sich die letzte Bewegung, die den Gschliefgraben zum Gefahrengebiet machte und bei der 3,8 Millionen Kubikmeter Erdmaterial in den Traunsee abrutschten. Zu Beginn betrug die Verschiebungsgeschwindigkeit bis zu 4,7 m/Tag (MOSER u. a., 2009), 55 Gebäude mussten evakuiert werden. Es folgten umfangreiche Maßnahmen in der ersten Phase zur Risikoverminderung. 220 Bohrlöcher und ein tiefer Kanal wurden zur

Drainage des Gebietes errichtet, im Bereich nahe der Wohnhäuser wurde rut-schungsgefährdetes Material abtransportiert. In der zweiten Phase wurde der instabile Hang mit verschiedenen Methoden (Bohrloch-Logging, Seismik, Geoelektrik, Aerogeophysik) auf dessen Struktur untersucht. Basierend auf diesen Resultaten konnte somit ein geeigneter Ort für die Anbringung eines dauerhaften Monitoring-Systems gefunden werden. In der dritten, laufenden Phase werden mit den installierten Systemen permanent Daten aufgenommen, und im Falle einer größeren Bewegung sollen diese als Frühwarnsystem dienen. (SUPPER u. a., 2012a)

3.1.1. Geologie

In dem Gebiet um den Gschlifgraben befinden sich drei geologische Einheiten mit verschiedener Lithographie und Struktur: (MOSER u. a., 2009)

- Nördliche Kalkalpen (Trias-Kreide)
- Ultrahelvetikum (Kreide-Paläogen)
- Rhenodanubische Flyschzone (Kreide)

Die Nördlichen Kalkalpen bestehen hauptsächlich aus sprödem Kalkstein und Dolomit. Das Material ist permeabel und die Klüfte sind teilweise zu Spalten erweitert. Im Teil des Ultrahelvetikums, dem tektonischen Fenster zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone, dominieren Buntmergel, Sandstein, Nummulitenkalke und Tonstein. Diese Gesteine enthalten einen hohen Anteil an quellfähigen Tonmineralen und sind tektonisch zerklüftet. Der Großteil des Materials ist impermeabel, nur ein kleiner Teil (Kalkstein, Sandstein) ist permeabel. Die vorherrschenden Bewegungsprozesse hier sind Gleiten und Fließen, während in der Zone der Nördlichen Kalkalpen, in der hartes Gestein dominiert, Fallen und Kippen zu den häufigsten Massenbewegungen zählen. In der Rhenodanubischen Flyschzone herrschen Schiefer, zementierter Mergel und Sandstein vor.

3.1.2. Geomonitoring

September 2009 – März 2012 (laufend)

Bevor im September 2009 die Monitoring-Systeme installiert wurden, führte die Geologische Bundesanstalt geoelektrische und aerogeophysikalische Messungen durch. Durch die Befliegung des Gebietes mit einem Hubschrauber wurde ein Überblick des Gebietes gewonnen; es wurden elektromagnetische Messungen im Frequenzbereich, sowie Gamma-Strahlen Spektrometrie und Magnetik angewandt. Durch verschiedene geoelektrische Profile im Rut-schungsbereich konnte eine geeignete Position im zentralen oberen Bereich des aktiven Gebietes für die Installation der Geomon4D- und DMS-Systeme lokalisiert werden.

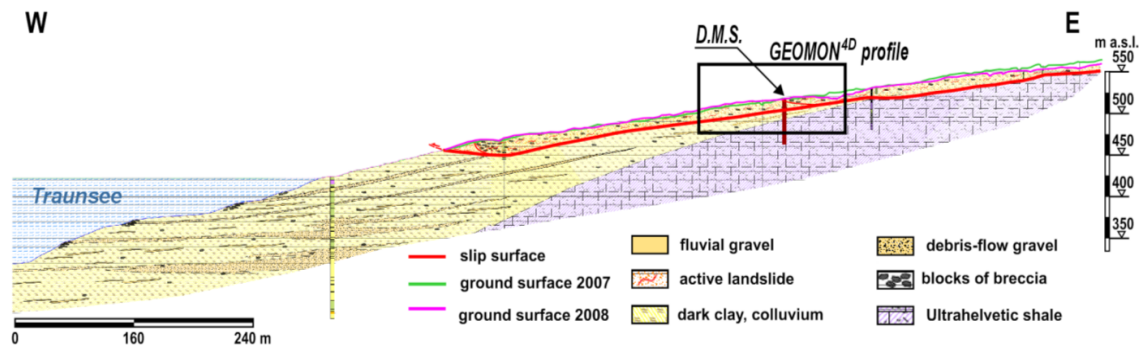


Abbildung 21: Schematisches lithologisches Profil des unteren Teils des Gschliefgraben, Lage der Monitoringsysteme (Supper u. a., 2012a)

Die Gleitfläche des Gebietes befindet sich in einer Tiefe von 10 – 11 m. Die seit Ende September 2009 vom DMS-System gemessene kumulative Totalverschiebung betrug nach 29 Monaten Anfang März 2012 etwa 16 cm. Im Gegensatz zu anderen Monitoringgebieten wurden hier, bis auf kleinere Events im Frühjahr 2010, keine signifikanten Bewegungsänderungen und größere Reaktivierungen erfasst (SUPPER u. a., 2012a).

Am Gschliefgraben besteht das Geomon4D-System aus zwei Profilen. Das längere, hangabwärts gerichtete hat 49 Elektroden mit einem Abstand von 4 m, quer dazu liegt ein zweites Profil mit 41 Elektroden, die in konstantem Abstand von 3 m ausgelegt sind. Alle sechs Stunden werden Widerstandswerte aufgenommen. Neben einem 500 m langen Stromkabel trägt eine Brennstoffzelle zum benötigten dauerhaften Strombedarf bei. Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen zeigen sich in den Zeitreihen des spezifischen Widerstands, kleinere Änderungen in den Daten korrelieren meist mit starken Niederschlägen. Die stündlichen Eigenpotentialmessungen werden sowohl mittels Gradientenverfahrens als auch mit einer Referenzsonde durchgeführt, und mit sechs Bohrlochelektroden, die außerhalb der Verrohrung des DMS-Bohrlochs befestigt sind.

Abbildung 22 zeigt die Gesamtübersicht der gemessenen Parameter über den gesamten Zeitraum, verglichen mit Niederschlagswerten, die von der Universität für Bodenkultur aufgenommen wurden.

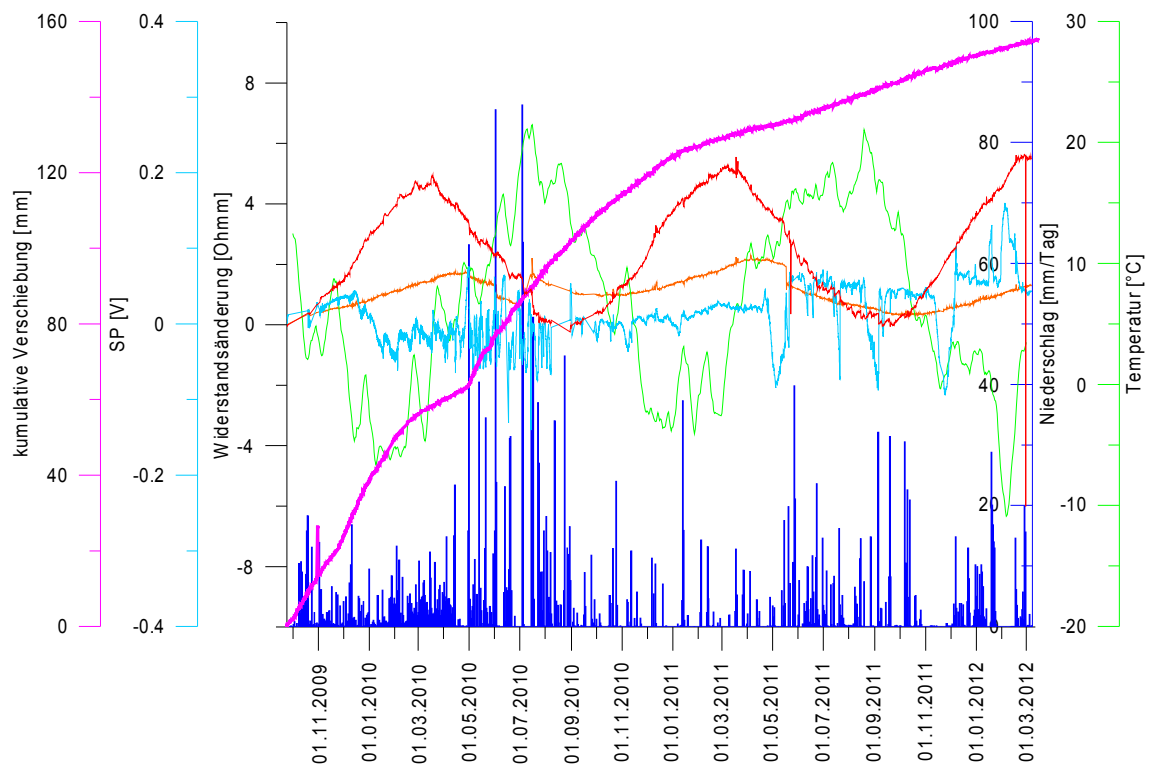


Abbildung 22: September 2009 bis März 2012: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau), Lufttemperatur (grün), scheinbaren Widerstandsdaten in 3 m Tiefe (rot) und 5 m Tiefe (orange) und Eigenpotentialdaten der Elektroden 2-3 (hellblau)

Die Hauptzuflüsse des gesamten Gebietes werden oberhalb der gefährdeten Zone durch zwei Wasserleitungen aufgefangen und in den Traunsee abgeleitet. Die Universität für Bodenkultur installierte am oberen und mittleren Teil dieser Rohre Sensoren, die den Wasserdurchfluss messen. Die zehnmünütig gemessenen Daten sind von Anfang Juli 2010 bis Mitte November 2011, mit einigen Unterbrechungen aufgrund eingefrorener Sensoren oder Stromausfällen, aufgenommen worden (siehe Abbildung 23). Obwohl diese Messungen nicht die Gesamtwassermassen, die in den Rutschkörper gelangen, erfassen, so können sie als annähernd proportional zu diesen angenommen werden. Bei Abweichungen der Werte des oberen Teil mit denen des unteren Teils an einer Leitung werden Hinweise auf mögliche Defekte am Rohr gegeben (SUPPER u. a., 2012a).

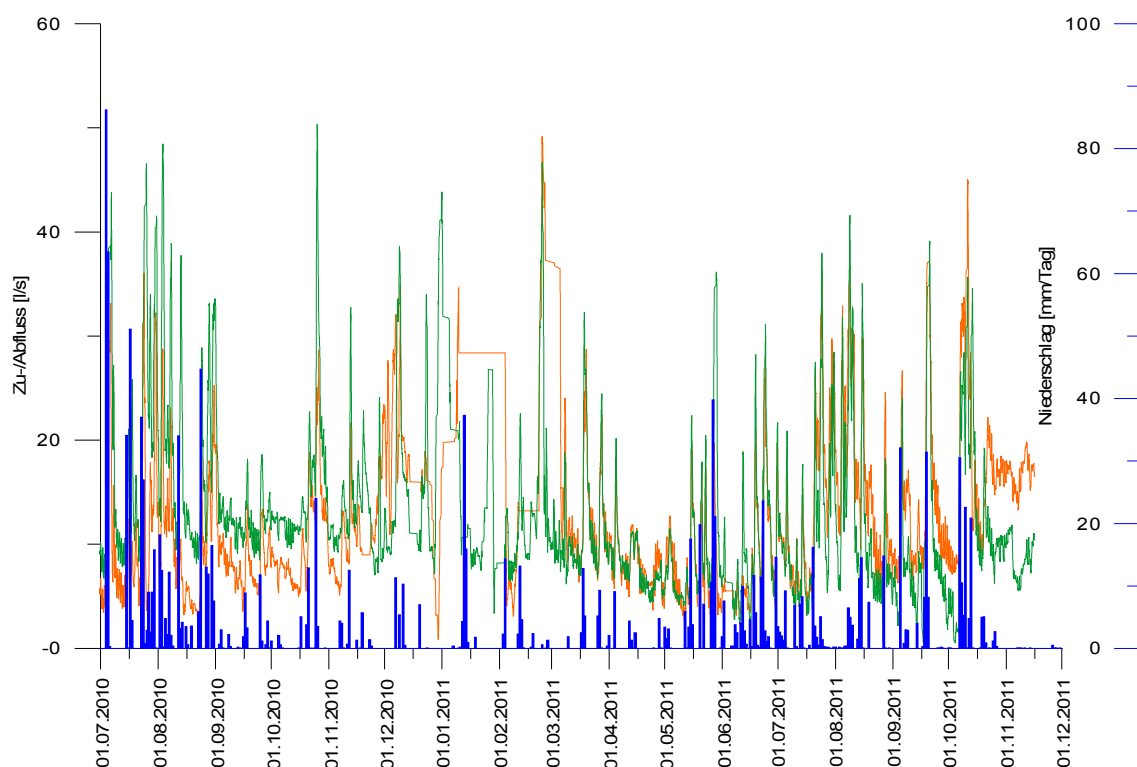


Abbildung 23: Juli 2010 bis November 2011: täglicher Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen (Running Average-Werte) im oberen Bereich des Drainagekanals 1 (orange) und im mittleren Bereich (grün)

Der Wasserfluss im Kanal steigt proportional mit den Niederschlagswerten. Je länger und je stärker diese ausfallen, desto höher steigen die Abflusswerte und bleiben einige Tage nach Ende der Regenfälle im höheren Wertebereich (Abbildung 24), während für kurzen, gering ausfallenden Niederschlag die Abklingphase nur ein bis zwei Tage beträgt (Abbildung 25).

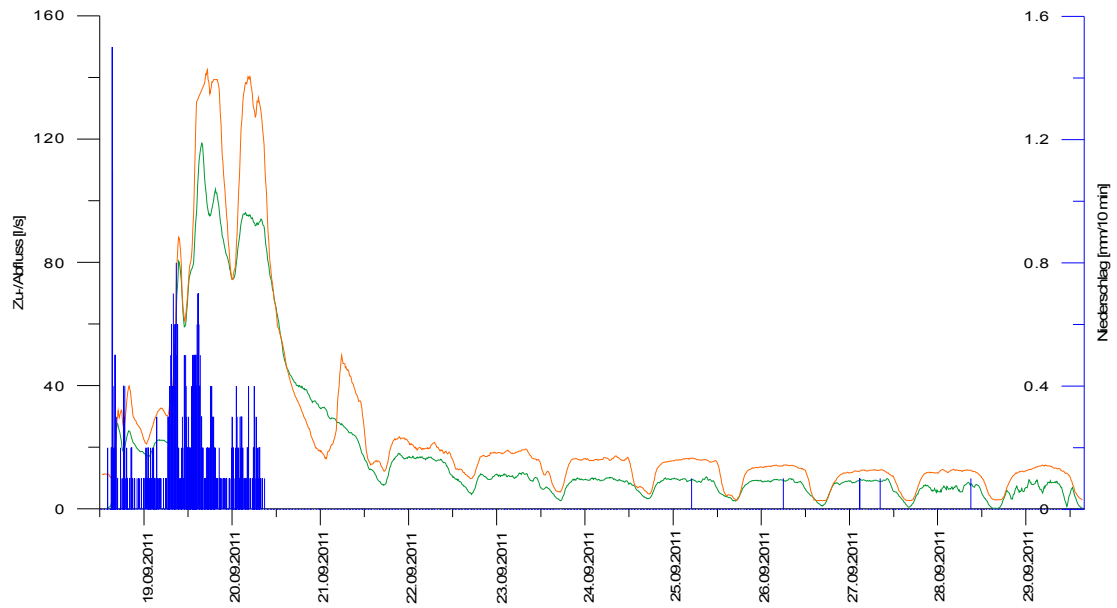


Abbildung 24: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (orange) und im mittleren Bereich (grün)

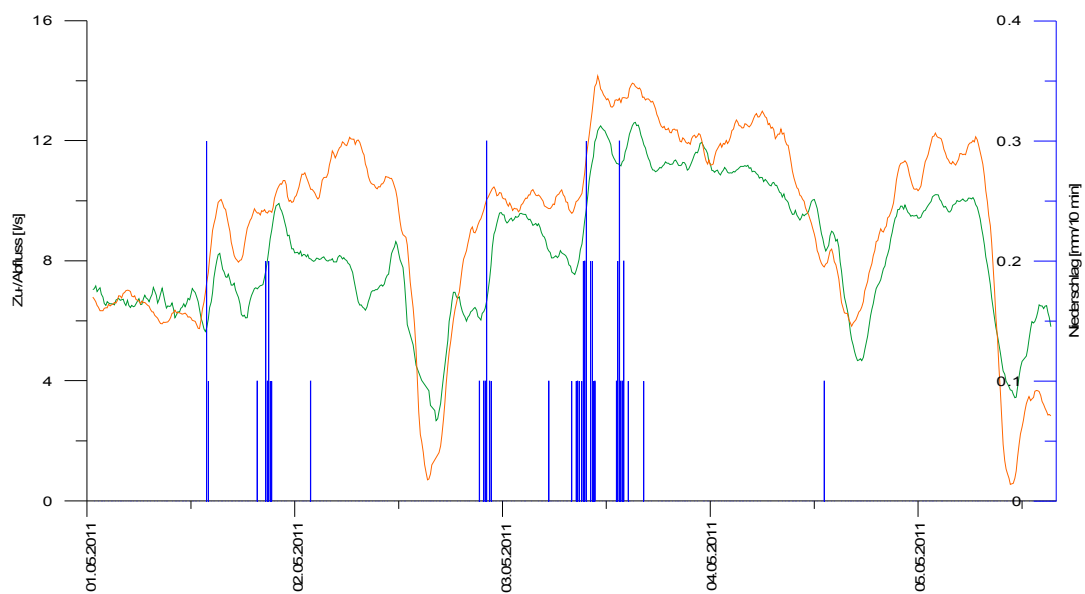


Abbildung 25: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (orange) und im mittleren Bereich (grün)

3.1.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsereignisse

Im folgenden wird die Bewegung im Mai 2010 näher betrachtet, und einzelne Niederschlagsereignisse mit Abflussmessungen und Eigenpotentialdaten verglichen.

Anfang Mai wurde die einzige größere Verschiebung während der bisherigen Geomonitoring-Phase aufgezeichnet, die durch starken Regen initiiert wurde. Im darauffolgenden Monat erfasste das Inklinometer erhöhte Bewegungsgeschwindigkeiten. Während, aber auch vor dieser Zeit, sind Änderungen der Eigenpotentialdaten an Regentagen erkennbar (siehe Abbildung 26).

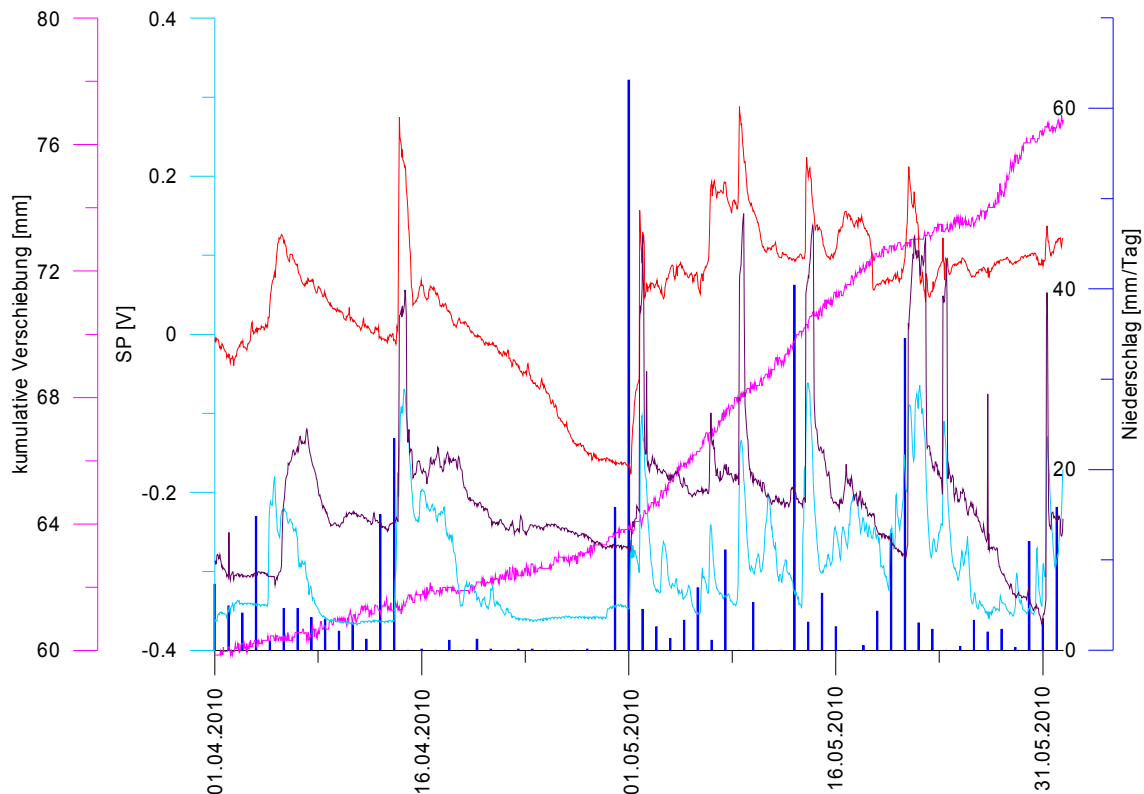


Abbildung 26: Bewegungsevent Mai 2010: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau) und Eigenpotentialdaten der Elektrode 8-9 (hellblau), 22-23 (rot) und 28-29 (violett)

Abbildung 27 zeigt einen Detailausschnitt vor dieser Verschiebung. Die Anomalien betrugen bis zu 0,3 V (violette Linie), an Elektroden im unteren Teil des Profils zeigten sich geringere Veränderungen (grüne Linie). Eine zeitliche Verzögerung bis zu 8 Stunden ist im Ansteigen der Werte an den Elektroden entlang des Profils ersichtlich. Dies deutet auf unterschiedliches Ankommen und Abfließen der Wassermassen innerhalb des Hanges hin. Für eine genauere Analyse, wann der Regen begann und den Maximalwert erreichte, sind jedoch die Niederschlagsdaten (nur tägliche Regensummen) zu unpräzise, auch die Abflussmessungen wurden erst ab Juli 2010 durchgeführt.

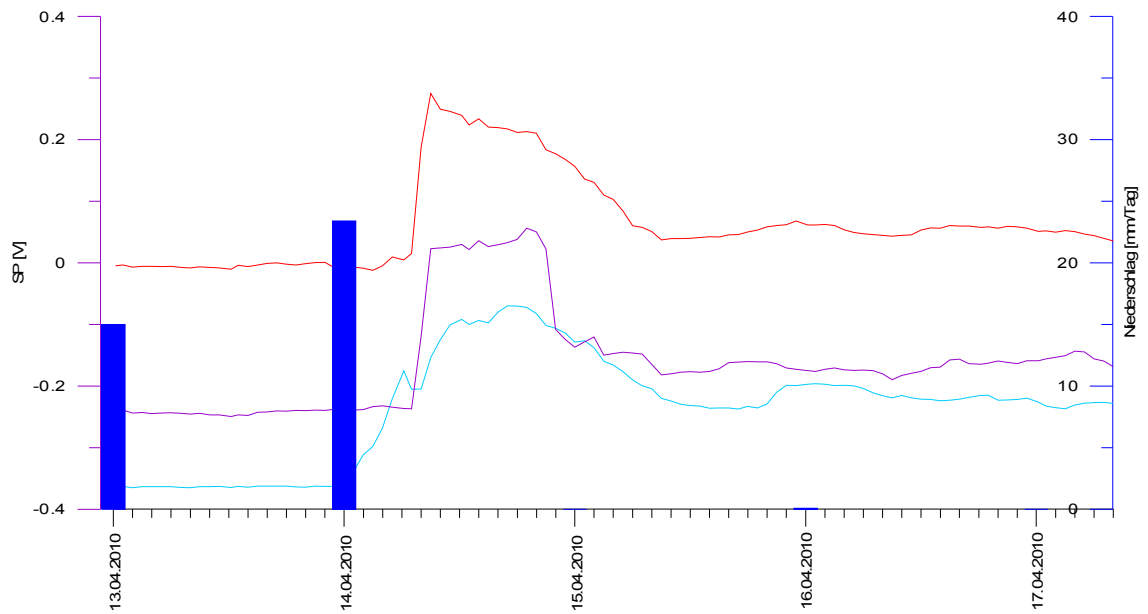


Abbildung 27: Niederschlag (dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 8-9 (hellblau), 22-23 (rot) und 28-29 (violett)

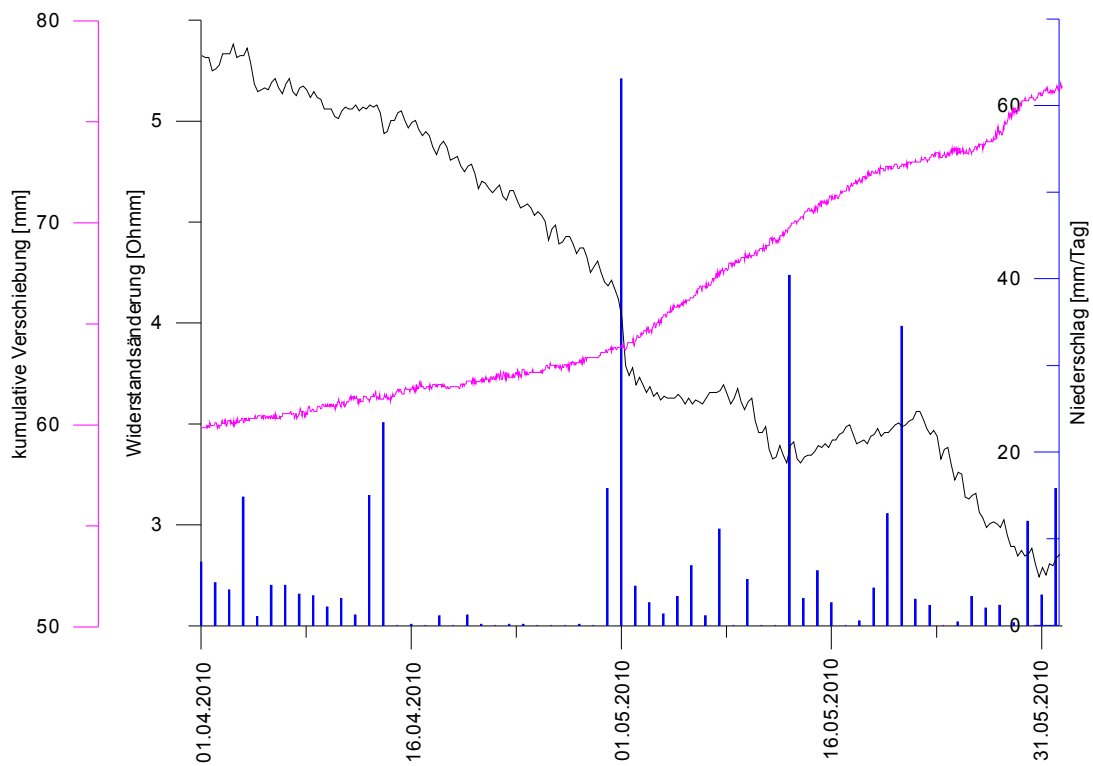


Abbildung 28: Bewegungsevent Mai 2010: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau) und scheinbare Widerstandsdaten in 5 m Tiefe (schwarz)

In Abbildung 28 ist dieses Bewegungsevent mit scheinbaren Widerstandswerten in etwa 5 m Tiefe dargestellt. Das generelle Absinken der Widerstandsdaten war seit Mitte März zu beobachten, seitdem die Temperatur konstant anstieg (Temperatureffekt). Der starke Niederschlag am 1. Mai ist in einem größeren negativen Abfall von $0,5 \Omega m$ sichtbar. Weitere regnerische Tage ließen die Werte erwartungsgemäß noch weiter sinken, wobei es dazwischen, an regenfreien Tagen, immer wieder zu kleineren positiven Anstiegen kam.

Juni 2011: Abbildung 29 zeigt ein Regenevent im Juni 2011, verglichen mit Eigenpotential- und Abflussmesswerten. Der Zusammenhang von Niederschlägen und dem Ansteigen der Abflussmessungen ist hier offensichtlich. Zeitgleich mit Beginn des Regens nahmen die Werte der naheliegenden Abflusssensoren zu, die Maximalwerte wurden aber erst einige Stunden nach Ende des Regens erreicht. Auch die Eigenpotentialdaten korrelierten mit den intensiven Niederschlägen sehr gut, wobei positive Anomalien in den Werten erst nach dem Regen zu sehen sind. Weitere, geringer ausfallende Regenfälle in den darauffolgenden Tagen, die sich zwar in den Abflussmessungen zeigten, wurden von den Elektroden nicht mehr registriert.

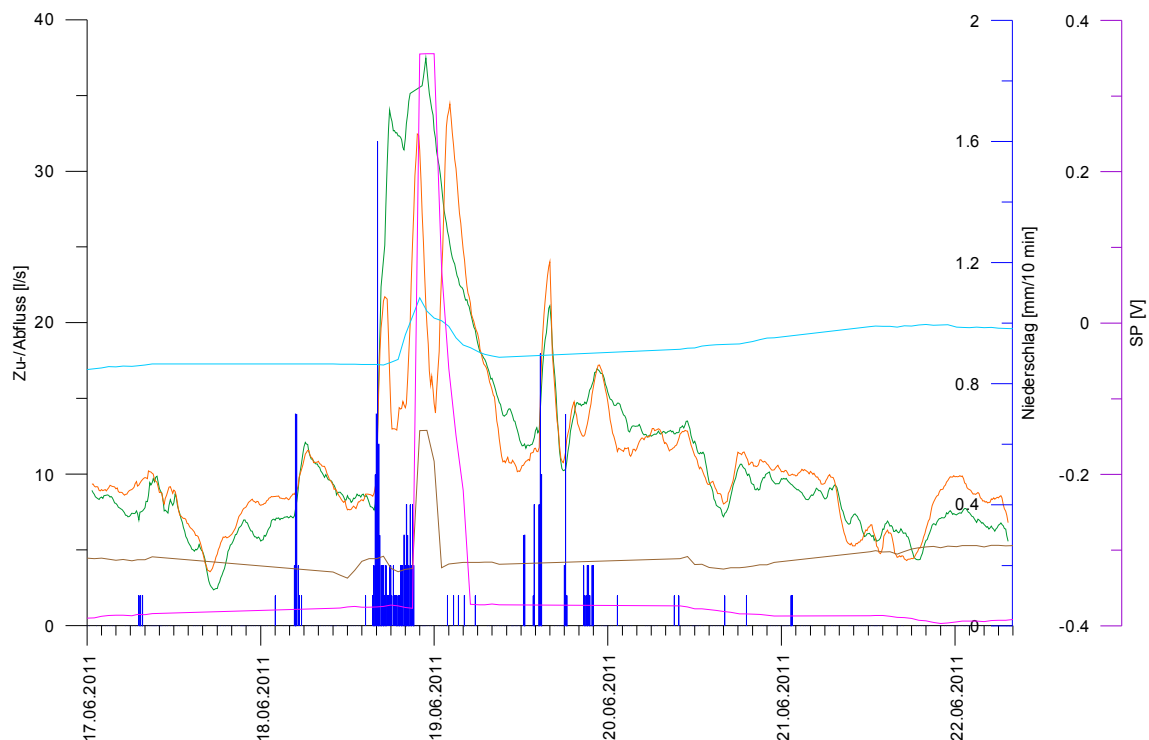


Abbildung 29: Niederschlag (dunkelblau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (Q1_1, orange) und im mittleren Bereich (Q2_1, grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 18-19 (hellblau), 23-24 (braun) und 28-29 (rosa)

In Abbildung 30 ist ein Detailausschnitt zu sehen. Am 18. Juni nachmittags begann es gegen 15:00 zu regnen, 3 Stunden später wurde zuerst an den Elektroden 18-19 ein leichter Anstieg der Werte registriert, 3 Stunden danach zeigten sich an anderen Elektroden größere Anomalien. Während um 21:00 an den Elektroden 28-29 (rosa Linie) ein großer Sprung mit 0,7 V aufgezeichnet wurde, war der Anstieg bei Elektroden im unteren Bereich des Profils geringer. Das Maximum der Werte war eine Stunde nach Ende des Regens erreicht. An den Elektroden 18-19 fiel der Wert sofort wieder ab, während das Absinken bei anderen erst 3 bis 7 Stunden danach begann. Am 19. Juni um 10:00 waren die Ausgangswerte, der vor dem Regen gemessen wurde, wieder erreicht und blieben die darauffolgenden Tage unverändert.

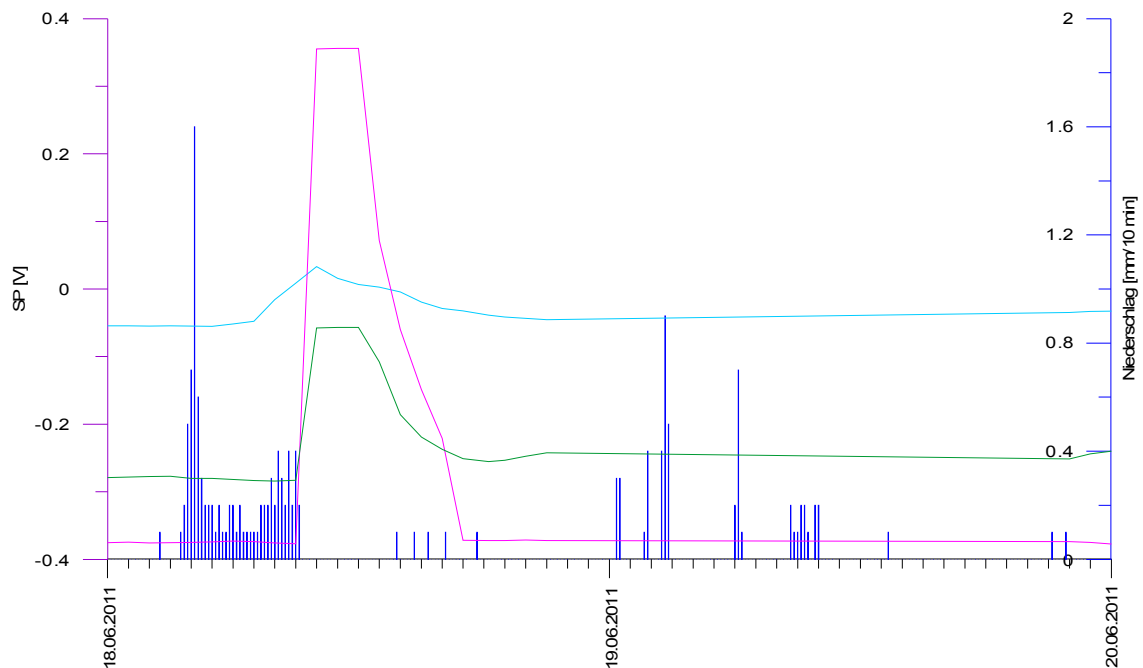


Abbildung 30: Niederschlag (blau) verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 18-19 (hellblau), 28-29 (rosa) und 33-34 (grün)

September 2011: Abbildung 31 zeigt einen Ausschnitt von Anfang September 2011. In den Abflussmessungen ist mit Beginn des Regens ein starker Anstieg ersichtlich. Die Eigenpotentialdaten reagierten wieder erst sechs bis acht Stunden nach Einsetzen des Regens mit größeren Anomalien, die aufgrund der Nähe der jeweiligen Elektroden (violette und rosa Linie) annähernd zeitgleich stattfanden. Während an den oberen Elektroden (Elektrode 22-23) sofort danach ein Abfall des Wertes aufgezeichnet wurde und nach zwei Tagen auf dem Ausgangswert war, erreichten die unteren (Elektrode 28-29) ihr Maximum erst zwölf Stunden nach Ende des Regens. Diese positive Anomalie betrug insgesamt 0,6 V, die Abklingphase dauerte dadurch auch wesentlich länger. An den Elektroden im unteren Teil des Profils kam es erst 12 Stunden nach Beginn des Regens zu einem Sprung von 0,2 V in den Daten. Der Niederschlag in den folgenden Tagen fiel geringer aus, der in den Eigenpotentialdaten nicht mehr registriert wurde.

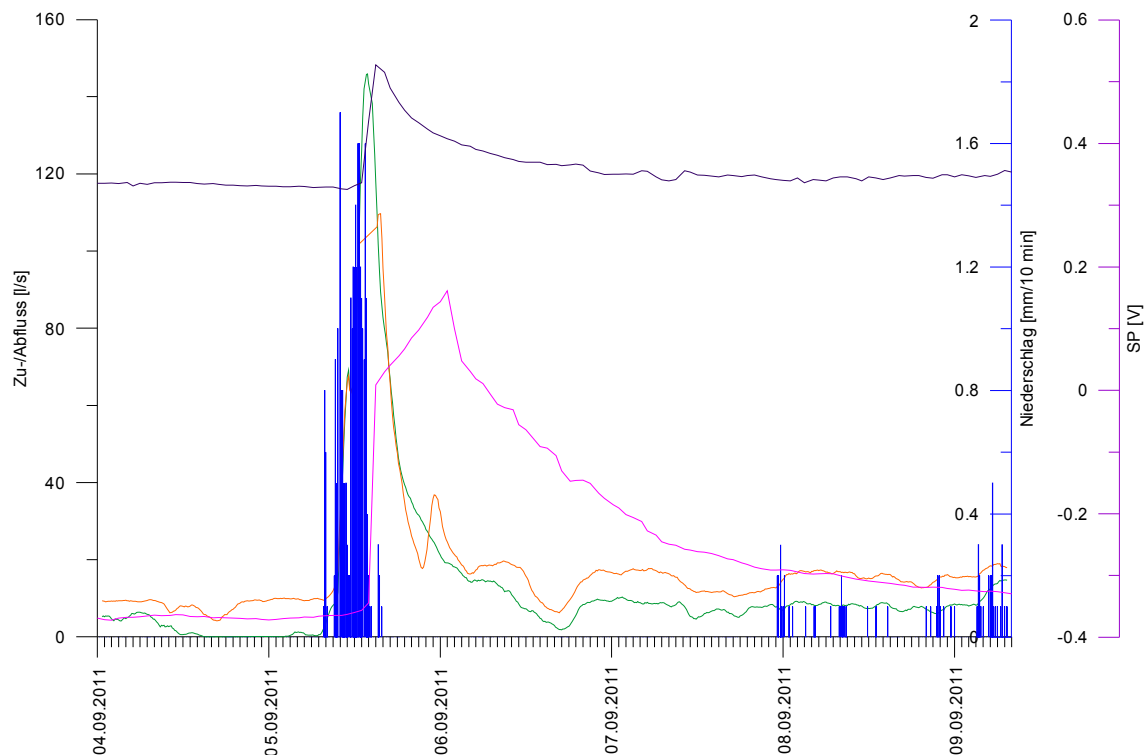


Abbildung 31: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (Q1_1, orange) und im mittleren Bereich (Q2_1, grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23 (violett) und 28-29 (rosa)

Die nächsten Eigenpotentialanomalien wurden wenige Tage danach registriert (Abbildung 32). Der Regen begann am 18. September nachmittags und hielt die folgenden Tage an. Die Eigenpotentialelektroden reagierten erst 24 Stunden später mit einem positiven Sprung. Das Verhalten der Messwerte glich dem Regenevent von Anfang September: Während die Anomalie der oberen Elektroden im Profil nur 0,1 V betrug, danach zuerst konstant blieb

und noch während des Regens langsam abfiel, erhöhte sich bei Elektroden 28-29 der Wert um 0,4 V. Dieser stieg während des Niederschlags nochmals um etwa 0,3 V an, und begann erst ca. vier Stunden nach Ende des Regens abzufallen. Obwohl dieser Abfall relativ schnell erfolgte, brauchte es, aufgrund des Sprungs von insgesamt 0,7 V, fünf regenfreie Tage, bis an den Elektroden wieder der Ausgangswert gemessen wurde. Im Vergleich sind Daten von zwei anderen, an unterschiedlichen Positionen im Profil installierten Elektroden zu sehen, die nur mit geringer Abweichung auf den intensiven Regen reagierten.

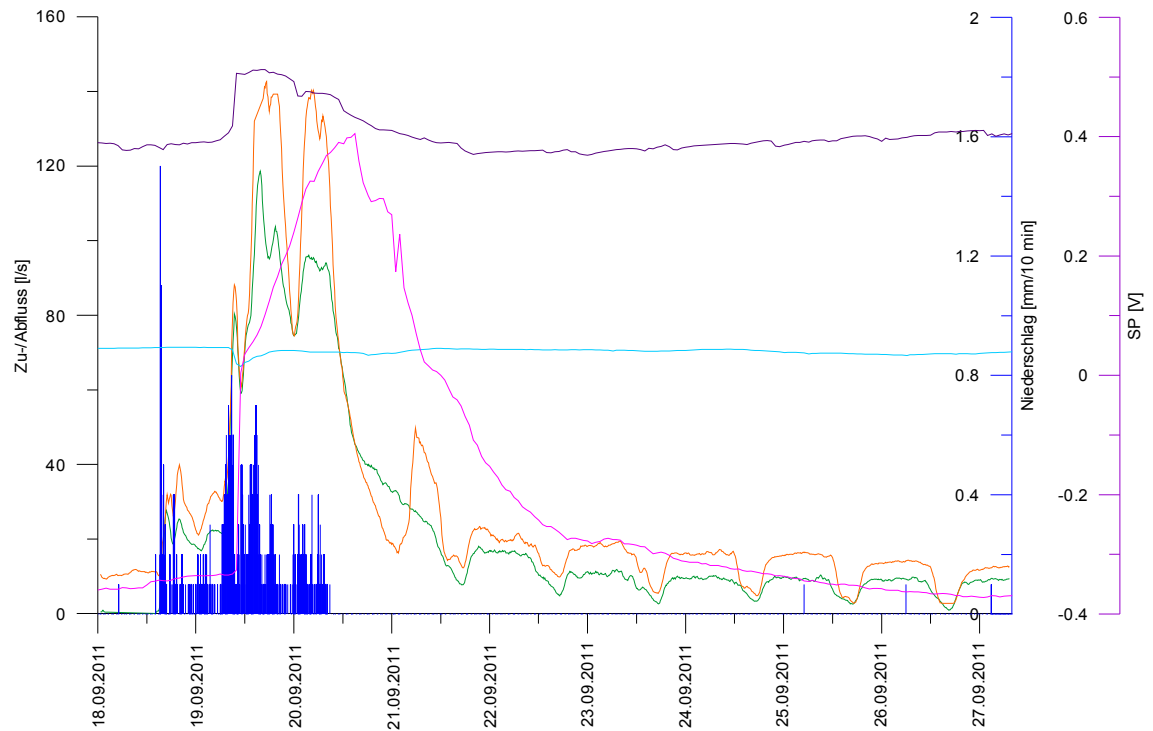


Abbildung 32: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (Q1_1, orange) und im mittleren Bereich (Q2_1, grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 2-3 (hellblau), 22-23 (violett) und 28-29 (rosa)

Oktober 2011: In Abbildung 33 ist ein Ausschnitt einer intensiveren Regenphase Anfang Oktober und einer geringer ausfallenden Mitte Oktober zu sehen. Von 7. bis 8. Oktober in der Früh wurden aufgrund eines Ausfalls des Messsystems keine Eigenpotentialdaten aufgezeichnet. Trotzdem lässt sich aufgrund der nachfolgenden Regenperiode feststellen, dass bei starkem Regen innerhalb kurzer Zeit die Zeitverzögerung der auftretenden Eigenpotentialanomalien etwa 8 Stunden nach Beginn des Regens betrug. Nach einem Anstieg von bis zu 0,4 V dauerte es nach dem Regen 2-3 Tage, bis sich die Werte wieder auf den Ausgangswert eingependelt hatten. Bei geringerem, aber länger andauerndem Niederschlag dauerte es bis zu 20 Stunden, bis ein Sprung von 0,2 V in den Eigenpotentialdaten gemessen wurde.

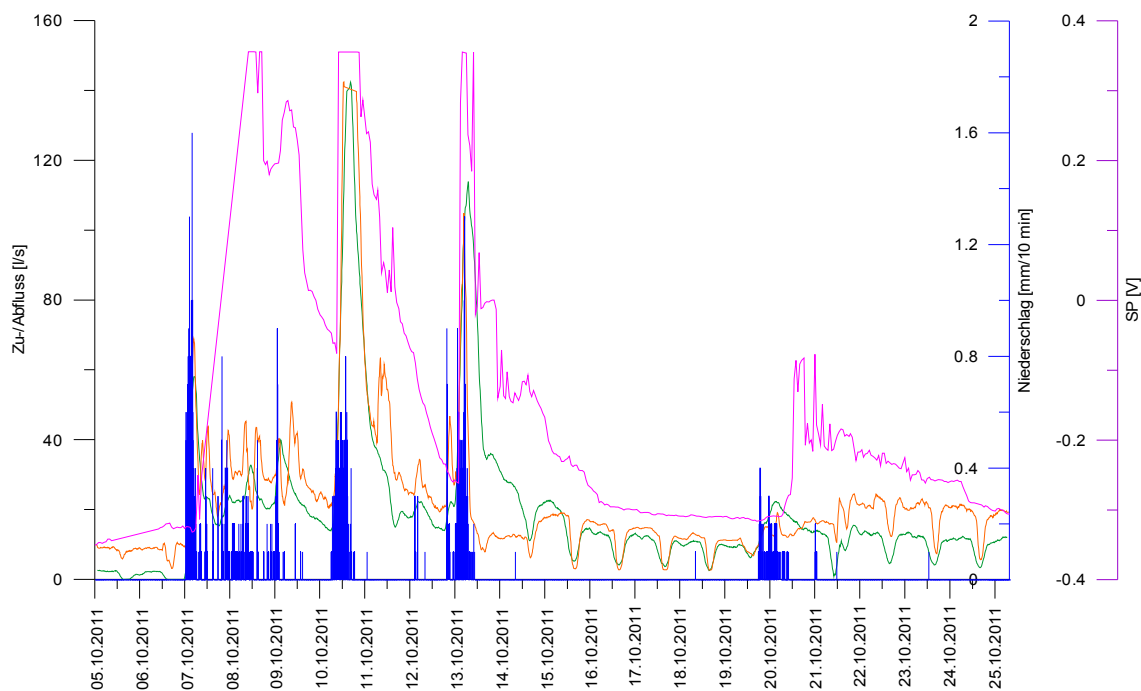


Abbildung 33: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (orange) und im mittleren Bereich (grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 28-29 (rosa)

Diese Reaktionen der Eigenpotentialwerte auf Regen wurden sowohl im Herbst des Jahres zuvor (Abbildung 34) als auch im Frühjahr 2011 (Abbildung 35) festgestellt. Während des Niederschlags im Oktober 2010 lässt sich aufgrund der größeren Diskrepanz der Abflussmesswerte eine Fehlfunktion des ersten Sensors oder ein Defekt im Drainagekanal ableiten. Die täglichen Minima der Abflussmesswerte lassen sich möglicherweise auf Temperaturschwankungen zurückführen.

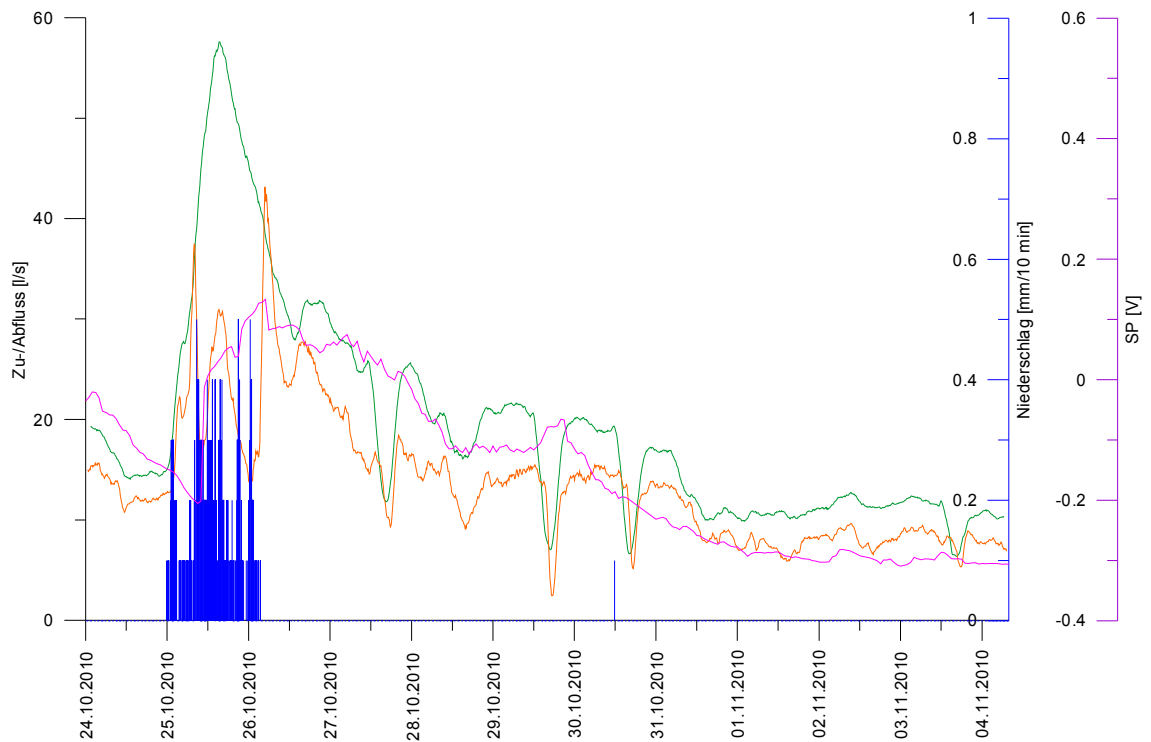


Abbildung 34: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (orange) und im mittleren Bereich (grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 28-29 (violett)

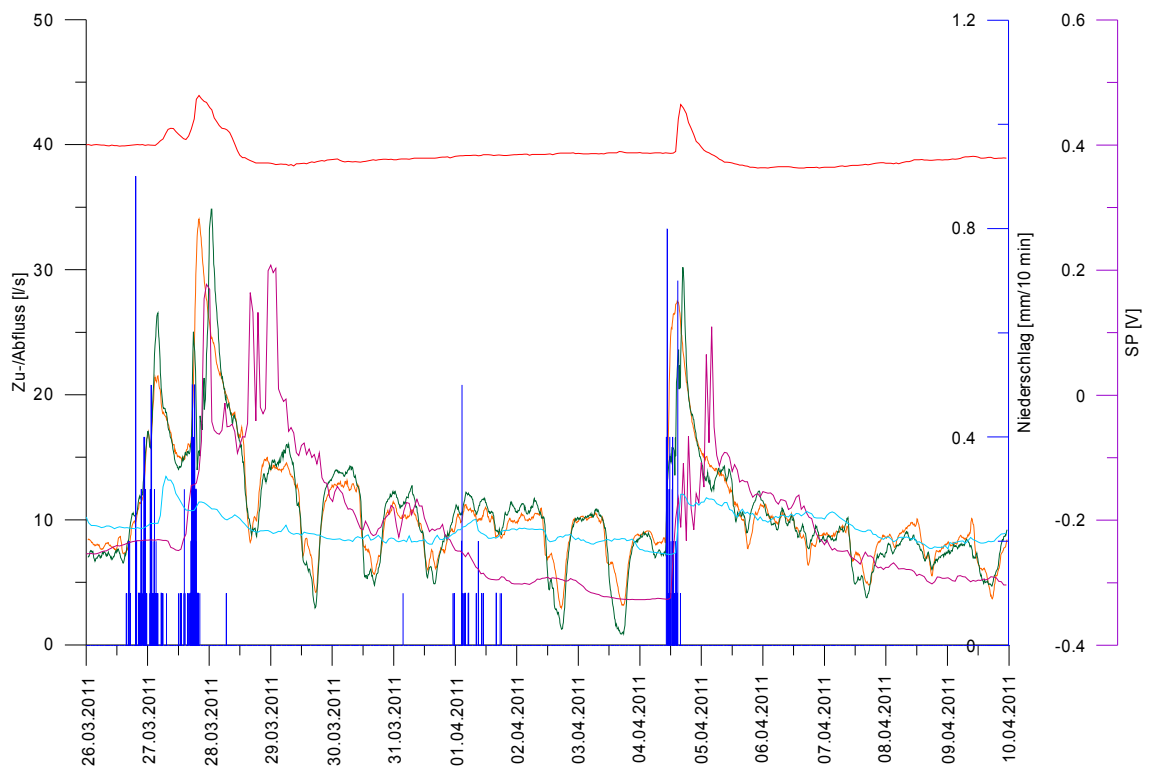


Abbildung 35: Niederschlag (blau) verglichen mit Abflussmessungen im oberen Bereich des Drainagerohrs (orange) und im mittleren Bereich (grün), und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23 (rot), 26-27 (hellblau) und 28-29 (violett)

3.1.4. Zusammenfassung

Die im Beobachtungszeitraum gemessenen geoelektrischen Daten zeigen eine eindeutige Korrelation ihrer Änderungen aufgrund starker Niederschläge. Obwohl diese Änderungen vor allem in den Widerstandsdaten nur sehr gering ausfielen, konnten sie durch das Messsystem erfasst werden. Die Abflussmessungen in den Drainagekanälen korrelierten zumeist sehr gut mit den Niederschlagsraten, das ordnungsgemäße Funktionieren der Leitung und der Sensoren lässt sich dadurch bestätigen. Obwohl durch Drainagen der Wasserhaushalt im Hang generell reduziert wird und somit nur geringere Eigenpotentialanomalien auftreten können (OKUYAMA u. a., 2005), zeigten sich hier trotzdem Anomalien mit bis zu 0,7 V. Bei einigen Elektroden ist der Zusammenhang von Regen und erhöhtem Wasserabfluss deutlich sichtbar, bei anderen zeigt sich jedoch keinerlei Reaktion infolge größerer Wassermassen. Es ist denkbar, dass einige Elektroden in wasserdurchlässigen Zonen des Hanges installiert sind, in der das Durchsickern des Wassers in den Untergrund besser möglich ist, während bei den anderen, undurchlässigen das Regenwasser oberhalb der Erdoberfläche abfließt. Diese unterschiedlichen Bereiche entlang des Profils können auch durch geoelektrische Inversion verdeutlicht werden.

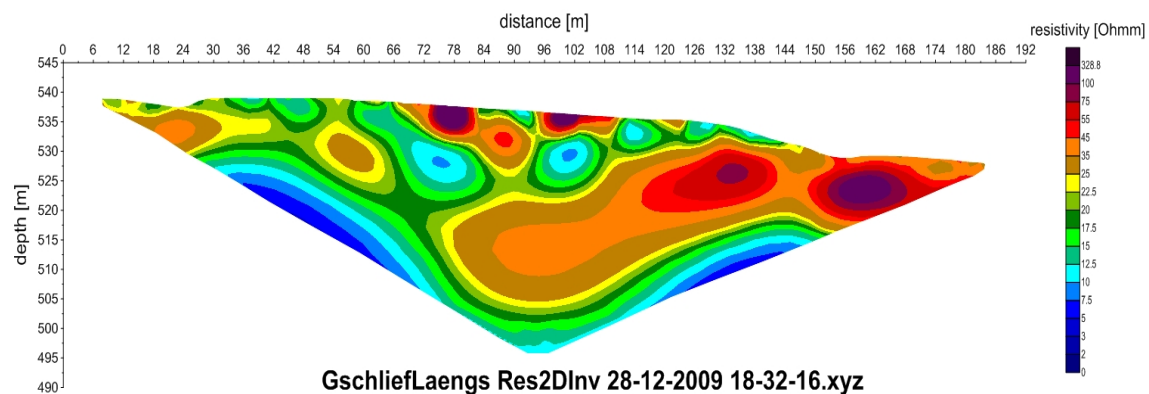


Abbildung 36: Inversion der geoelektrischen Messungen

Die Zeitverzögerung der Anomalien entlang des Profils lässt sich als unterschiedliches Ankommen der Wassermassen im Untergrund interpretieren.

Da es im Messzeitraum bis jetzt zu keiner deutlichen Verschiebungsänderung kam, konnte der direkte Zusammenhang zwischen Verschiebungen und der gemessenen geophysikalischen und hydrologischen Parameter noch nicht ausreichend geklärt werden. Obwohl das Gestein im Untergrund einen hohen Tongehalt hat, treten in den Eigenpotentialdaten keine Polarisierungseffekte auf.

3.2. Ancona

Die Hafenstadt Ancona liegt an der Adriaküste in Mittelitalien und umfasst rund 100 000 Einwohner. Am 13. Dezember 1982 ereignete sich wenige Kilometer westlich der Stadt eine große Massenbewegung, bei dem innerhalb weniger Stunden Erdmaterial von 170 m über dem Meeresspiegel vom „Montagnolo-Hang“ in das Meer abrutschte. Das gefährdete Gebiet erstreckt sich über 3,4 km² (SCIARA u. a., 2006), das Gesamtvolumen des bewegten Materials beträgt 180 Millionen m³ (COTECCHIA, 2006).



*Abbildung 37: Lage des geoelektrischen Monitoringprofils
(Foto: GBA, 2011)*

Schon in den letzten Jahrhunderten wurden immer wieder Massenbewegungen in diesem Gebiet aufgezeichnet. Ein Erdbeben in einer Tiefe von 15 km, das 1972 Ancona erschütterte, hinterließ in diesem Bereich tiefliegende Klüfte und spaltete das Grundgestein. Durch diese seismische Aktivität befand sich der Hang im instabilen Zustand, durch langen und intensiven Niederschlag wurde die Massenbewegung 1982 initiiert. Diese wurde als tiefliegende, komplexe Bewegung klassifiziert (COTECCHIA, 2006).

Die Schäden dieses geologischen Prozesses waren enorm: 3000 Menschen mussten evakuiert werden, Infrastruktur wie Zugverbindung und Straßen wurden bis zu 10 m Richtung Meer verschoben und waren blockiert, die Gas- und Wasserversorgung brach zusammen und 280 Gebäude erlitten zum Teil irreparable Schäden. Insgesamt war in etwa 11% des gesamten Stadtgebietes betroffen (CARDELLINI & OSIMANI, 2008). Die Stadt Ancona ließ 2002 ein umfangreiches Frühwarnsystem errichten. Dieses beinhaltet neben automatischen Sensoren und permanenten GPS-Messungen das geotechnische Monitoring-System DMS mit unterschiedlichen Sensoren (Inklinometer, Piezometer, Thermometer) in 3 Bohrlöchern (CARDELLINI & OSIMANI, 2010). Dazu wurde im April 2011 das Geomon4D-System im zentralen Teil des Bewegungsgebietes installiert

3.2.1. Geologie

(COTECCHIA, 2006)

Die Stadt Ancona liegt tektonisch am äußersten Rand der Apenninen zwischen zwei geologischen Strukturen, die eng mit der Entwicklung der Adriatischen Vorsenke verbunden sind: der Tavernelle-Synklinale und der Conero-Antiklynale. Unter Kolluvial-Sedimenten und Schotter ist der stratigraphisch/lithologische Aufbau des Bewegungsgebietes folgendermaßen gegliedert:

- *Ablagerungen aus dem unteren und mittleren Pliozän:* Diese bestehen aus graublauem, homogenem und gut geschichtetem mergeligem Ton mit sandigen Zwischenschichten. Darauf folgen
- *Ablagerungen aus dem Pleistozän,* in denen Schluff, sandige Tone und Schichten aus Sandstein vorherrschen.

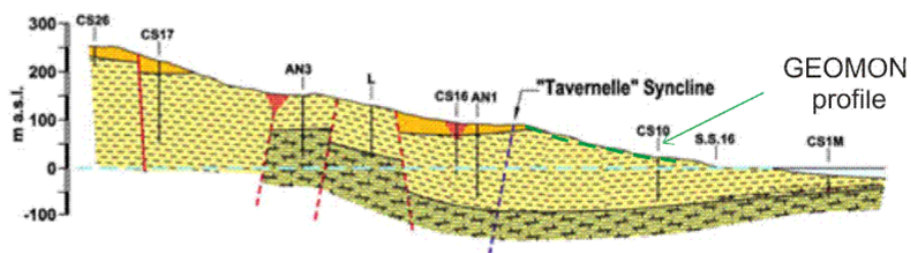
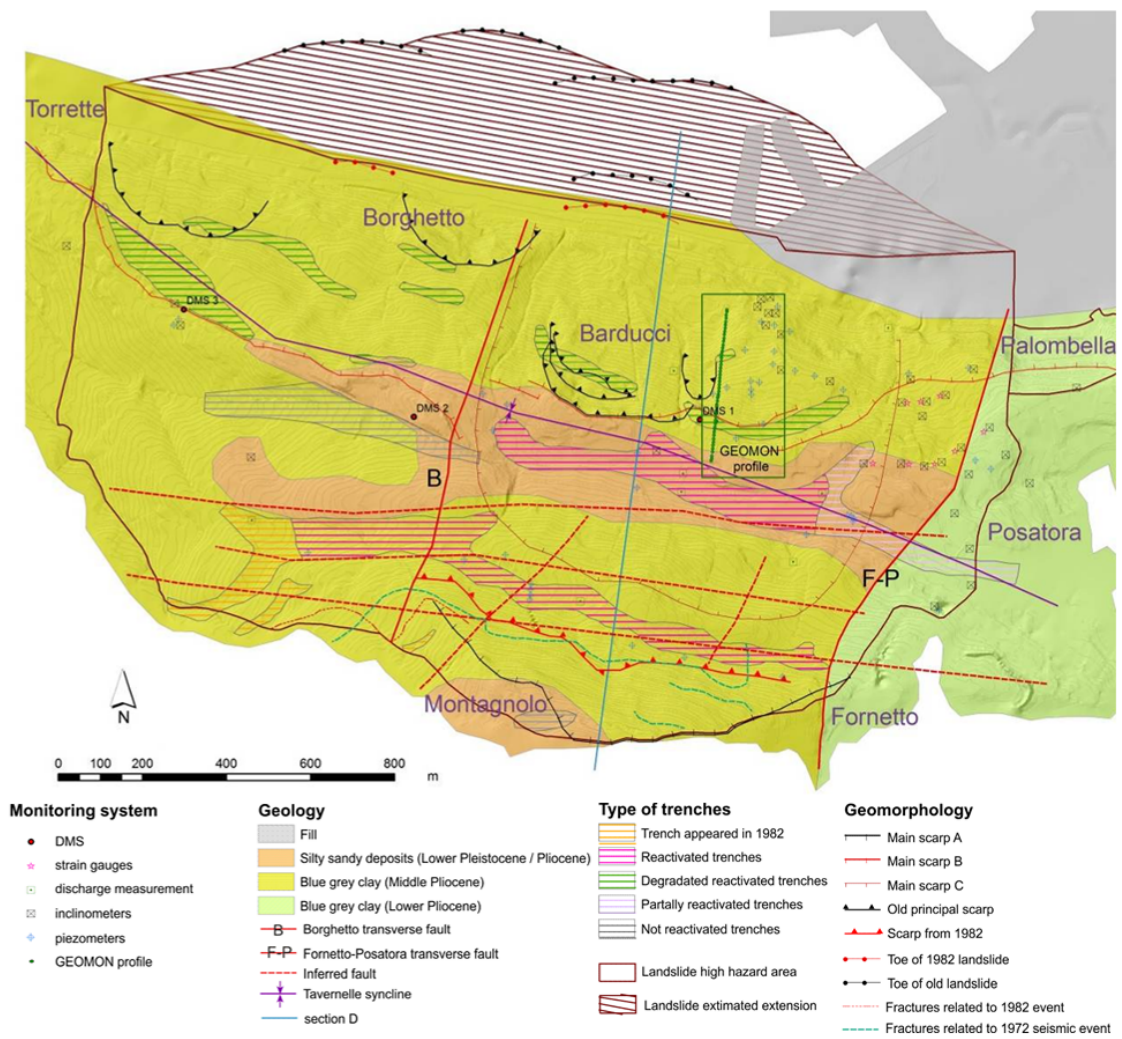


Abbildung 38: Geologie Ancona (COTECCHIA, 2006)

3.2.2. Geomonitoring

April 2011 – März 2012 (noch laufend)

Am 14. April 2011 wurde das dauerhafte geoelektrische Monitoringsystem von der Geologischen Bundesanstalt installiert. Das Profil wurde im Zentralteil des Hanges nahe eines DMS-Systems ausgelegt, die Kabel wurden in ca. 0,4 m Tiefe vergraben. Der Abstand der 91 Elektroden beträgt jeweils 4 m, die Gesamtlänge beträgt 364 m. Es werden 5-mal am Tag Widerstandsdaten und stündlich Eigenpotentialwerte aufgenommen. Für diese Diplomarbeit konnten leider keine Inklinometerdaten zur Verfügung gestellt werden. Das Gebiet ist jedoch für permanentes Geomonitoring insofern interessant, als dass mithilfe von Piezometer-, Niederschlags-, Abflussmessungen und dem Geomon4D-System vor allem ein hydrologischer Überblick von dem Hang geschaffen werden soll. Aufzeichnungen von Regen- und Temperaturdaten sind von Anfang 2011 bis Mitte Februar 2012 verfügbar, Widerstands- und Eigenpotentialdaten von Mitte April 2011 bis Anfang März 2012.

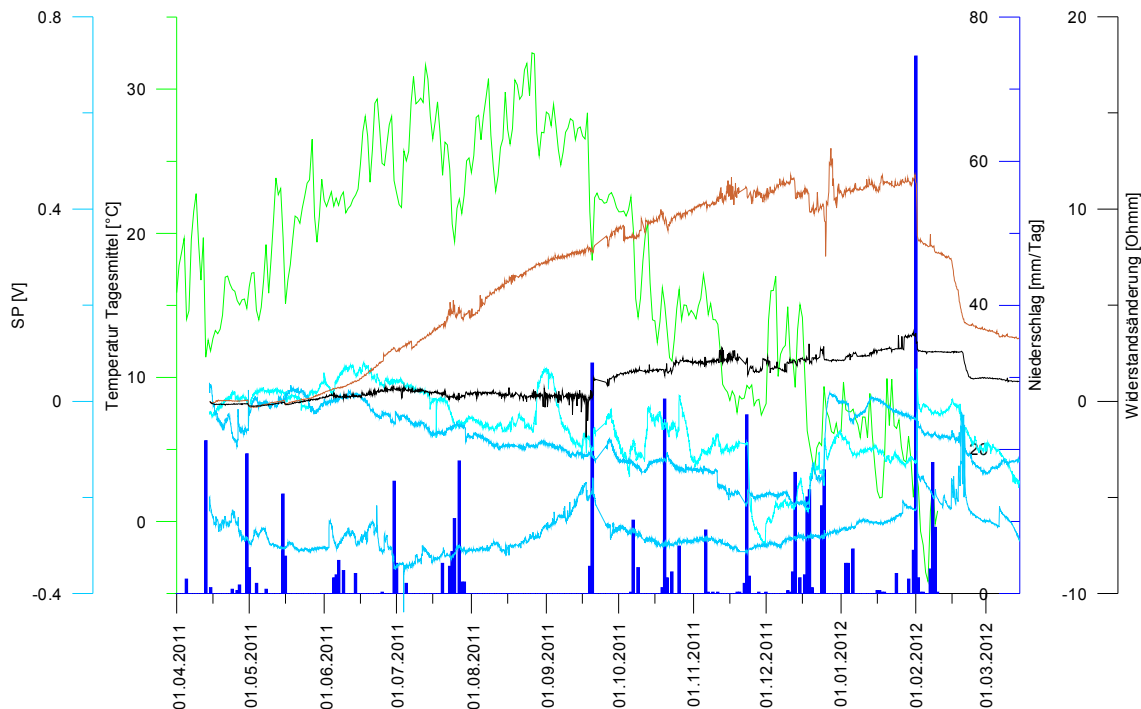


Abbildung 39: April 2011 bis März 2012: täglicher Niederschlag (dunkelblau), Widerstands-werte in 2 m Tiefe (braun), und 5 m Tiefe (schwarz), Lufttemperatur (hellgrün) und Eigenpotentialwerte (hellblau)

Abbildung 39 zeigt Geoelektrik- und Eigenpotentialdaten über den bisherigen Messzeitraum. Obwohl sich die aufgenommenen geoelektrischen Daten durch eine hohe Störanfälligkeit und ein schlechtes Signal-Noise-Verhältnis kennzeichnen (niedrige Widerstände bei hohem Background-Noise, verursacht durch die naheliegende Eisenbahn und Stadt), ist die

jahreszeitliche Temperaturabhängigkeit, wenn auch nur bei Konfigurationen in geringerer Tiefe, sichtbar.

Abfluss- und Piezometermessungen wurden ab Jänner 2011 an verschiedenen Orten am Hang durchgeführt. Die Abflussmesssensoren MP3 und MP5 und das Piezometer PZBA 1 befinden sich in der Nähe des geoelektrischen Monitoringsystems. Die Beziehung zwischen Maxima der Abflussmesswerte und starken Regenfällen ist in der Gesamtübersicht in Abbildung 40 an manchen Zeitreihen sichtbar, die Piezometer und einige Abflussmesssensoren reagierten jedoch ab Mitte Mai bis Beginn des kommenden Jahres nicht auf Regen. Es besteht die Möglichkeit, dass in den heißen Sommermonaten die Niederschläge verdunsteten und somit nicht in den Boden gelangten.

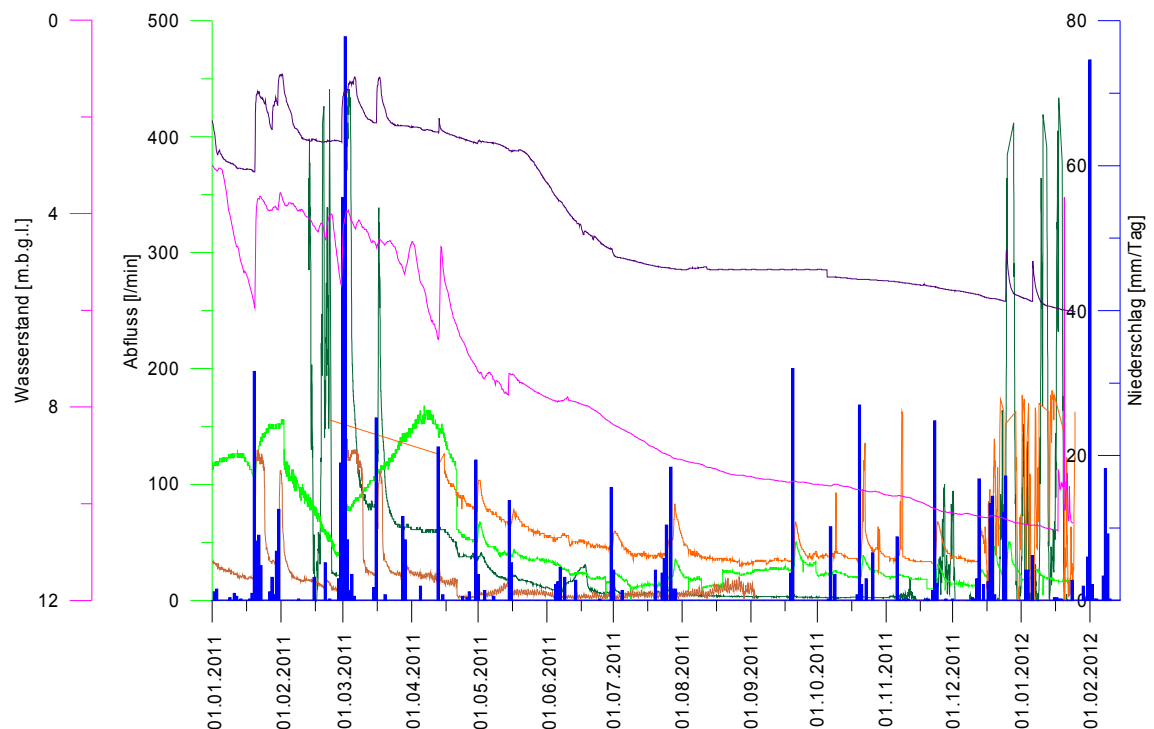


Abbildung 40: Ergebnisse der Abfluss- (MP1: dunkelgrün, MP3: hellgrün, MP4: braun, MP5: orange) und Piezometer-Messungen (PZBA1: rosa, PZCL3: violett), verglichen mit täglichem Niederschlag (dunkelblau)

3.2.3. Analyse einzelner Niederschlagsereignisse

Juli 2011: Abbildung 41 zeigt die Zeitreihen der gemessenen Daten während einiger regnerischen Tage Ende Juli 2011. Am 24. Juli gab es für einige Stunden leichten Regen, am Vormittag des darauffolgenden Tages fiel dieser etwas stärker aus. Danach wurden erst am 27. Juli für fast einen halben Tag Niederschläge aufgezeichnet.

An den Abflussmesssensoren in der Nähe des geoelektrischen Profils stiegen die Werte erst am Abend des 25. Juli an, eine rasche Zunahme erfolgte erst am 28. Juli, nachdem es am 27. stärker regnete. Die Eigenpotentiale reagierten zuerst kaum oder gar nicht auf den Niederschlag. Ein positiver Sprung von 0,3 V wurde erst am 27. Juli nach mehrstündigem Regen im oberen Teil des Profils erfasst (hellblaue Linie), zuvor wurden an diesen Elektroden keine Änderungen erfasst. Dieser Wert fiel auch nach dem Regen nicht ab und blieb konstant. Im mittleren Bereich wurden am 25. und 27. Juli lediglich geringere Anomalien aufgezeichnet, die jedoch eindeutig mit den Regenmaxima korrelierten. Am unteren Teil des Profils blieben die Werte stets gleich (braune Linie).

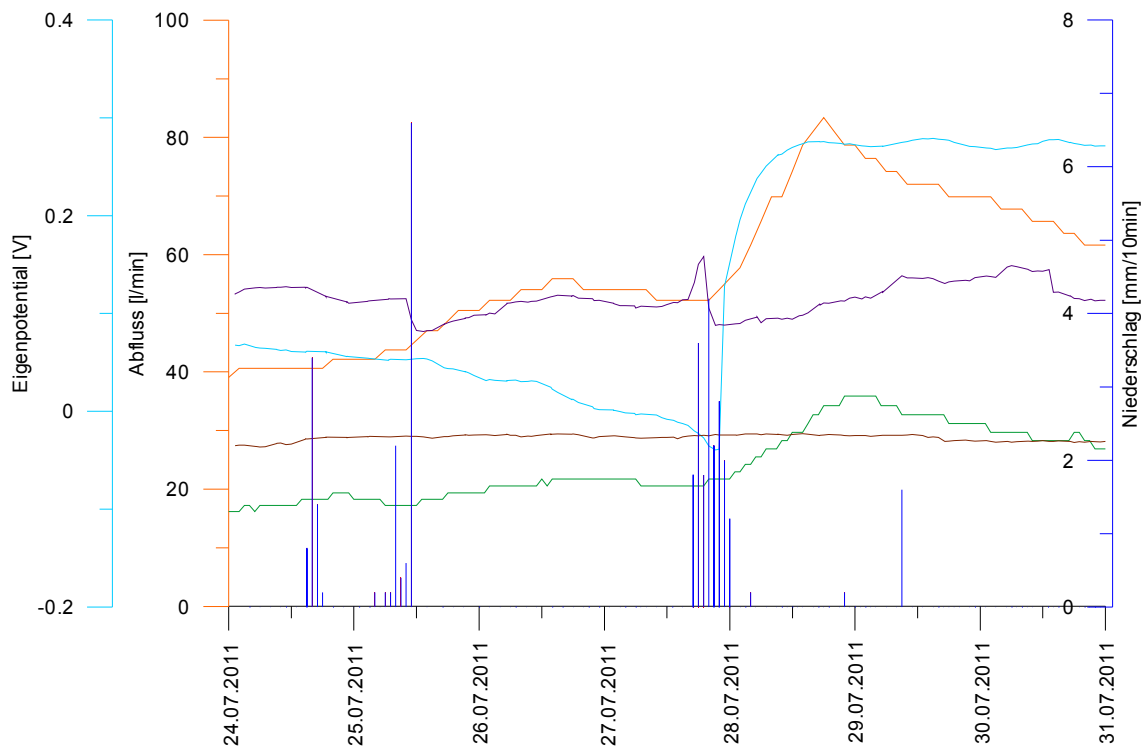


Abbildung 41: Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Abflussmesswerten (MP3: grün, MP5: orange) und Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28 (hellblau), 40-44 (violett) und 344-348 (braun)

September 2011: Nach einer längeren Trockenzeit im August und Anfang September begann es am 19. September wieder leicht zu regnen. Der Nieder-

schlag wurde am 20. September stärker und erreichte gegen Mittag das Maximum. Wieder stiegen erst einige Stunden danach die Abflussmesswerte an. Zeitgleich mit dem Regenhöchststand zeigten sich auch Veränderungen in den Eigenpotentialwerten. Während zu Beginn des Regens, ähnlich wie im Juli, nur sehr kleine Schwankungen angezeigt wurden, fiel der Wert zeitgleich mit dem Regenmaximum um 0,2 V ab (violette Linie). Am oberen Teil des Profils waren nur geringe Anomalien zu sehen (blaue Linie), während Werte von Elektroden im unteren Teil wiederum gar keine Veränderungen erfassten (braune Linie).

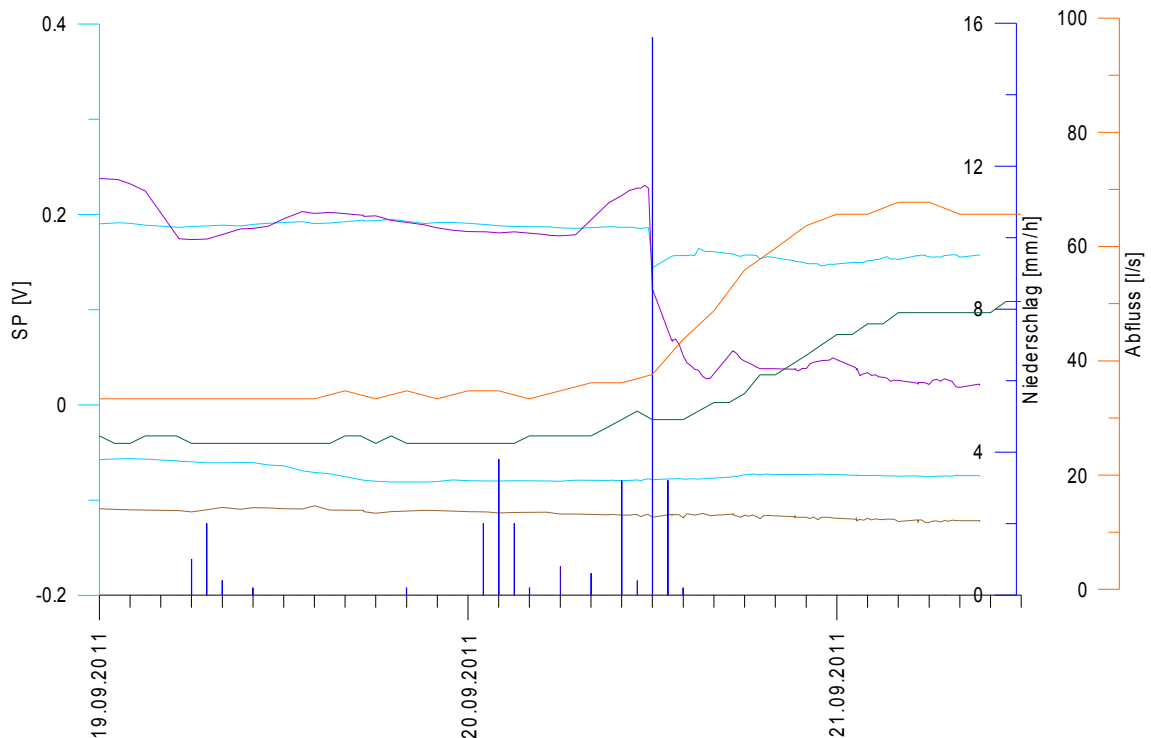


Abbildung 42: Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Abflussmesswerten (MP3: grün, MP5: orange) und Eigenpotentialwerten der Elektroden 8-12 (hellblau), 28-36 (violett) und 344-348 (braun)

Dezember 2011 (Abbildung 43 und 44): Mitte Dezember kam es an mehreren Tagen zu stärkeren Regenfällen, die Temperatur war stets über dem Nullpunkt. Die Abflussmesswerte begannen wieder nach dem Regen proportional dazu anzusteigen. An den Eigenpotentialdaten sind deutliche Änderungen, abhängig von der Lage der Elektroden, erfasst worden. Am 13. Dezember war nur in der Zeitreihe von Elektroden am oberen Teil des Profils (schwarze Linie) ein kleiner Sprung von etwa 0,05 V aufgrund des Regens zu erkennen, bei anderen Elektroden zeigten sich keine Reaktionen. Die Abflussmesswerte stiegen an, erreichten erst am 14. Dezember das Maximum und fielen in den darauffolgenden Tagen leicht ab. Das nächste Mal begann es am Abend des 18. Dezember für etwa 12 Stunden zu regnen. Hier wurden auch im mittleren Bereich Anomalien von etwa 0,1 V aufgezeichnet (hellblaue Linie).

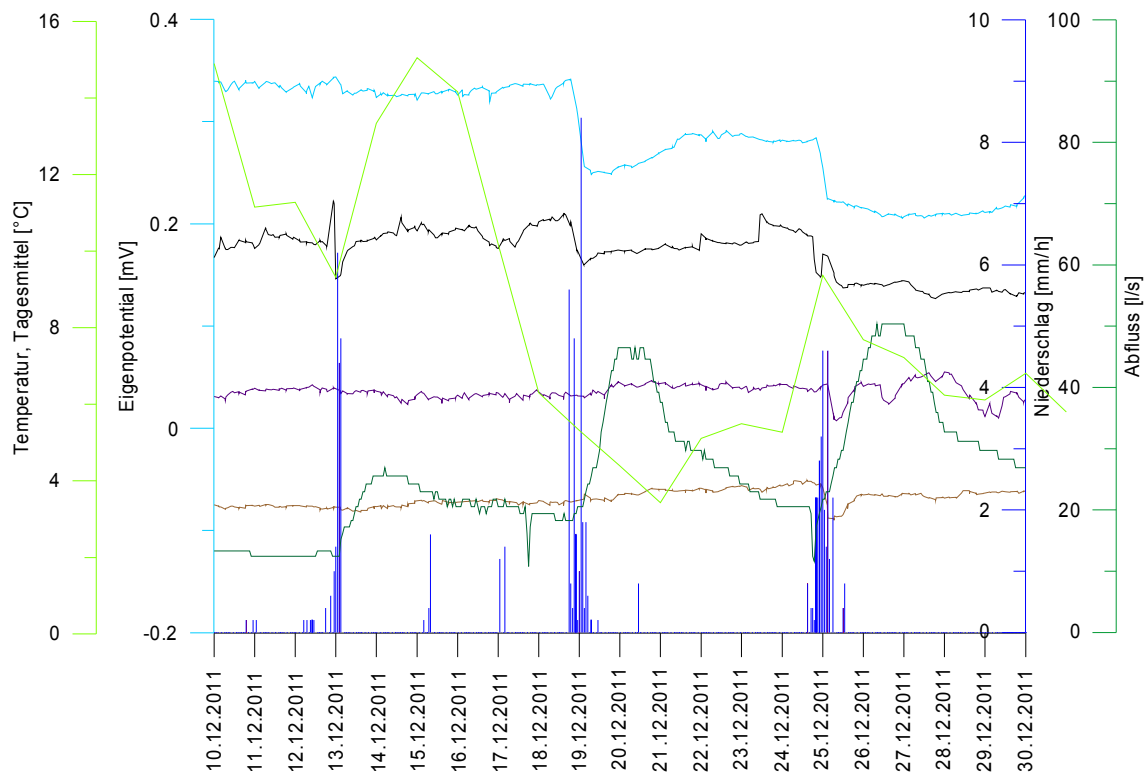


Abbildung 43: Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Abflussmesswerten (MP3: dunkelgrün), Temperaturdaten (hellgrün) und Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28 (schwarz), 136-140 (hellblau), 220-228 (violett) und 316-324 (braun)

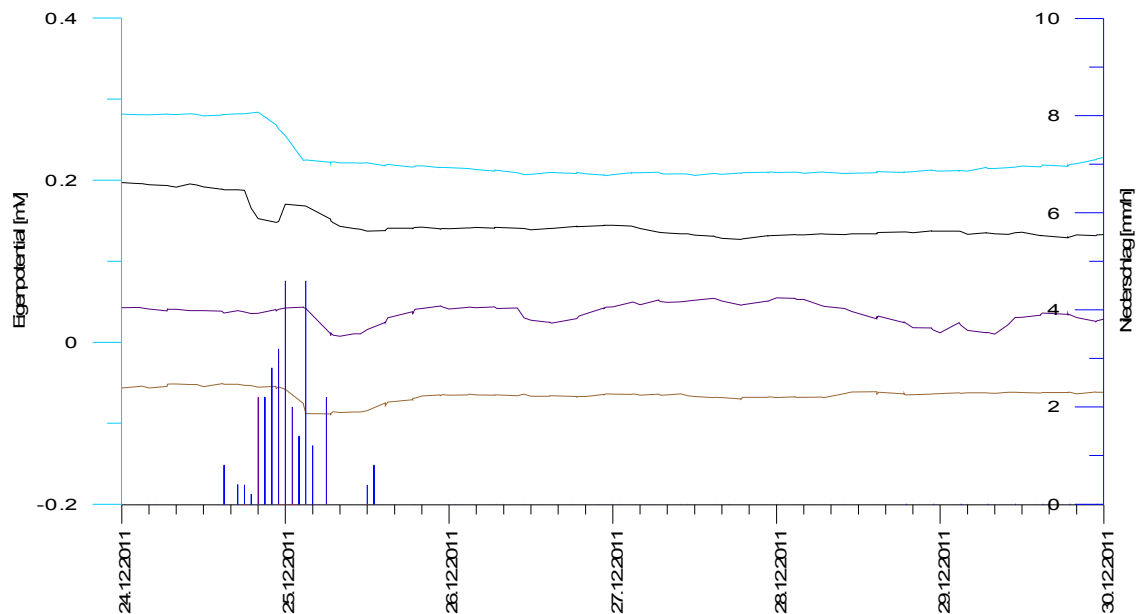


Abbildung 44: Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28 (schwarz), 136-140 (hellblau), 220-228 (violett) und 316-324 (braun)

Als es am 24. und 25. Dezember fast einen Tag durchgehend regnete, sind sogar an Elektroden im unteren Teil (violette und schwarze Linie), wenn auch

nur sehr gering, Veränderungen der Werte sichtbar. Diese können zum einen auf den, im Vergleich mit anderen Regenevents, länger andauernden Niederschlag zurückzuführen sein, zum anderen auf die generelle Durchfeuchtung des Bodens und den zunehmenden Wasserfluss im Untergrund aufgrund der vorhergegangenen Regenfälle. Die zeitliche Verzögerung der Anomalien betrug, verglichen mit Zeitreihen am oberen Teil des Profils, etwa acht Stunden.

Februar 2012: Anfang Februar erreichte die Niederschlagsrate ein Maximum in diesem Aufzeichnungszeitraum von über 70 mm/Tag. In Abbildung 45 ist zu sehen, dass die Eigenpotentialwerte mit deutlich größeren Anomalien, verglichen mit anderen Niederschlagsperioden, auf diesen intensiven Regen reagierten. Der Regen setzte am 31. Jänner ein und erreichte am Tag darauf gegen Mittag den Höchststand. Während im oberen Teil des Profils die Eigenpotentialwerte in der Früh des 1. Februars nur leicht abzusinken begannen, erfolgte ein markanter Abfall der Werte gegen 11:00 an Elektroden im unteren Teil. Dabei wurden Sprünge in den Zeitreihen von bis zu 0,3 V aufgezeichnet. Die größte Anomalie wurde dann zu Mittag, zeitgleich mit der höchsten Niederschlagsrate, an den Elektroden 340-344 (hellgrüne Linie) registriert. Der Wert sank bis zum Ende des Regens um 0,6 V ab. In den folgenden regenfreien Tagen blieben an allen Elektroden die Werte konstant.

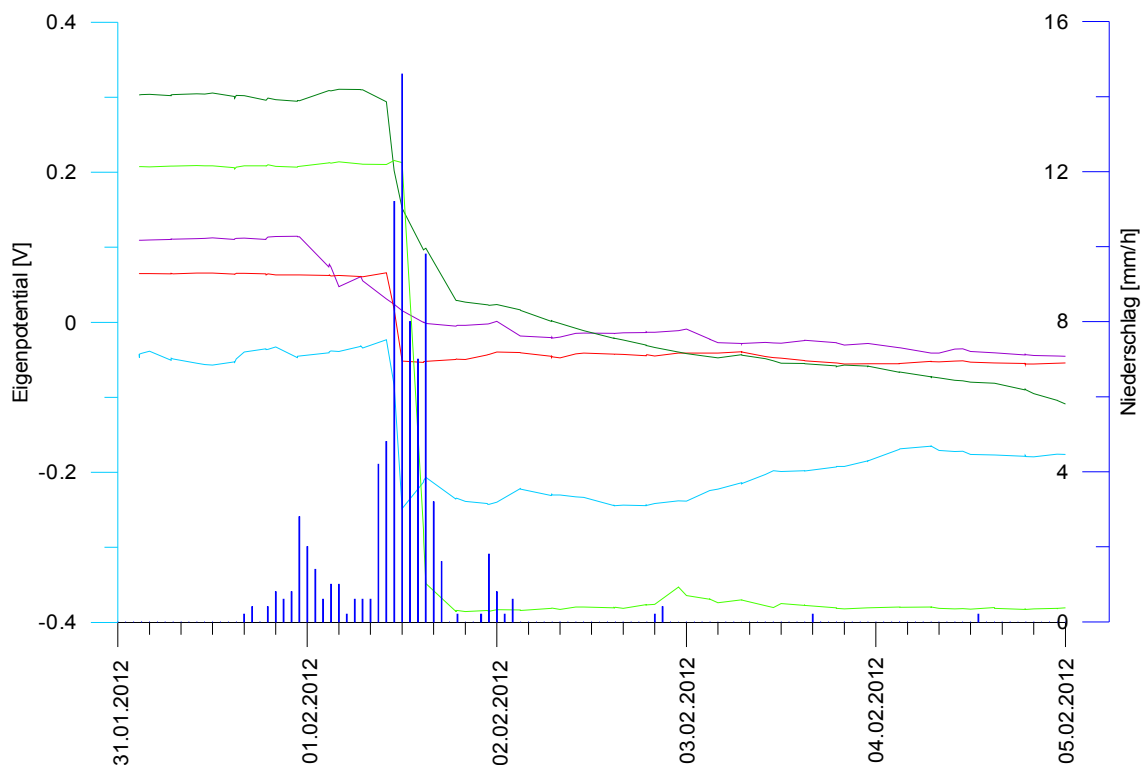


Abbildung 45: Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 28-36 (violett), 92-100 (rot), 220-228 (hellblau), 292-296 (dunkelgrün) und 340-344 (hellgrün)

3.2.4. Untersuchungen im Hinblick auf Gezeiteneffekt

In Anlehnung an Schulz et al. (2009) wurden in Ancona Piezometer, die den Wasserdruck in 7 Bohrlöchern in unterschiedlichen Tiefen aufnehmen, angebracht. Es wurden im Zeitraum von 10. August bis 10. Oktober 2011 Daten im Intervall von 15 min aufgenommen. Mit diesem geringen Abtastintervall sollten mögliche Einflüsse der Gezeitenkräfte in den Daten auflösbar sein. Durch diese Messungen sollte geklärt werden, ob atmosphärische Gezeiten auf den Wasserdruck Einfluss haben und möglicherweise dadurch Gleitprozesse ausgelöst werden können. Aufgrund der Nähe des Meeres könnten sich in den Bohrlöchern durch die Änderung der Wasserpegel auch ozeanische Gezeiten widerspiegeln. Diese täglichen und halbtäglichen Schwankungen des atmosphärischen Drucks liegen im Bereich von einigen Millibars und sind vor allem in tropischen Gebieten beobachtbar (CHAPMAN & LINDZEN, 1970).



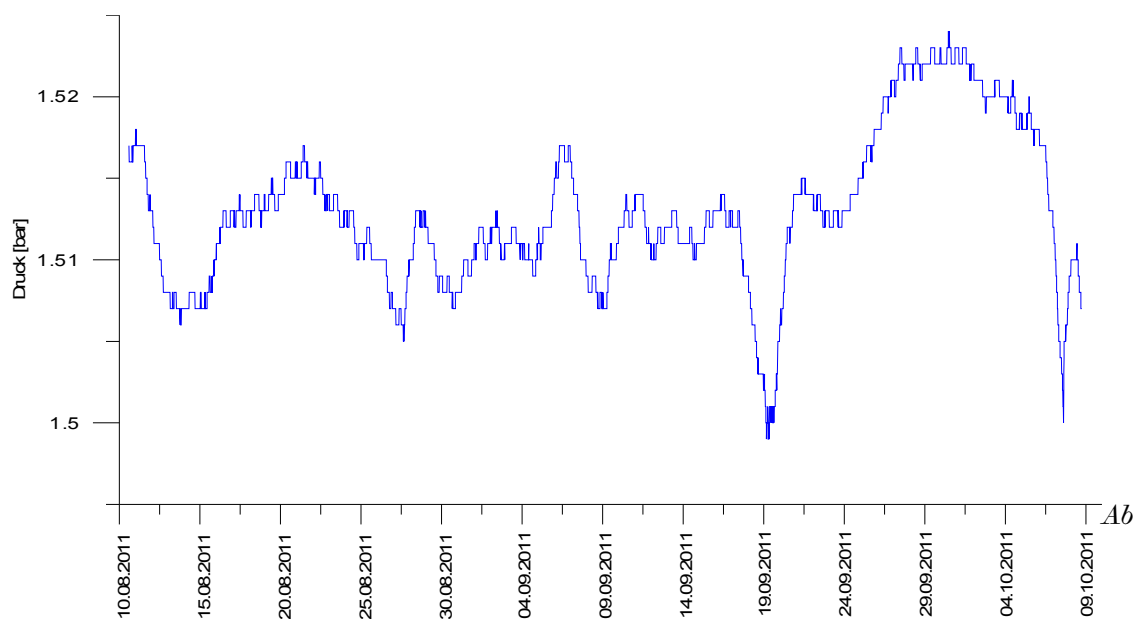
Abbildung 46 : Installation der Piezometer in den Bohrlöchern

Die Tiefe der Wasserstände in den Bohrlöchern wurde mittels Lichtlot gemessen, die Drucksensoren wurden mit Seilen am oberen Teil des Bohrlochs befestigt und bis zur jeweiligen Wassertiefe hinabgelassen. Die Positionen der Bohrlöcher wurden mit GPS bestimmt. Die aufgenommenen Daten von Sensor 2 konnten nach den Messungen nicht ausgelesen werden, bei Sensor 6 wurde die Messung des Wasserspiegels nicht durchgeführt.

<i>Name</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>h [ellips]</i>	<i>GWT (ROK) [m]</i>
Sensor 1	4829145,97	377525.649	70.908	4.4
Sensor 2	4829097.407	377560.49	80.47	21.2
Sensor 3	4828879.153	377475.62	124.705	44.0
Sensor 4	4829010.11	377515.41	103.794	41.1
Sensor 5	4829039.732	377517.862	99.108	39.4
Sensor 6	4828850.686	377443.255	128.43	
Sensor 7	4828970.085	377482.701	106.995	43.1

Tabelle 5: Positionen der Sensoren

Abbildung 47 bis 49 zeigen die Zeitreihen der gemessenen Wasser- und Luftdruckdaten.



bildung 47: Wasserdruckmessung im Bohrloch, Sensor 3

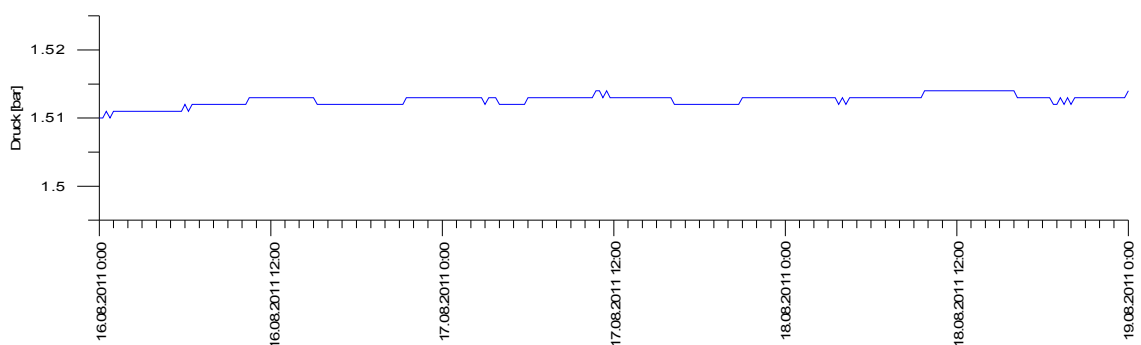


Abbildung 48: Detailausschnitt Sensor 3

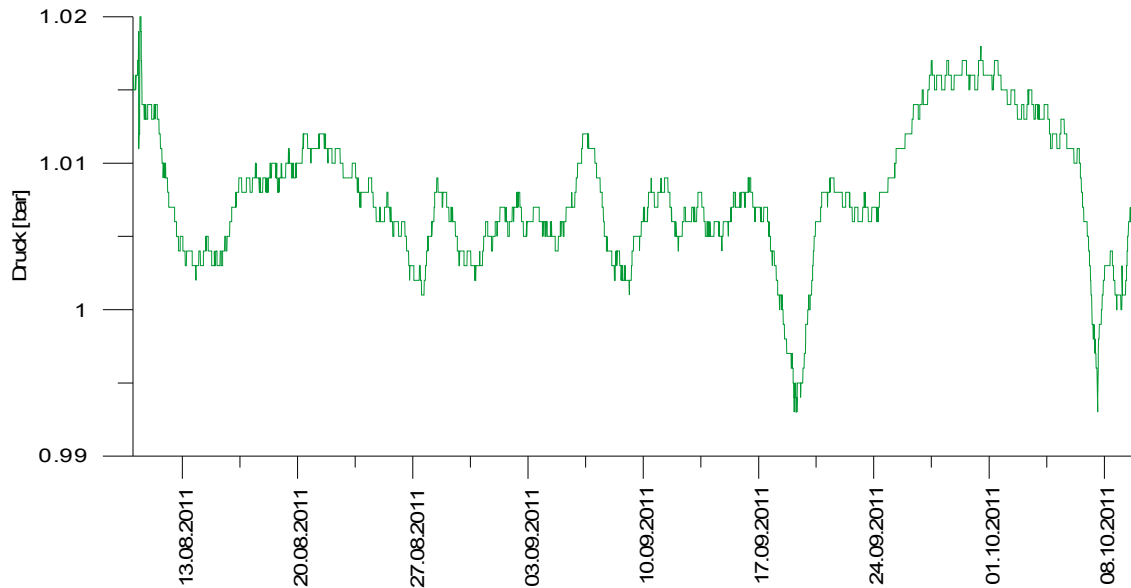


Abbildung 49: Luftdruckdaten

Um bei einer Zeitreihe von Messdaten hervorzuheben, ob und welche periodischen Vorgänge darin enthalten sind, wird das Spektrum einer Funktion mittels Fourieranalyse berechnet. Hier wurden die Messwerte von Ancona mit der Fast-Fouriertransformation, einem optimierter Algorithmus der diskreten Fouriertransformation, ins Frequenzspektrum abgebildet. Zuvor wurde das Eingangssignal mittels zero-padding (2^{14}) erweitert, das zur Verbesserung der Auflösung dienen soll. Weiters wurde vor der Fouriertransformation eine Fensterung mittels Parzen-window angebracht.

In den Spektren zeigten sich vor allem die erwarteten täglichen und halbtäglichen Perioden aufgrund der atmosphärischen Gezeiten. Die Wasserpegel änderten sich kaum, es ist anzunehmen, dass es trotz der Tiefe und der Nähe zum Meer keine Verbindung gibt. Da es während dieser Zeit keinen größeren Niederschlag gab, wurden auch keine anderen Zuflüsse im Bohrloch registriert und der Wasserpegel blieb konstant.

Eine Korrelation zwischen Verschiebungen und der atmosphärischen Gezeiten konnte aufgrund der fehlenden Inklinometerdaten nicht verifiziert werden. Für eine Gewissheit wären Inklinometerdaten mit geringem Abtastintervall und einer hoher Auflösung nötig gewesen, ebenso wie Porenwasserdruckmessungen, die jedoch in Ancona nicht durchgeführt wurden.

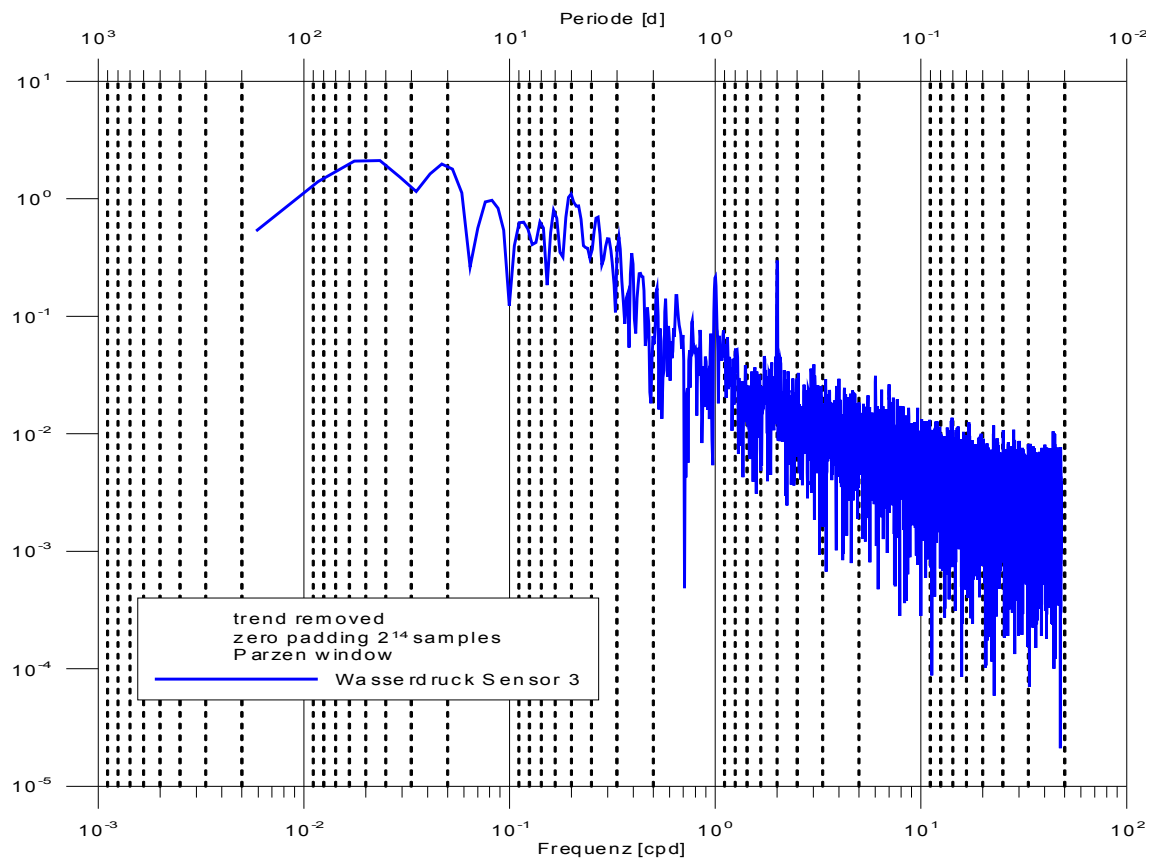


Abbildung 50: Spektrum der Wasserdruckdaten Sensor 3

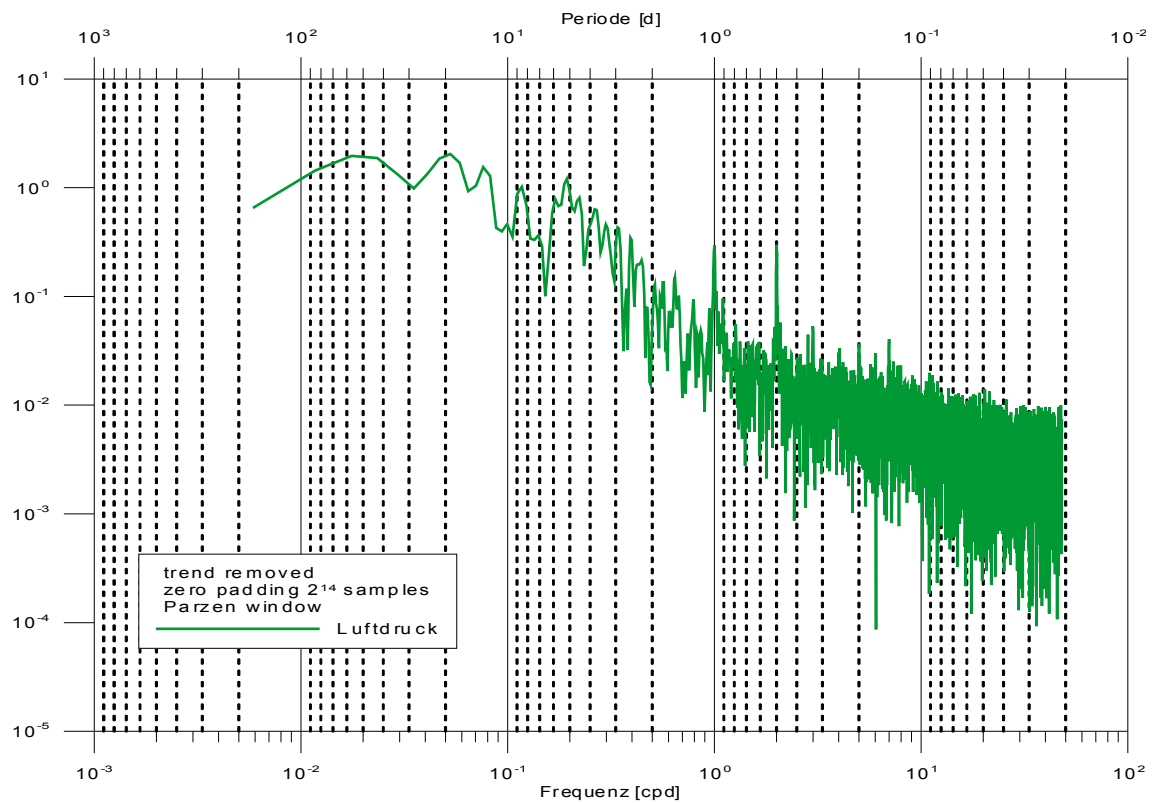


Abbildung 51: Spektrum der Luftdruckdaten

3.2.5. Zusammenfassung

An den Geoelektrik- und Eigenpotentialdaten sind Änderungen der Werte zumeist auf Niederschläge zurückzuführen. Diese Anomalien, vor allem die der Eigenpotentiale, verhalten sich jedoch, abhängig von der Lage der Elektroden entlang des Hanges, unterschiedlich. Es ist auffallend, dass sich bei geringeren Regenfällen nur kleinere Anomalien an Elektroden im oberen Teil des Profils abzeichneten, an den Zeitreihen von Elektroden im unteren Bereich waren hingegen keine bzw. nur sehr geringe Reaktionen erkennbar. Daraus kann auf wasserundurchlässigen, bzw. wasserdurchlässigen Untergrund geschlossen werden. Erst mit dem Regenevent im Februar 2012 wurden große Sprünge auch an Elektroden im unteren Teil des Hanges registriert, während die Anomalien im oberen Teil in der Größenordnung gleich blieben. Es ist möglich, dass das Wasser bei geringeren Regenfällen an undurchlässigen Zonen nicht in den Boden hinein- sondern nur oberflächlich abfließt, bzw. bei hohen Temperaturen verdunstet. Erst bei größeren Mengen an Wasser und länger anhaltendem Regen kann es einsickern, oder durch den vermehrten Wasserzufluss von durchlässigen Stellen im Untergrund fließen und zu deutlicheren Änderungen des kinetischen Potentials führen. Eine weitere Annahme, warum es nur im Februar zu so einer größeren Anomalie am unteren Ende des Profils kommen konnte, könnte die durch kleinere, oberflächliche Verschiebungen veränderte Porenraumstruktur und Permeabilität des Bodens sein. Da jedoch keine Inklinometerdaten für die Auswertung zur Verfügung standen, gibt es dafür keine Beweise.

Die erwarteten täglich und halbtäglichen Schwankungen des Luft- und Wasserdrucks aufgrund atmosphärischer Gezeiten waren in den Piezometerdaten deutlich erkennbar. Ob diese Änderungen auch den Porenwasserdruck im Gestein und infolge die Stabilität des Hanges beeinflussen, konnte im Rahmenn dieser Arbeit nicht verifiziert werden. Genauere Messungen der Verschiebungen und des Porenwasserdrucks wären für den Vergleich nötig.

3.3. Bagnaschino

Das Hangrutschungsgebiet Bagnaschino liegt 4 km südöstlich der Gemeinde Torre Mondovi in der Provinz Cuneo in Norditalien. Es befindet sich am östlichen Teil des Tales, das der Fluss Cassotto formt. Die instabile Zone ist etwa 300 m lang und 250 m breit und befindet sich zwischen 550 und 650 m über dem Meeresspiegel (GUILLIANI u. a., 2010).



Abbildung 52: Lage des geoelektrischen Monitoringprofils am Hang (Foto: GBA)

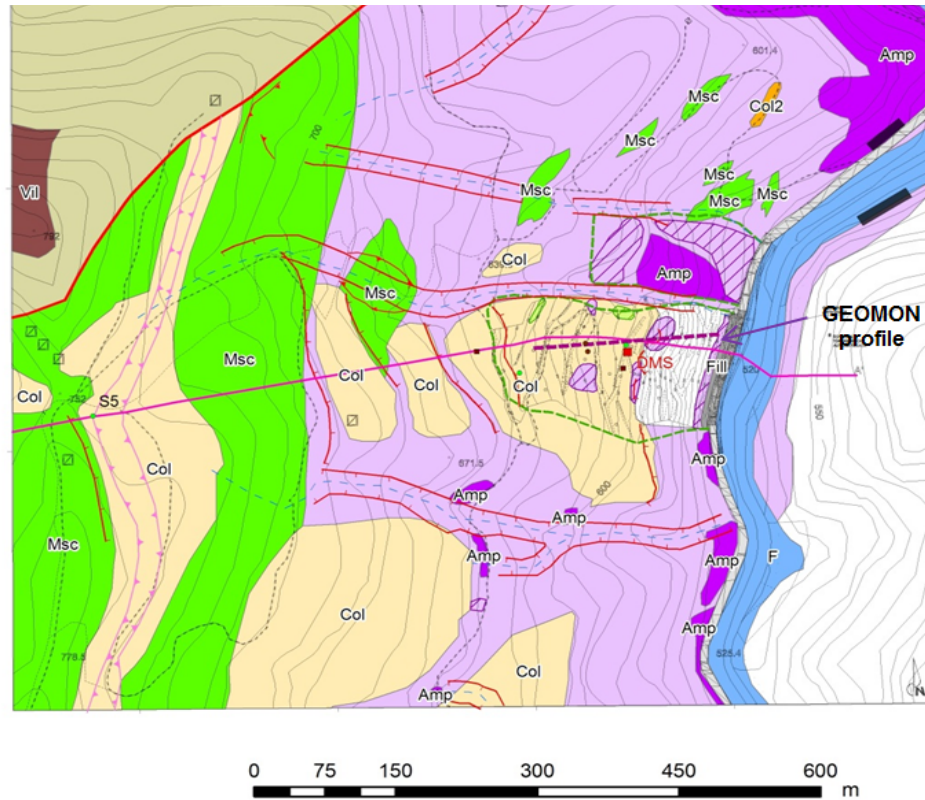
Die letzte größere Rutschung ereignete sich aufgrund langer und intensiver Niederschläge im November 1994. Dabei wurde die nahegelegene Straße stark beschädigt und im Fluss Cassotto kam es durch das abgerutschte Erdmaterial zu einer Wasserstauung. Die Bewegung wurde als Rotations- und Translationsrutschung klassifiziert, die Gleitfläche lag in etwa 8 m Tiefe. Die Gesamtmasse des damals bewegten Erdmaterials betrug etwa 1,2 Millionen Kubikmeter. Nach einer weiteren Rutschung 1996 und zur Risikominderung wurden ab 1997 Sanierungsarbeiten durchgeführt. Es wurden neben Drainagen und Gräben ein Tunnel errichtet, und geologische und geomorphologische Untersuchungen wurden ausgeführt. Das Gebiet befindet sich immer noch im instabi-

len Zustand, die maximale Bewegungsgeschwindigkeit lag 2009 bei 1 m/Jahr. (SUPPER u. a., 2012c)

3.3.1. Geologie

Die aktive Rutschungszone liegt im Teil einer älteren, tiefer gelegenen gravitativen Massenbewegung. Diese erhebt sich bis in eine Höhe von 778 m über dem Meeresspiegel, Kriechvorgänge wurden in 30– 44 m Tiefe gemessen. (SUPPER u. a., 2012c)

Dieses Gebiet setzt sich geologisch aus der Bagnaschino-Einheit und der Villanova-Einheit zusammen. Stratigraphisch beinhaltet die Bagnaschino-Einheit kalkige Glimmerschiefer und Amphiboliten, die unter der quartären Ablagerung liegen. Durch Bohrungen konnte der hohe Grad an Metamorphose in der Tiefe aufgrund des auftretenden Grünschiefers festgestellt werden. In der darunterliegenden Villanova-Einheit herrschen Kalkstein und Dolomit vor (GUILIANI u. a., 2010)



Monitoring system

- DMS
- Boreholes (stratigraphic)
- Inclinometers
- Piezometers

--- GEOMON installation

Geomorphology

- Gravitative scarp
- Morphologic scarp
- - - Rapid superficial incision water runoff
- ↔ Trench
- Extent of previous remedial works
- Geologic profile AA'

Geology

- Detrital filling
- Fluvial deposits of Casotto creek
- Colluvial deposits: sandy silt and clay
- Deposits clay and silty clay intensively altered
- Detrital deposits made of Amphibolite clasts
- Detrital deposits made of Mica schist clasts
- Villanova unit outcrop: Limestone and dolomite
- Villanova unit inferred: Limestone and dolomite
- Bagnaschino Unit outcrop: Amphibolite and gneiss
- Bagnaschino Unit inferred: Amphibolite and gneiss
- Bagnaschino Unit fractured: Amphibolite
- Bagnaschino Unit outcrop: Mica schist
- Thrust fault

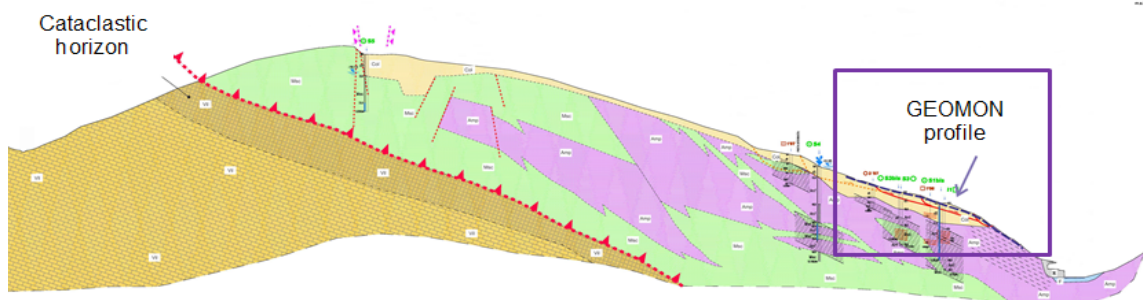


Abbildung 53: Geologie des instabilen Hanges (SUPPER u. a., 2012c)

3.3.2. Geomonitoring

Oktober 2010 – November 2011 (laufend)

Im Oktober 2008 wurde ein 60 m langes DMS-Monitoring-System installiert, das Verschiebungen und Schwankungen des Grundwasserspiegels erfasste. Dieses musste im Juli des folgenden Jahres entfernt werden, da große Verschiebungen von bis zu 60 cm die Funktionstüchtigkeit des Gerätes überschritten. Während dieser Messungen wurden fünf Verschiebungsevents gemessen, die aufgrund von Regenfällen und Schneeschmelze verursacht wurden. Um große, rasche Verschiebungen im oberflächennahen Bereich genauso gut wie langsame, tiefe Kriechbewegungen erfassbar zu machen, wurde das Gerät in zwei Teile aufgeteilt. Im Juni 2010 wurden diese in zwei verschiedene Bohrlöcher installiert. Der kürzere Teil ist 20 m lang und misst Verschiebungen in geringer Tiefe, während für den 40 m langen Teil ein Bohrloch mit 1 m Durchmesser gebohrt wurde. Das letztere System enthält auch ein Piezometer, das allerdings im nicht perforierten Bohrloch installiert ist. Ein weiteres, automatisches Piezometer ist am Ende des geoelektrischen Profils eingerichtet.

Das 216 m lange geoelektrische Profil wurde im Oktober 2010 angebracht. Die 93 Elektroden des Profils sind im mittleren Teil des Hanges in der Nähe des DMS-Systems 1 m voneinander entfernt, in den äußeren Teilen bis zu 8 m. Dadurch lässt sich im Zentralteil eine gute Auflösung erzielen, ohne dabei die Tiefenauflösung zu vernachlässigen. Die Widerstandsdaten werden meist zweimal täglich aufgenommen, während des Bewegungsevents im März wurden die Werte bis zu zwölfmal am Tag registriert. Die Messungen der Eigenpotentiale werden stündlich aufgezeichnet. Die Stromversorgung erfolgt mittels Brennstoff- und Solarzellen. Ab November 2011 bis Jänner 2012 kam es zu einem Ausfall des Systems, die hier interpretierten Daten decken daher den Zeitraum von Oktober 2010 bis November 2011 ab. Die Niederschlagsdaten stammen aus den naheliegenden Orten Viola und Pamparato, wo die Provinz Cuneo Wetterstationen eingerichtet hat. In Abbildung 54 ist eine Übersicht der Zeitreihen der verschiedenen Messmethoden über den gesamten Zeitraum zu sehen. Die größte Verschiebung während dieser Messungen fand im März 2011 statt, kleinere Events ereigneten sich im Oktober und November 2010, kurz nach der Installation des Geomon4D-Systems. Insgesamt betrug die Totalverschiebung im gesamten Beobachtungszeitraum etwa 10 cm, wobei sie ab März 2011 konstant blieb.

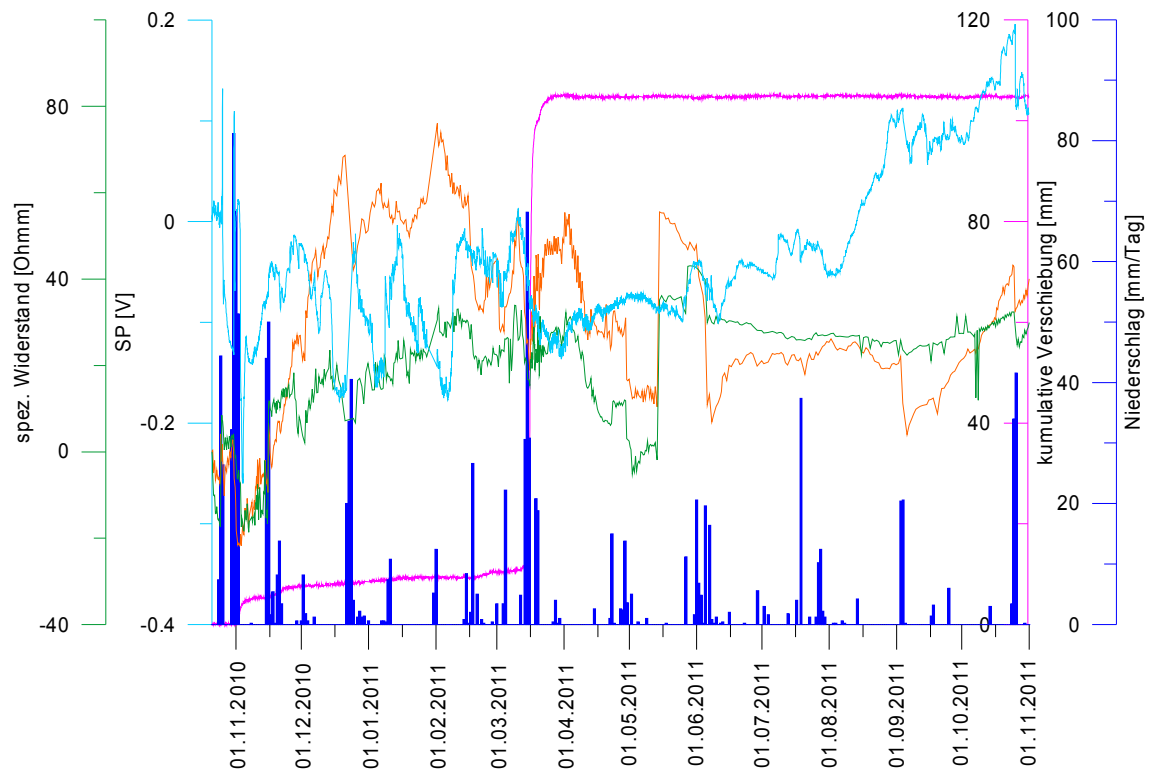


Abbildung 54: Oktober 2010 bis November 2011: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau), scheinbaren Widerstandswerten in 2 m Tiefe (orange) und 3 m Tiefe (grün) und Eigenpotentialdaten der Elektroden 164-168 (hellblau)

Die Messungen der Wasserpegel (Abbildung 55) am Hang erfolgten im tieferen, jedoch unperforierten Bohrloch, in dem das DMS-System installiert ist, und durch ein weiteres automatisches Piezometer (S4), das sich nahe am unteren Ende des geoelektrischen Profils befand. Der Wasserstand bei diesem Sensor stieg ab Dezember 2010 bis zur Bewegung im März an, vor allem stärkere Niederschläge ab 30 mm/Tag trugen dazu bei. Danach folgte ein Abklingen bis zum nächsten intensiveren Regen. Bei beiden Sensoren ist der höchste Wasserstand 10 bis 15 Tage nach dem Bewegungsereignis im März zu sehen. Der ständige Anstieg davor könnte als Auffüllen der Porenräume mit Wasser interpretiert werden, durch den starken Regen Mitte März wurden die Verschiebung des wassergesättigten Untergrunds initiiert. Danach fielen die Werte des Piezometers S4 kontinuierlich bis August ab, und am Wasserstand des DMS-Piezometers war ab Mai keine Reaktion auf Regen mehr zu sehen, obwohl es weiterhin stärkere Niederschläge gab. In dieser Zeit wurden auch keine Verschiebungen mehr registriert. Warum die Wasserpegel erst Tage nach der größten Bewegung ihre Maxima erreichten, und warum nach dem Bewegungsevent sich keinerlei Niederschläge mehr darin spiegelten, ist jedoch unklar. Es bedarf weiterer Forschung dieser hydrologischen Parameter in diesem Gebiet.

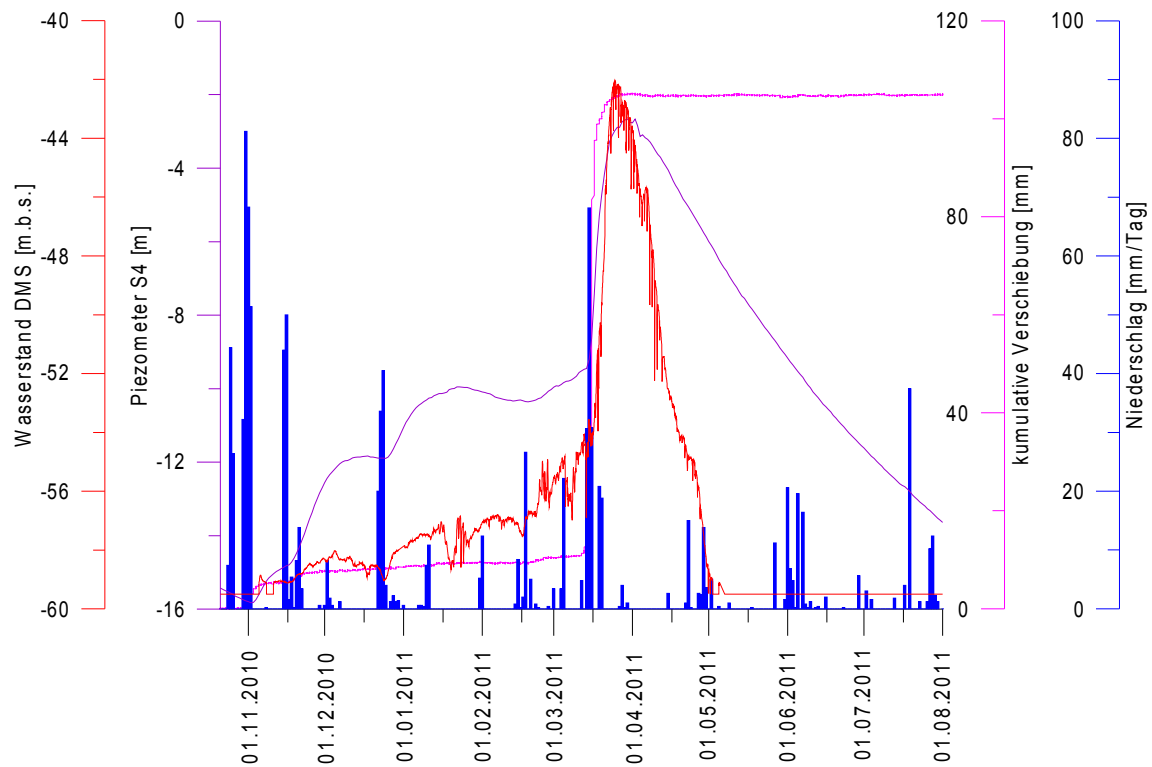


Abbildung 55: Oktober 2010 bis November 2011: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau), Wasserpegelmessung im DMS-Bohrloch (dunkelrot) und Wasserstandsmessungen am Piezometer S4 (violett)

3.3.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsereignisse

In diesem Abschnitt werden die aufgenommenen Daten des Geomon4D-Systems mit den Inklinometerdaten verglichen. Es kam im Oktober 2010, kurz nachdem das Geomon4D-System installiert wurde, und März 2011 zu Verschiebungen am Hang. Da die Niederschlagsdaten nicht direkt an dem Hang gemessen wurden, und nur tägliche Summen zur Verfügung stehen, ist eine besonders präzise Analyse nicht möglich.

Oktober 2010: (Abbildung 56 und 57): Ende Oktober wurde nach stärkerem Regen eine Totalverschiebung von insgesamt 5 mm gemessen. Bei den Niederschlägen um den 25. Oktober ist an den Eigenpotentialwerten die typische Zeitverzögerung der Sprünge entlang des Profils erkennbar (Abbildung 56). Während bei Elektroden am oberen Teil des Profils (blaue Linie) eine positive Anomalie von 0,2 V am 25. Oktober um 00:00 registriert wurde, wurden bei Elektroden am mittleren und unteren Teil erst 20 bis 22 Stunden (braune und grüne Linie) später Reaktionen auf den Niederschlag erfasst.

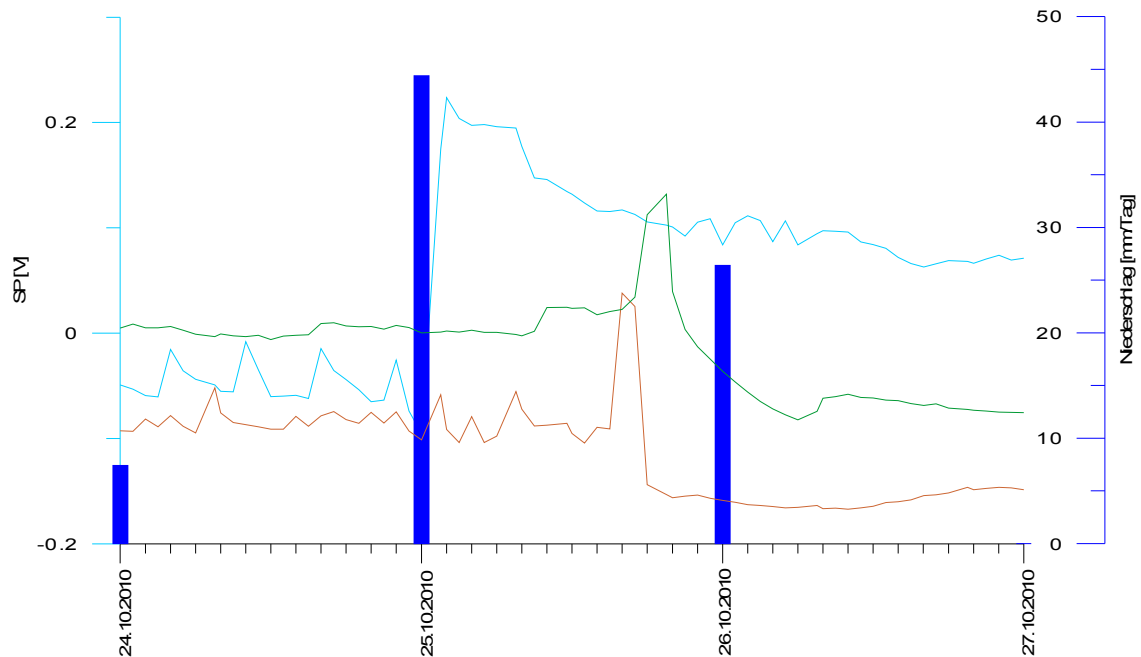


Abbildung 56: tägliche Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 44-52 (hellblau), 99-101 (braun) und 164-168 (grün)

Möglicherweise begann es schon am Ende des letzten Tages zu regnen, wann genau das Maximum an diesem Tag erreicht war und sich der Regen über den Tag verteilte, ist jedoch unklar. Die Werte fielen danach kontinuierlich ab, erst als es ab 30. Oktober wieder zu regnen begann, und es dadurch zur Verschiebung kam, konnten vor allem im unteren Bereich des Profils größere Sprünge von bis zu 0,3 V aufgenommen werden. Gleichzeitig mit der Anomalie an den Elektroden 150-154 am 2. November stieg auch der Wasserpegel am Piezometer im Bohrloch S4 kontinuierlich an, der jedoch zuvor, trotz regneri-

scher Tage, ungewöhnlicherweise sank. Dadurch ist anzunehmen, dass es einige Tage dauerte, bis das Wasser in diese Tiefe einsickern konnte und es zu einem Anstieg des Wasserpegels kam.

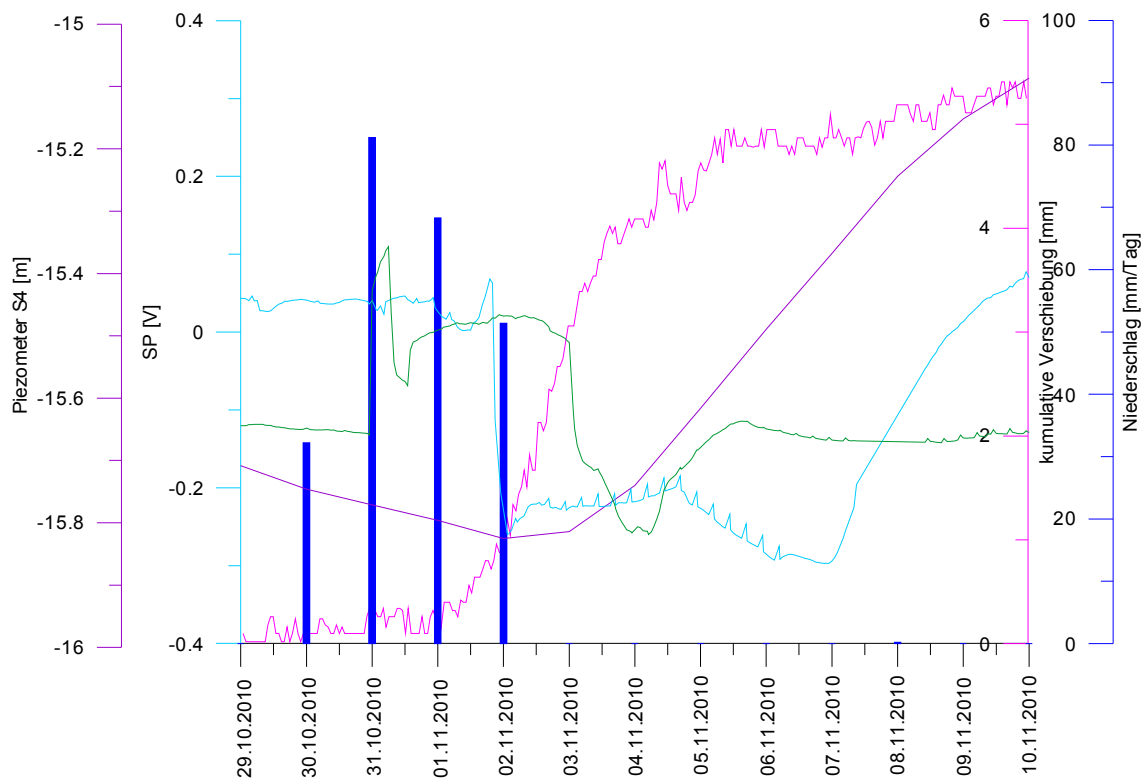


Abbildung 57: tägliche Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit kumulativer Totalverschiebung (rosa), Wasserpegelmessung am Piezometer S4 (violett), Eigenpotentialwerten an den Elektroden 150-154 (hellblau) und 164-168 (grün)

März 2011 (Abbildung 58 und 59): Mitte März 2011 wurde die größte bisherige Bewegung der zweiten Monitoringphase mit einer Verschiebung von etwa 10 cm aufgezeichnet. Die Zeitreihen der Eigenpotentialdaten sind jedoch generell durch die 2-stündigen Geoelektrikmessungen (16.-22. März) während der erhöhten Bewegungsgeschwindigkeit beeinflusst. In den Eigenpotentialdaten zeigten sich am 12. März, vor diesem Event, Veränderungen von bis zu 0,15 V, die durch den Regen entstanden. Obwohl es von 14.-16. März um ein Vielfaches mehr regnete, wurden nur sehr kleine Anomalien aufgenommen, die sich kaum von den Effekten der induzierten Polarisierung unterscheiden.

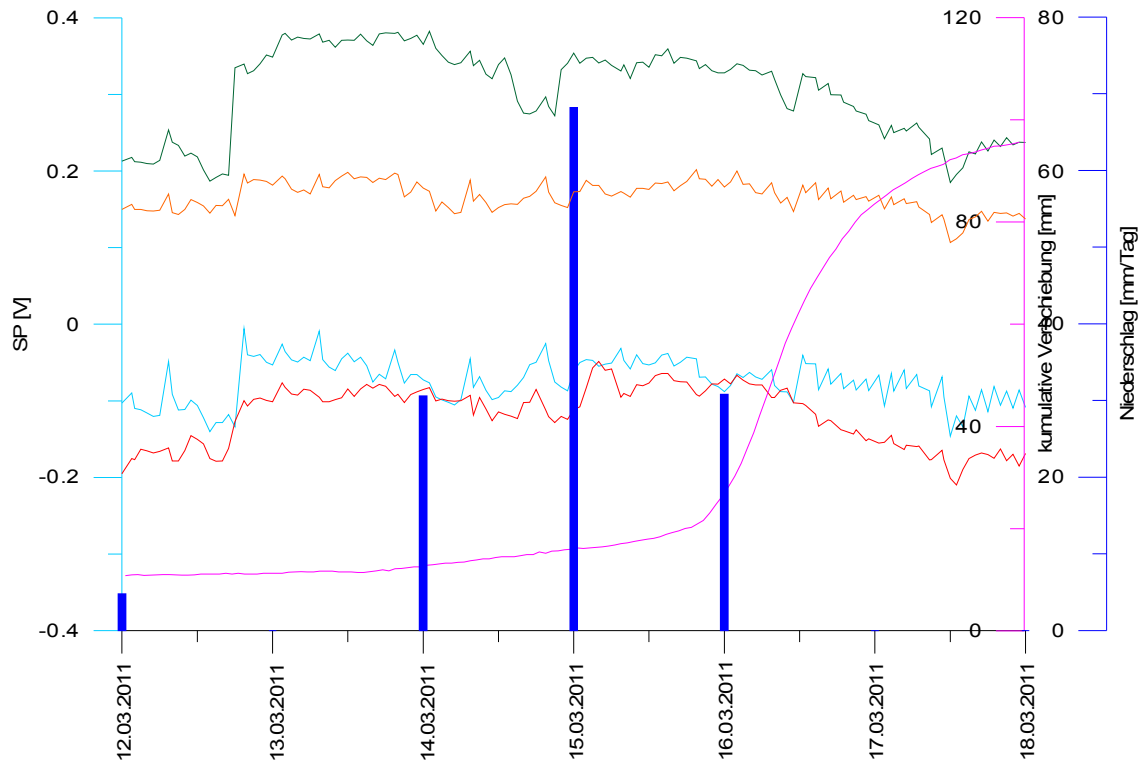


Abbildung 58: tägliche Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit kumulativer Totalverschiebung (rosa) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 16-24 (grün), 44-52 (hellblau), 56-60 (rot) und 76-78 (orange)

Es ist unklar, warum sich während dieser größeren Niederschlagsphase von 14.-16. März, in der die Bewegung initiiert wurde, keine größeren Anomalien in den Daten zeigten. Die darauffolgenden Regentage am 19., 20. und 28. März zeigten sich wieder durch deutliche Änderungen in den Daten der Elektroden 16-24 (grün) und 76-78 (orange).

Der Wasserstand am Piezometer S4 stieg mit dem Regen am 14. März kontinuierlich an, der Höchststand im Aufzeichnungszeitraum wurde etwa eine Woche nach der Bewegung registriert (siehe auch Abbildung 55).

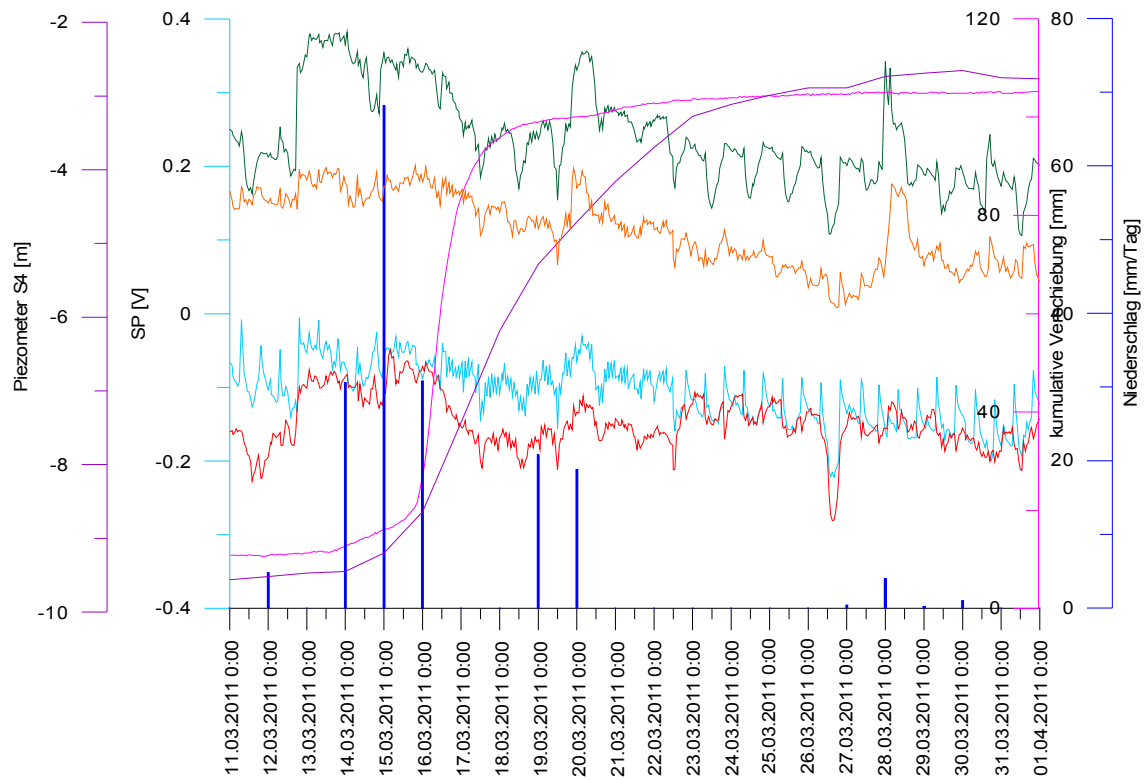


Abbildung 59: tägliche Niederschlagswerte (dunkelblau) verglichen mit kumulativer Totalverschiebung (rosa), Wasserpegelmessung am Piezometer S4 (violett) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 16-24 (grün), 44-52 (hellblau), 56-60 (rot) und 76-78 (orange)

3.3.4. IP-Effekt

An den stündlich aufgenommenen Eigenpotentialdaten zeigten sich in den Zeitreihen von einigen Elektroden Effekte der induzierten Polarisation, die durch Gleichstromgeoelektrikmessungen, die im Abstand zwischen 2 und 24 Stunden durchgeführt wurden, entstehen. Der Grund für diesen Effekt sind möglicherweise elektronisch leitende Minerale im Gestein.

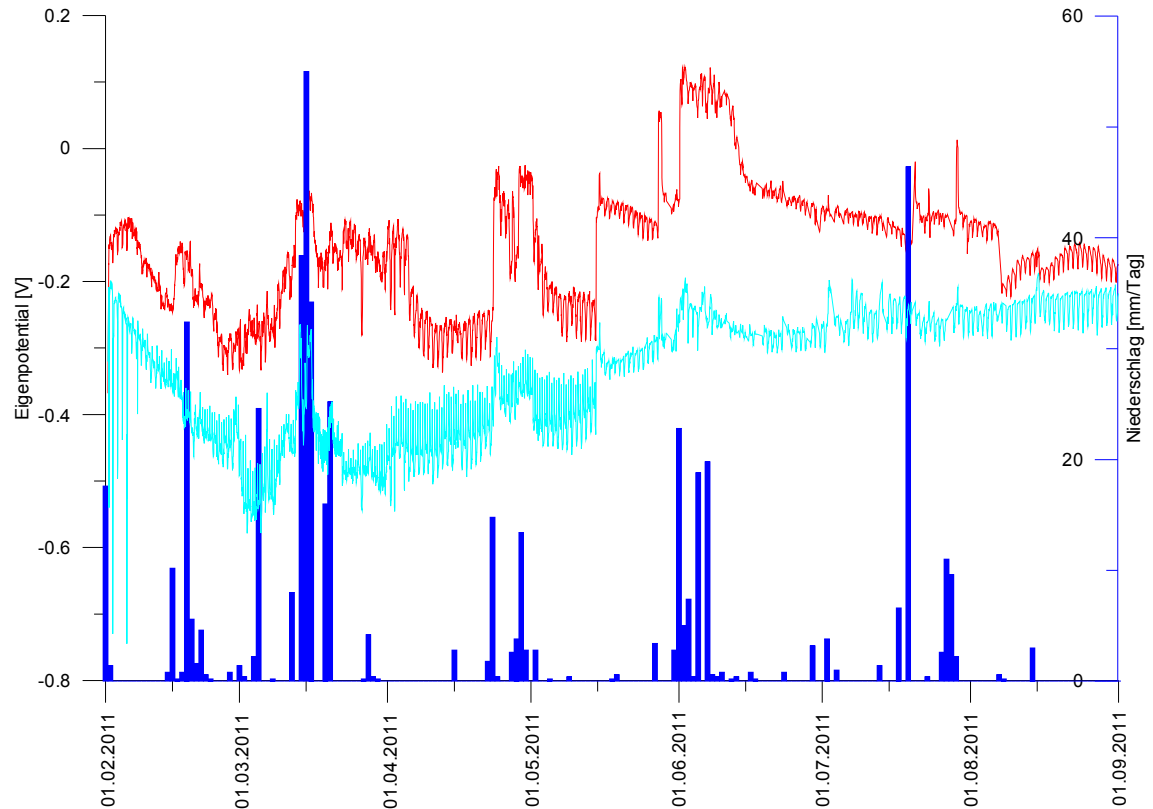


Abbildung 60: tägliche Niederschlagssummen (dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerte der Elektroden 56-60 (rot) und 68-70 (hellblau)

Für die genauere Auswertung wurde das Programm „IPCheckSorter“ (siehe Anhang) erstellt, das die Messzeitpunkte der Gleichstromgeoelektrik mit den Eigenpotentialdaten zu einem Datenfile sortiert. Wie stark sich dieser eingespeiste Strom in den Daten zeigt und das natürliche Eigenpotential beeinflusst, hängt vor allem vom Messintervall der Geoelektrikmessung ab (siehe Abbildung 61).

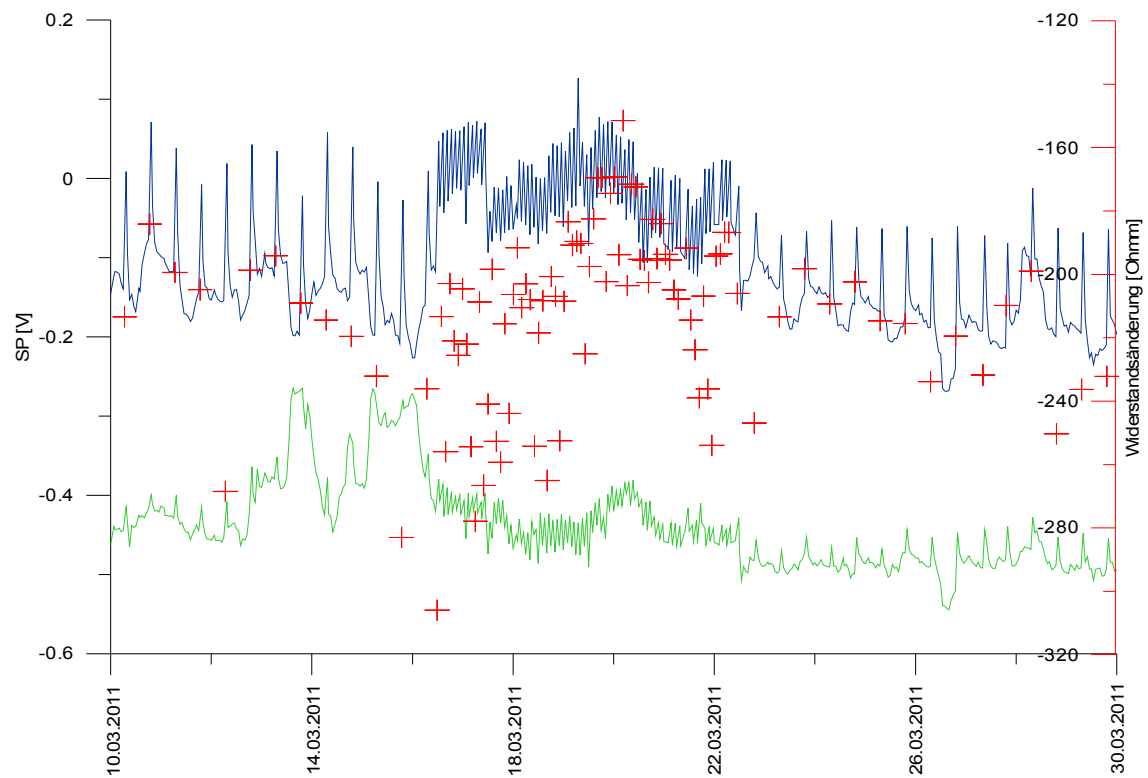


Abbildung 61: Eigenpotentialwerte bei 2-stündiger (16.- 22. März) bzw. 12-stündiger Geoelektrikmessungen an 68-70 (grün) und 70-74 (blau)

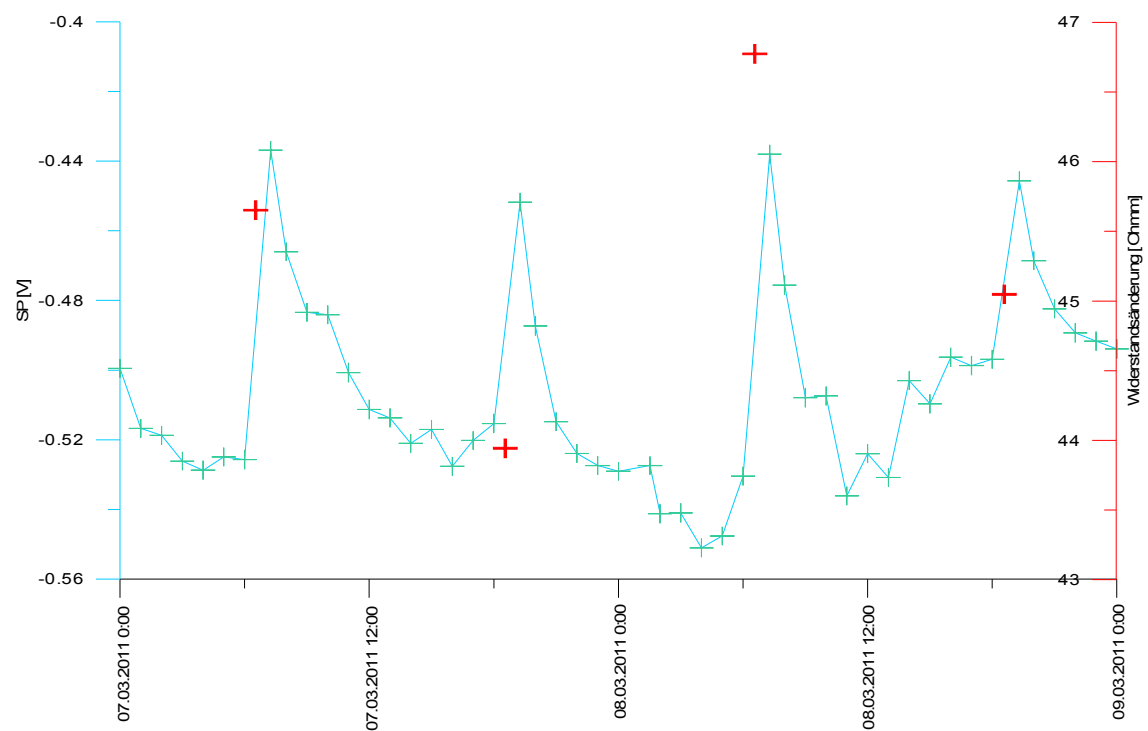


Abbildung 62: Eigenpotentialwerte an den Elektroden 68-70 (hellblau), Messzeitpunkte der 12-stündigen Geoelektrik-Messung (rot)

Nach Abschalten des Stroms wurden in den Eigenpotentialdaten typische Spannungsabfälle, die bei IP-Messungen auftreten, registriert (Abbildung 62 und 63). Fünf bis sechs Stunden nach der DC-Messung können die Datenpunkte mit einem potentiellen Fit angenähert werden.

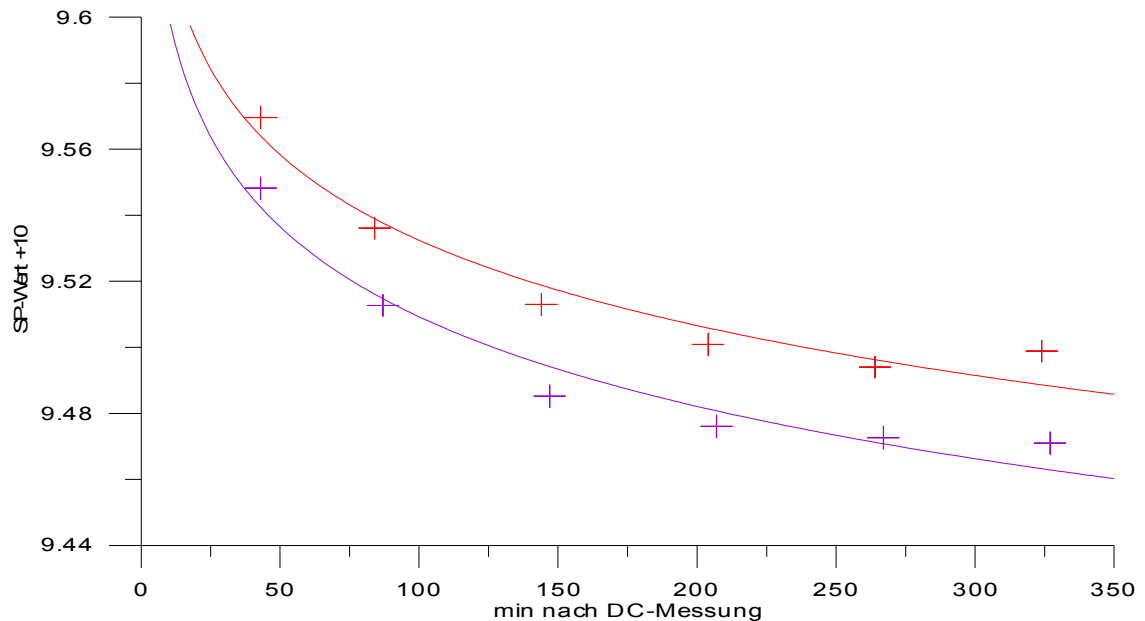


Abbildung 63: Abfall der SP-Werte von 7. März und 9. März der Elektroden 68-70

Danach können die Eigenpotentialänderungen wieder als durch natürliche Ströme entstandene Anomalien interpretiert werden. Die Differenz des durch den eingespeisten Stroms beeinflussten ersten Eigenpotentialmesswerts und des unbeeinflussten Messwerts etwa sechs Stunden nach der DC-Messung wird als *IP-Effekt* bezeichnet. Da bei Regen, wie bei anderen Monitoring-gebieten, größere Sprünge in den Eigenpotentialdaten auftreten (siehe Abbildung 60 und 64), ist es offensichtlich, dass durch das im Untergrund fließende Wasser entstehende kinetische Potential größer ist als der IP-Effekt. Deshalb sind vor allem bei Regen Schwankungen dieses Effekts zu sehen.

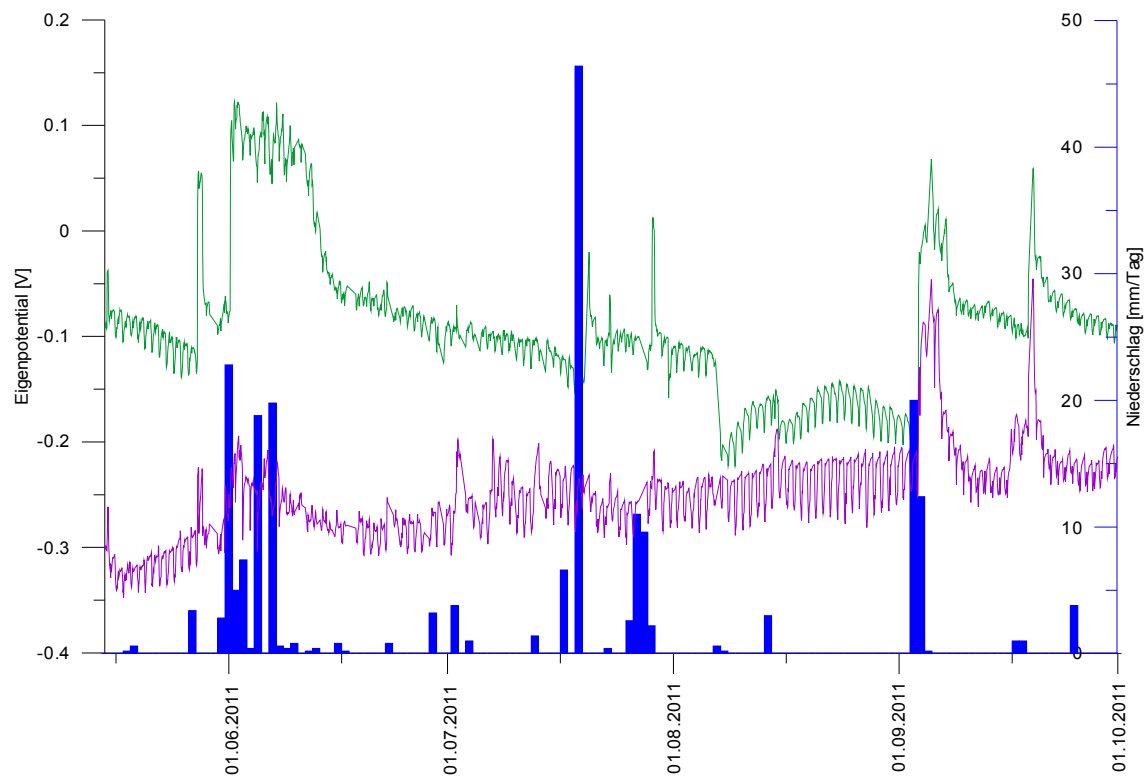


Abbildung 64: Niederschlagswerte (blau) verglichen mit Eigenpotentialdaten der Elektroden 56-60 (grün) und 68-70 (violett)

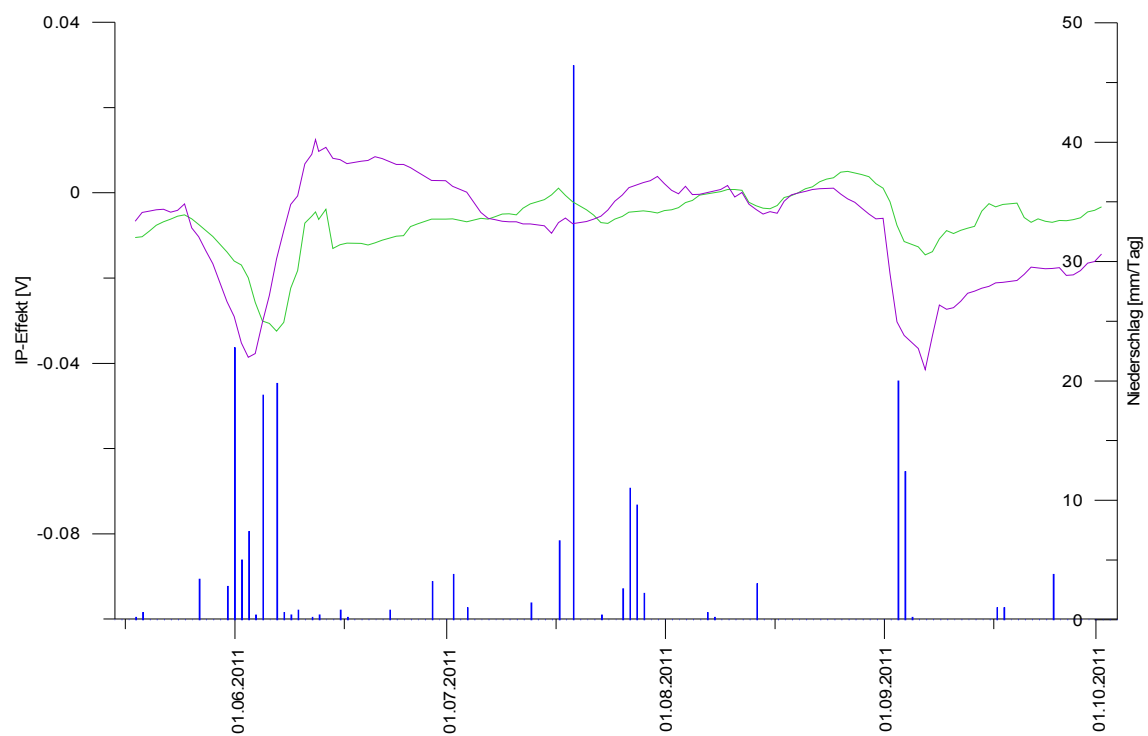


Abbildung 65: Differenz zwischen erster und sechster Eigenpotentialmessung nach DC-Messung an den Elektroden 56-60 (grün) und 68-70 (violett) bei 24-stündigem DC-Messintervall

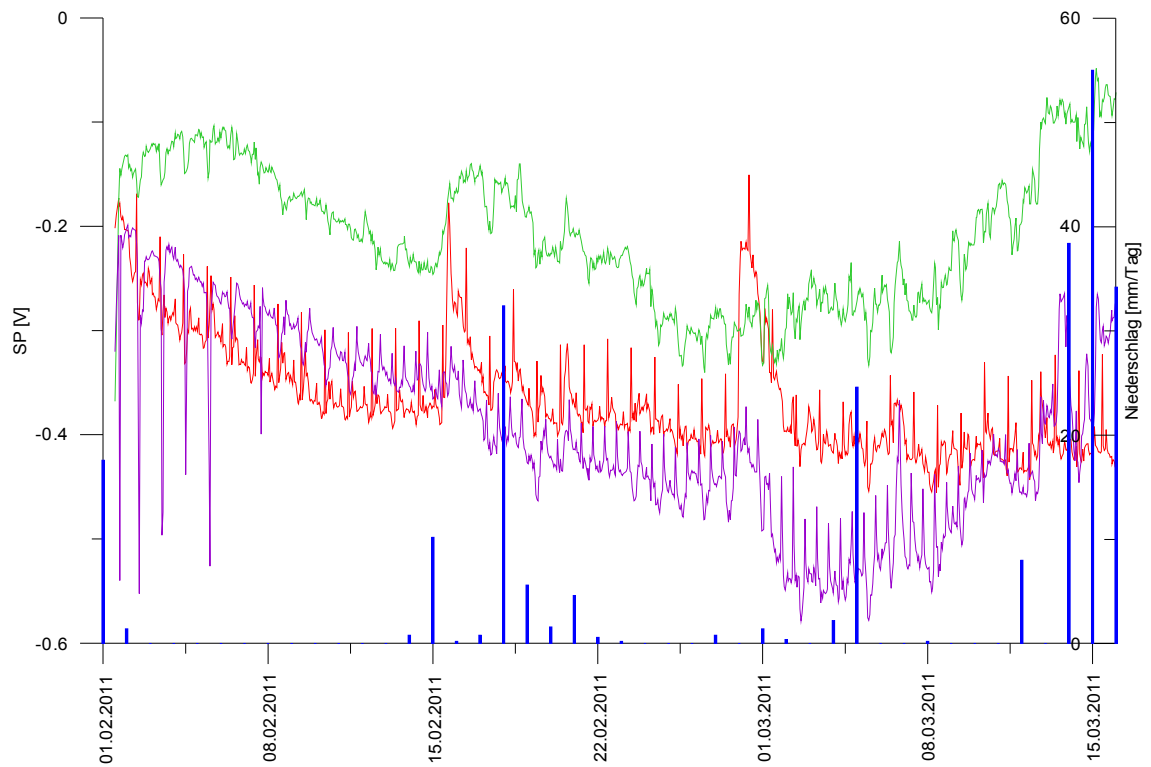


Abbildung 66: Eigenpotentialdaten vor der Verschiebung der Elektroden 8-16 (rot), 56-60 (grün) und 68-70 (violett) verglichen mit Niederschlagswerten (blau)



Abbildung 67: IP-Effekt vor der Verschiebung März 2011 der Elektroden 8-16 (rot), 56-60 (grün) und 68-70 (violett), verglichen mit Niederschlagswerten (blau)

3.3.5. Zusammenfassung

Eine größere Reaktivierung in der Zeit des geoelektrischen Monitorings fand im März 2011 statt, die durch stärkeren Regen ausgelöst wurde. In den Eigenpotentialdaten zeigten sich während dieser Zeit keine eindeutigen Anomalien, die bei weniger stark ausgeprägten Niederschlägen, größer waren und besser mit Regenfällen korrelierten. Es ist möglich, dass während dieser Zeit der gesamte Untergrund wassergesättigt war, dadurch die Bewegung ausgelöst wurde und die Wassermassen nicht mehr vom Boden aufgenommen werden konnten. Viele Zeitreihen waren in der Zeit der erhöhten Verschiebungsrates nicht aussagekräftig, da sie durch die 2-stündigen Geoelektrikmessungen und infolge durch Effekte der induzierten Polarisierung gestört wurden. In diesem Gebiet ist an den Eigenpotentialdaten dieser Effekt während des gesamten Messzeitraums erkennbar und verursachte Sprünge von einigen mV. Werden Geoelektrikmessungen jedoch in einem größeren Abstand durchgeführt, so können trotzdem größere Anomalien aufgrund von Änderungen des kinetischen Potentials entstehen. In Gebieten, in denen es aufgrund der Gesteinsformation zu induzierter Polarisierung kommen kann, sind Eigenpotentialdaten nur bedingt für die hydrologische Beobachtung des Untergrunds verwendbar, bzw. bei gleichzeitigen Geoelektrikmessungen sind größere Messintervalle anzuraten.

3.4. Ampflwang – Hausruck

In der Gemeinde Ampflwang im oberösterreichischen Hausruckviertel wurde im März 2010 ein neugebautes Haus aufgrund einer oberflächennahen Massenbewegung beschädigt. Diese liegt im Bereich einer großen, tiefliegenden (Bruchfläche in 20–30 m) rotationalen Rutschung aus dem Holozän. Die reaktivierte Bewegung ist etwa 110 m lang, 40 m breit und erreicht eine Tiefe von 4 m. Sie lässt sich als Rotations- und Translationsrutschung klassifizieren und ist durch eine elliptische Form und glatte Oberfläche gekennzeichnet (SUPPER u. a., 2012b). Die Trigger für diese Bewegung waren starke Niederschläge und die Schneeschmelze im März 2010.



Abbildung 68: Lage des geoelektrischen Monitoringprofils (Foto: GBA, 2010)

3.4.1. Geologie

(SUPPER u. a., 2012b)

Das Rutschungsgebiet besteht aus Lockergestein und Ablagerungen aus dem Quartär, das über Gestein aus dem Oberen Tertiär liegt. Dieses ist aufgebaut aus (von unten beginnend):

- *Ottwang-Formation*: marine Ablagerungen, schlickig-sandiger Mergel und Sand

- *Ampflwang-Formation*: liminisch und fluviatile Ablagerungen, (kohlehaltiger) Ton, Braunkohle
- *Hausruck-Formation*: fluviatiler fein bis grobkörniger Schotter

3.4.2. Geomonitoring

Dezember 2010 – September 2011

Direkt nach der Bewegung im März 2010 wurden 5 Kernbohrungen durchgeführt und ein manuelles Inklinometer angebracht. Die Installation der dauerhaften Messsysteme erfolgte im Dezember 2010. Dieses Frühwarnsystem beinhaltete zwei DMS-Systeme, die ober- und unterhalb des gefährdeten Hauses installiert wurden, und ein Geomon4D-System, dessen Anbringung hangabwärts in einem seichten Drainagegraben in der Nähe eines DMS-System erfolgte. An diesem DMS-System unterhalb des Hauses wurden die größten Bewegungen registriert. Dort wird auch der Scheitel der Hangrutschung vermutet. Die Rutschfläche liegt in einer Tiefe von 3– 4 m, darunter wurden keine größeren Verschiebungen mehr erfasst (SUPPER u. a., 2012b)

Das Geomon4D-System beinhaltete 60 Elektroden, die mit jeweils 1 m Abstand ausgelegt waren. Es nahm alle 4 Stunden Widerstands- und im Intervall von 30 Minuten Eigenpotentialwerte auf. In den DMS-Systemen sind Inklinometer, Piezometer und Temperatursensoren eingebaut, deren Werte stündlich registriert wurden. Mittels GPRS wurden diese Daten an die GBA und an die CSG gesendet. Die Temperatur- und Niederschlagsdaten stammen von der Wetterstation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik im 15 km entfernten Ort Wolfsegg.

In Abbildung 69 sind die Zeitreihen der aufgenommenen Daten über den gesamten Zeitraum dargestellt. Die Korrelation von Niederschlägen und Änderungen in Geoelektrikdaten wird hier offensichtlich. Insgesamt wurde in den neun Monaten eine kumulative Totalverschiebung von 4,5 cm registriert. Die Hauptbewegung im Beobachtungszeitraum ereignete sich im Jänner 2011, die Totalverschiebung dabei betrug 1,8 cm. Es folgten vier weitere, kleinere Events, in denen die Verschiebungsraten geringer ausfielen. Die meisten Bewegungsevents sind nach starken Regenfällen (außer Event 2) und in Zeiten höherer Temperaturen im Winter, und somit in Zusammenhang mit der Schneeschmelze und vermehrtem Wasser im Rutschkörper, eingetreten. Stärkere Regenfälle zu Beginn des Sommers übten keinen Einfluss mehr auf die Bewegungsraten aus, ab Juli blieben diese konstant. Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen und eine Abnahme der Werte bei starken Regenfällen sind in den Widerstandsdaten gut erkennbar. Bis Ende Mai spiegeln sich Niederschläge auch in den Eigenpotentialdaten durch größere Sprünge deutlich wider.

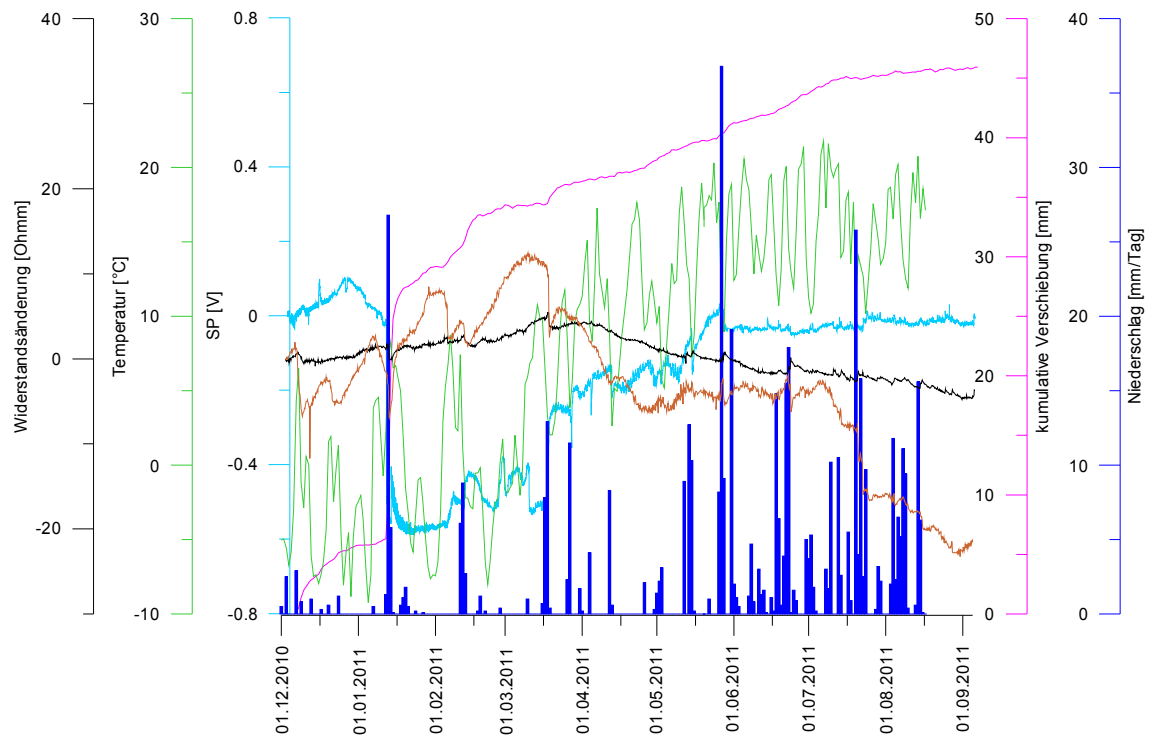


Abbildung 69: Dezember 2010 bis September 2011: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichen Niederschlagswerten (dunkelblau), Lufttemperatur (grün), scheinbare Widerstandswerten in 2m Tiefe (braun) und 4m Tiefe (schwarz), und Eigenpotentialwerte der Elektroden 23-25 (hellblau)

3.4.3. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsereignisse

Jänner 2011 (Abbildung 70): Die größte gemessene Bewegung ereignete sich zwischen 13. und 15. Jänner 2011. Die gemessene Totalverschiebung betrug insgesamt fast 2 cm. Am 12. Jänner um 8:00 in der Früh kam es zu einer ungewöhnlich großen Eigenpotentialanomalie von 0,5 V im mittleren Bereich des Profils. Diese trat nach einem größeren Temperaturanstieg ab 11. Jänner und nach Einsetzen des Regens am 12. Jänner auf. Sie könnte durch steigenden Wasserzufluss, der zusätzlich durch den schmelzenden Schnee verursacht wurde, entstanden sein. Ein Drainagekanal lag in der Nähe der Sonden, somit könnte ein plötzlich auftretender Wasserzustrom dafür verantwortlich sein. Ein signifikanter, jedoch geringerer Sprung wurde zwei Tage später am 14. Jänner während erhöhter Bewegungsgeschwindigkeit registriert.

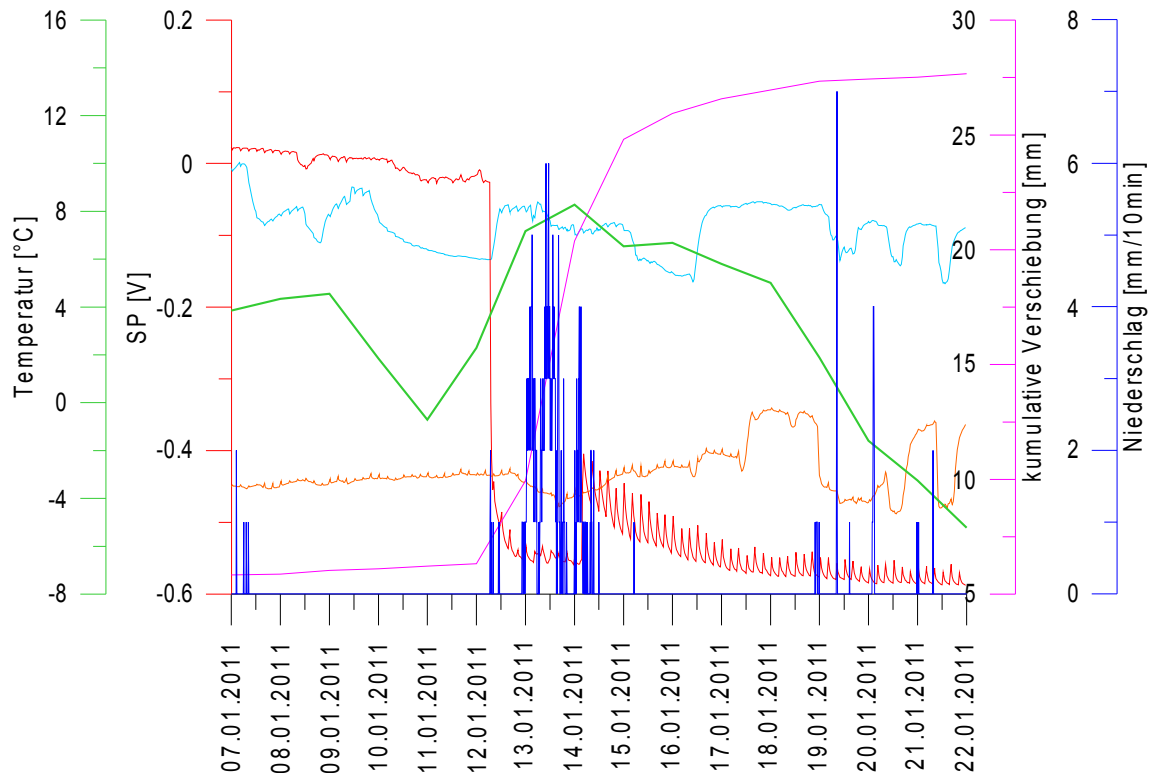


Abbildung 70: kumulative Totalverschiebung (rosa), Lufttemperatur (grün), Niederschlag (dunkelblau), Eigenpotentialwerte der Elektroden 3-5 (hellblau), 23-25 (rot) und 57-58 (orange)

Eine weitere Anomalie machte sich bei anderen Elektroden erst vier Tage nach Einsetzen des Regens bemerkbar, am 16. Jänner an Sonden am oberen Teil des Profils (hellblaue Linie) und einen Tag später an Sonden in der Mitte des Profils (orange Linie). Diese mit dem Regen zeitversetzten Änderungen könnten auf unterschiedlich schnelles Abfließen des Wassers innerhalb des Hanges zurückzuführen sein, aber auch auf nicht registrierte Zuflüsse in den

Hang. In den darauffolgenden regnerischen Tagen ist diese Zeitverzögerung nicht mehr derart gegeben, die Änderungen korrelieren mit dem Regen und sind bei allen Elektroden annähernd zeitgleich.

In Abbildung 71 sind die scheinbaren spezifischen Widerstandsdaten in Korrelation mit Verschiebungs- und Niederschlagsdaten dieses Events dargestellt. Diese sanken in der Zeit, in der die Temperatur über dem Nullpunkt war, und vor der Bewegung kontinuierlich, was auf vermehrten Wasserzufluss und Wassersättigung des Gesteins hinweist. Die Werte fielen nochmals zu Beginn des Regens am 12. Jänner und während der Bewegung des Hanges signifikant ab. Am 13. Jänner, als die Bewegungsgeschwindigkeit am höchsten war, stiegen vor allem die oberflächennahen scheinbaren Widerstandsdaten an. Weitere, geringer ausfallende Niederschläge eine Woche danach zeigen sich in den Werten kaum.

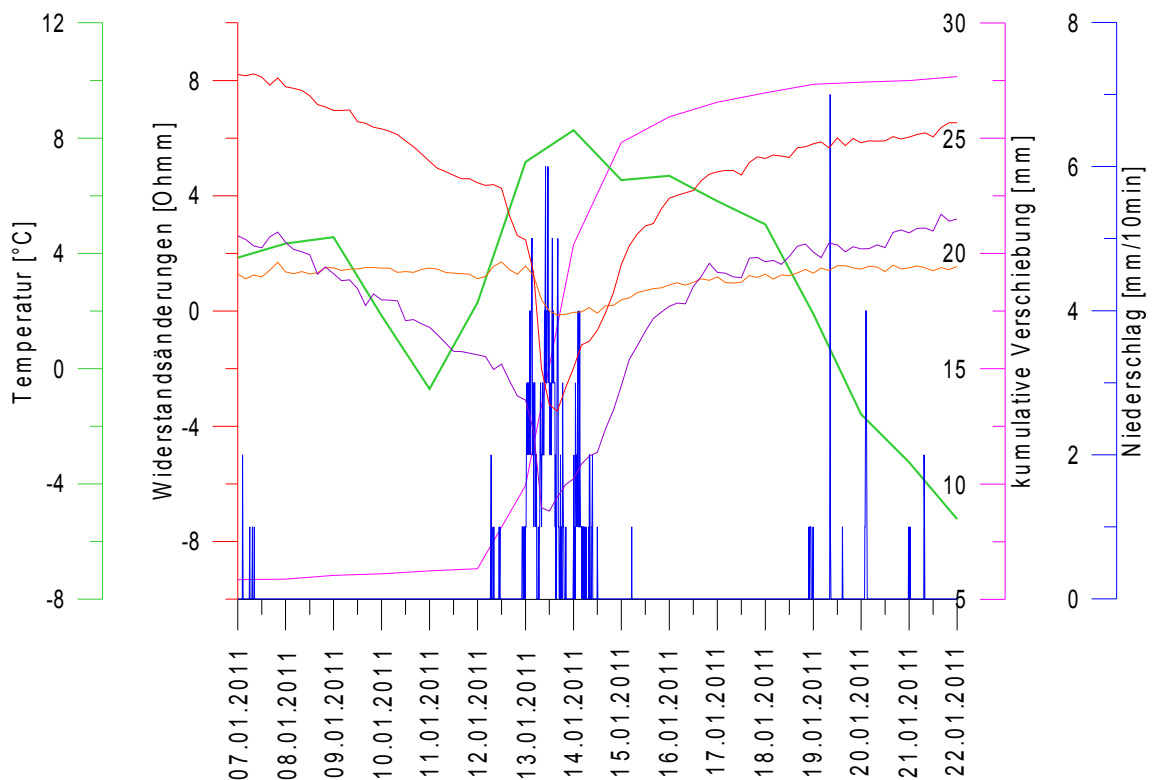


Abbildung 71: kumulative Totalverschiebung (rosa), Lufttemperatur (grün), Niederschlag (dunkelblau), scheinbarer spezifischer Widerstand in 2 m Tiefe (violett), 3 m Tiefe (rot) und 4 m Tiefe (orange)

Jänner und Februar 2011 (Abbildung 72): Der Auslösemechanismus für das Verschiebungsevent Anfang Februar musste wiederum der rasche Temperaturanstieg und das damit verbundene vermehrte Schmelzwasser im Rutschkörper sein, da zuvor kein Niederschlag aufgezeichnet wurde. Es zeigt bei zwei am oberen Ende des Profils liegenden Sonden große Eigenpotential-sprünge am 3. Februar (orange Linie), zwei Tage nach dem Temperaturanstieg und kurze Zeit vor der Verschiebung. An Sonden am unteren Ende (hellblau) wurde eine größere Anomalie kurz nach der Bewegung gemessen; bei beiden Konfigurationen kam es ab Mittag des 4. Februars zu einem kontinuierlichen Rückgang während und nach der erhöhten Bewegungsgeschwindigkeit.

Vier Tage später fanden ungewöhnlich große Anstiege der Eigenpotentialwerte am Nachmittag des 8. Februar und in der Nacht auf 9. Februar statt. Da zuvor die Temperatur zwar sank, aber immer noch über dem Nullpunkt lag, könnten, wie auch im Jänner, Schmelzwassermassen diese Anomalien ausgelöst haben. Der größte Sprung lässt sich wieder bei den Sonden in der Mitte des Profils ablesen. In den unteren Elektroden blieb eine solch markante Änderung der Werte aus, jedoch stiegen diese noch vor Einsetzen des Regens noch einmal an. Der intensive Regen am 11. Februar zeigte sich mit einem zeitgleichen positiven Sprung der Werte bei allen Sonden, dieses Verhalten ließ sich auch in den folgenden Tagen beobachten. Als der Niederschlag endete, begannen auch die Eigenpotentialwerte wieder abzusinken und erreichten nach etwa vier Tagen wieder ihren Ausgangswert.

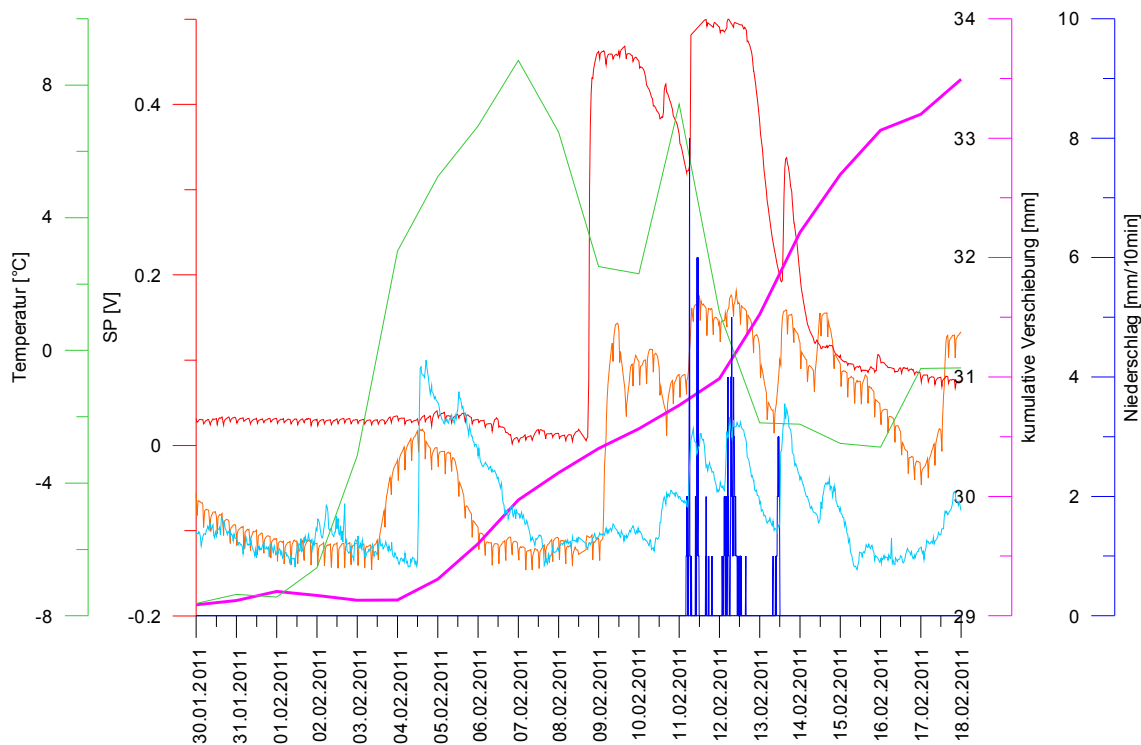


Abbildung 72: kumulative Totalverschiebung (rosa), Lufttemperatur (grün), Niederschlag (dunkelblau), Eigenpotentialwerte der Elektroden 1-2 (orange), 25-26 (rot) und 35-37 (hellblau)

März 2011 (Abbildung 73): Bei diesem Verschiebungsevent erhöhte sich die Bewegungsrate zeitgleich mit dem Einsetzen des Regens am 17. März. Zuvor wurden keine bedeutenden Anomalien in den Eigenpotentialdaten festgestellt. Mit erhöhter Niederschlagsintensität stieg auch am darauffolgenden Tag die Bewegungsgeschwindigkeit. Das Geomon4D-System fiel leider am 17. März aus. Eine große Abnahme der Eigenpotentialwerte ist dennoch in der Früh des 18. März deutlich sichtbar, Sprünge bis zu 0,6 V wurden in der Zeit erhöhter Bewegungsgeschwindigkeit gemessen. Teilweise noch während des Regens, aber vor allem danach, stiegen die Eigenpotentialwerte mit bis zu 8 Stunden Zeitunterschied wieder rasch an, was wiederum auf das unterschiedliche Ankommen und Abfließen des Wassers hinweist. Ein weiterer, kurzer Regen am 19. März zeigt sich nicht in den Eigenpotentialdaten. Diese blieben, wie die Totalverschiebung, in den darauffolgenden Tagen konstant.

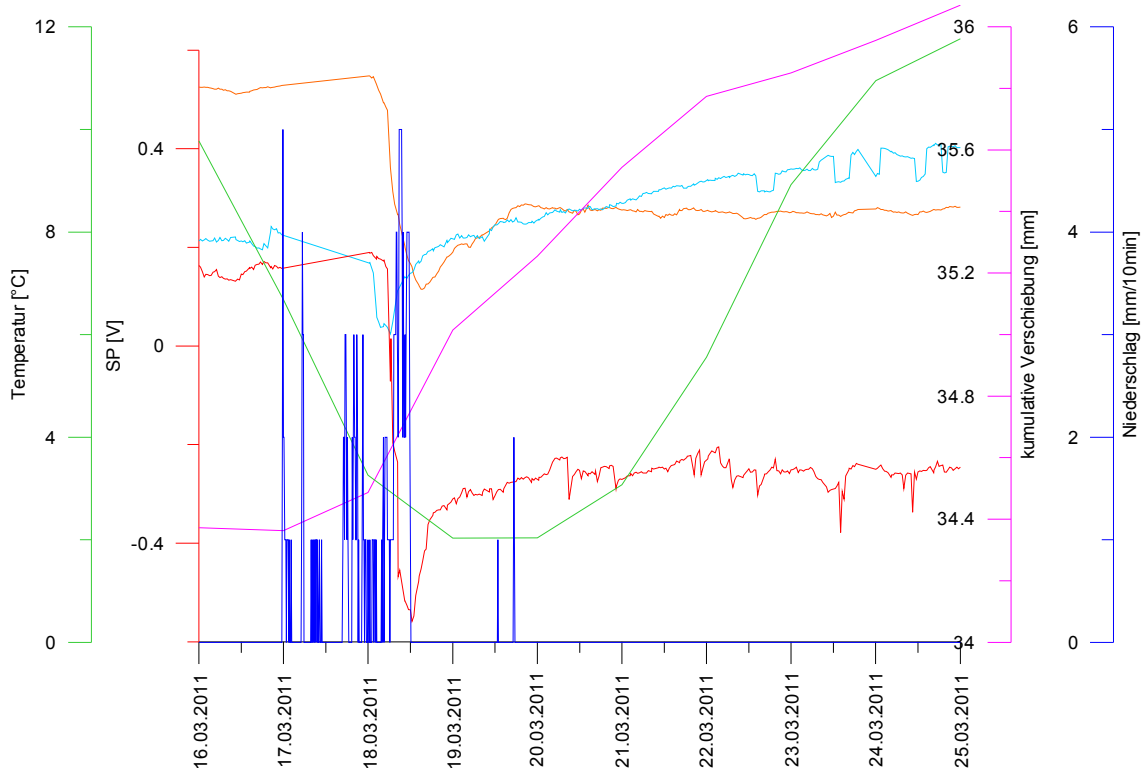


Abbildung 73: kumulative Totalverschiebung (rosa), Lufttemperatur (grün), Niederschlag (dunkelblau), Eigenpotentialwerte der Elektroden 22-23 (orange), 27-29 (hellblau) und 37-38 (rot)

Mai 2011 (Abbildung 74): Von 25. Mai bis 1. Juni stieg die Bewegungsgeschwindigkeit wieder an. Das Einsetzen von stärkerem Regen am 26. Mai zeigt sich bei allen Zeitreihen mit einem annähernd zeitgleichen Abfall (max. 0,2 V) der Eigenpotentialwerte. Durch die Intensivierung des Niederschlags am folgenden Tag erhöhte sich die Bewegungsrate nochmals, die Totalverschiebung dieses Events betrug, wie bei den vorangegangenen Events, ca. 2 mm. Das Geomon4D-System fiel am 29. und 30. Mai für einige Stunden aus. Die leichteren Regenfälle in den darauffolgenden Tagen spiegelten sich nur mehr in geringem Maße in den Eigenpotentialdaten wider.

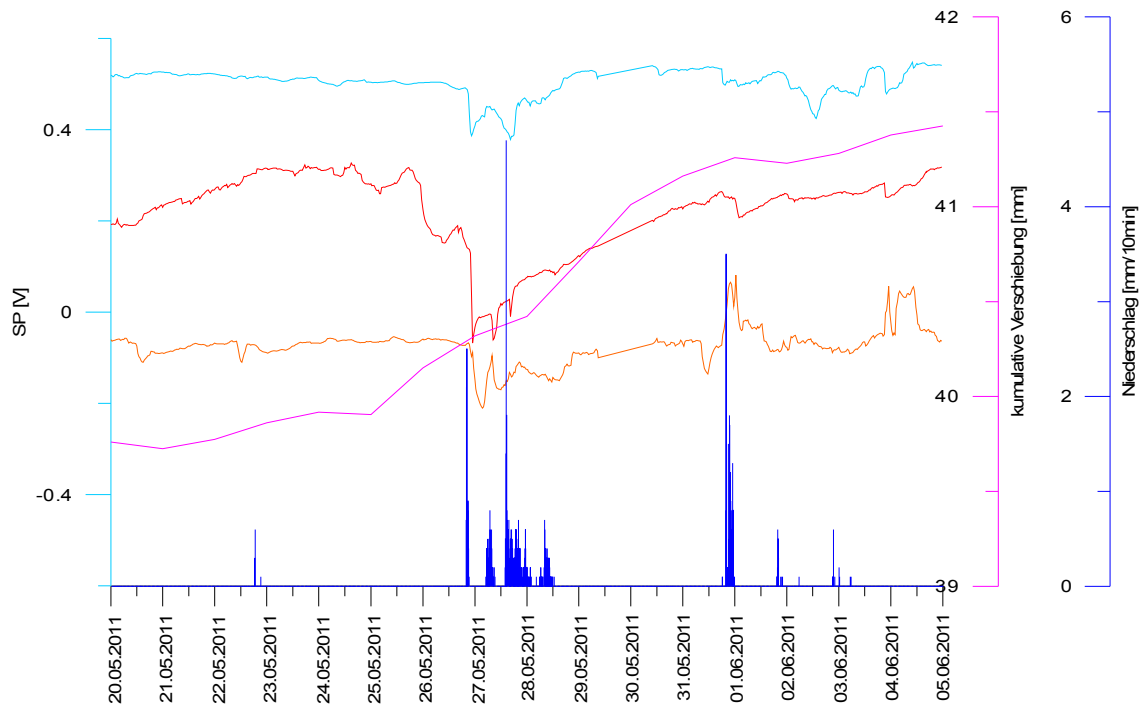


Abbildung 74: kumulative Totalverschiebung (rosa), Niederschlag (dunkelblau), Eigenpotentialwerte der Elektroden 5-6 (orange), 9-10 (hellblau) und 42-43 (rot)

Messungen Mitte Juli bis Mitte August (Abbildung 75): Obwohl es in diesem Zeitraum vergleichbar intensiven Regen wie in den Wintermonaten gab (vgl. Abbildung 69), wurden weder größere Bewegungsraten noch größere Eigenpotentialanomalien in den Daten aufgezeichnet. Die Korrelation der Eigenpotentialdaten mit den Niederschlägen ist sichtbar, größere Sprünge, ähnlich wie bei den vorangegangenen Verschiebungsevents, sind jedoch ausgeblieben.

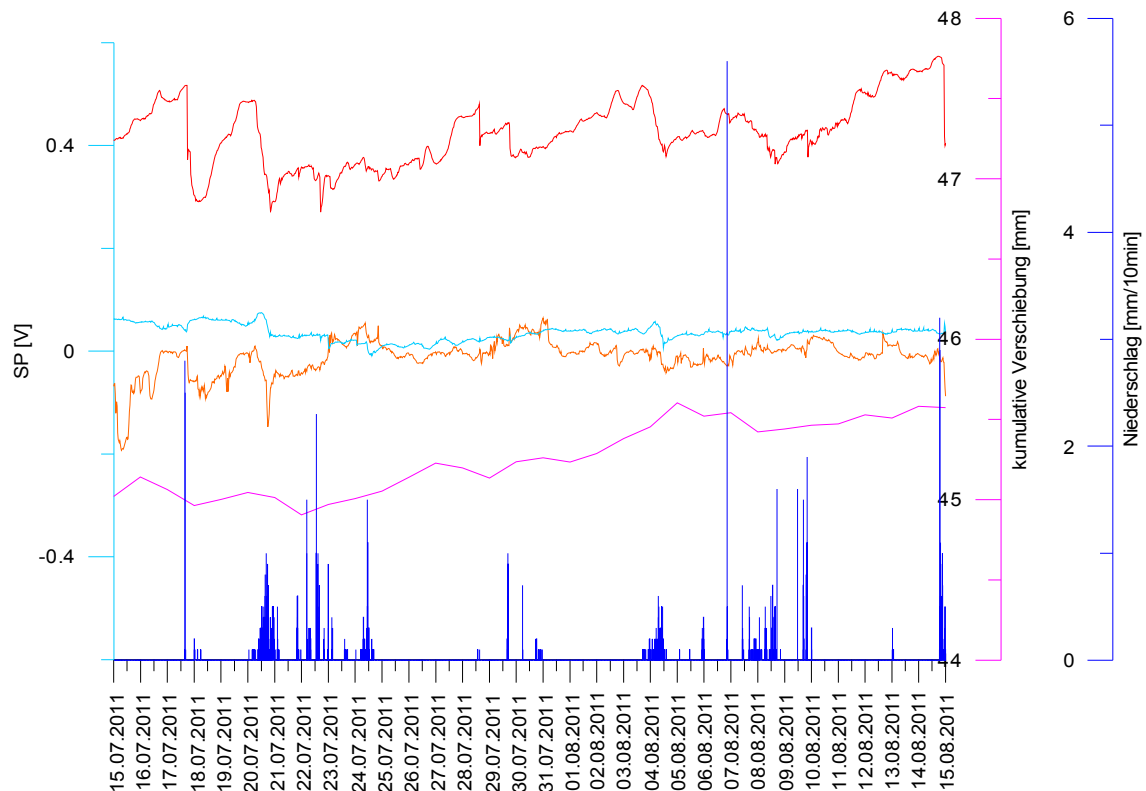


Abbildung 75: kumulative Totalverschiebung (rosa), Niederschlag (dunkelblau), Eigenpotentialwerte der Elektroden 5-6 (orange), 25-26 (hellblau) und 42-43 (rot)

3.4.4. Zusammenfassung

Die Ergebnisse zeigen, dass der Auslösemechanismus für Bewegungen neben intensivem Niederschlag vor allem das durch erhöhte Temperaturen entstandene Schmelzwasser in den Wintermonaten war. Das größte Bewegungsereignis im Jänner fand nach steigender Temperatur und mit dem Einsetzen des Regens statt, gleichzeitig wurde auch in den Eigenpotentialdaten eine Anomalie von 0,6 V registriert. Obwohl es in den Sommermonaten, in denen die Messsysteme installiert waren, noch intensiveren Regen gab, wurden keine vergleichbaren Verschiebungen gemessen. Dies impliziert, dass an diesem instabilen Hang die Menge an Schmelzwasser allein, ohne zusätzlichen Regen, durchaus Bewegungen initiieren kann, wie es auch Anfang Februar der Fall war. Durch das Schmelzwasser und den Regen ist anzunehmen, dass sich der Boden im wassergesättigten Zustand befand, und dadurch die Verschiebungen initiiert wurden. Es besteht auch die Möglichkeit, dass sich der Hang im Frühjahr stabilisiert hatte und deswegen die Bewegungsraten generell abnahmen. Für eine Gewissheit dieser Aussagen wäre ein längerer Beobachtungszeitraum dieses Gebietes nötig, auch ein dauerhaftes Messsystem für Wasserzu- und -abflüsse und Messungen der Schneemengen wären für zusätzliche Information von Vorteil. Es ist anzunehmen, dass die Menge des Schmelzwassers in diesem Winter um einiges größer als jene des Regenwassers

ers war, da große Eigenpotentialanomalien auch nur im Winter bei höheren Temperaturen beobachtet wurden. Im Mai und in den folgenden Monaten konnte zwar auch die Korrelation von Eigenpotentialanomalien und Niederschlägen beobachtet werden, es wurden jedoch deutlich geringere Sprünge registriert. Die zeitlich unterschiedlich auftretenden Anomalien weisen wiederum auf die unterschiedliche Wasserdynamik und Wasserdurchlässigkeit innerhalb des Hanges hin. Aufgrund des Umstandes, dass die Wettermessstation 15 km vom beobachteten Hang entfernt war, könnten die ermittelten Werte von jenen des Messbereichs abweichen. Eine Wetterstation direkt vor Ort wäre vorteilhafter.

3.5. Laakirchen

In der oberösterreichischen Gemeinde Laakirchen im Bezirk Gmunden ereignete sich 2011 unterhalb eines Wohnhauses eine größere Rutschung. Um dieses Areal auf mögliche weitere Bewegungen beobachten zu können, und um die Struktur dieses riskanten Hanges zu erforschen, wurde dort ein dauerhaftes Geomonitoringsystem errichtet.



Abbildung 76: Lage des geoelektrischen Monitoringprofils unterhalb des Hauses (Foto: GBA, 2011)

3.5.1. Geomonitoring

September 2011 – März 2012 (laufend)

Das permanente installierte Geomonitoringsystem misst den spezifischen Widerstand, Eigenpotential und Verschiebung direkt am gefährdeten Hang. Am 8. September 2011 wurden ein Profil mit 60 Elektroden im Abstand von je 1 m ausgelegt. Die Messung des spezifischen Widerstands erfolgt alle vier Stunden, die der Eigenpotentialwerte alle 30 Minuten. Das Ansteigen der spezifischen Widerstände aufgrund sinkender Temperaturen im Winter 2011 ist deutlich erkennbar. Anomalien in den Werten sind, wie auch bei den Eigenpotentialdaten, auf Niederschläge zurückzuführen. Die kumulative Totalver-

schiebung betrug in den sechs Monaten (bis Anfang März 2012) insgesamt 3,5 cm, größere Events ereigneten sich im Oktober 2011 und Jänner 2012 nach längeren, intensiven Niederschlägen. Aufgrund der Nähe zum Gschlieffgraben wurden dieselben Temperatur- und Niederschlagsdaten, die dort von der BOKU aufgenommen wurden, zum Vergleich herangezogen.

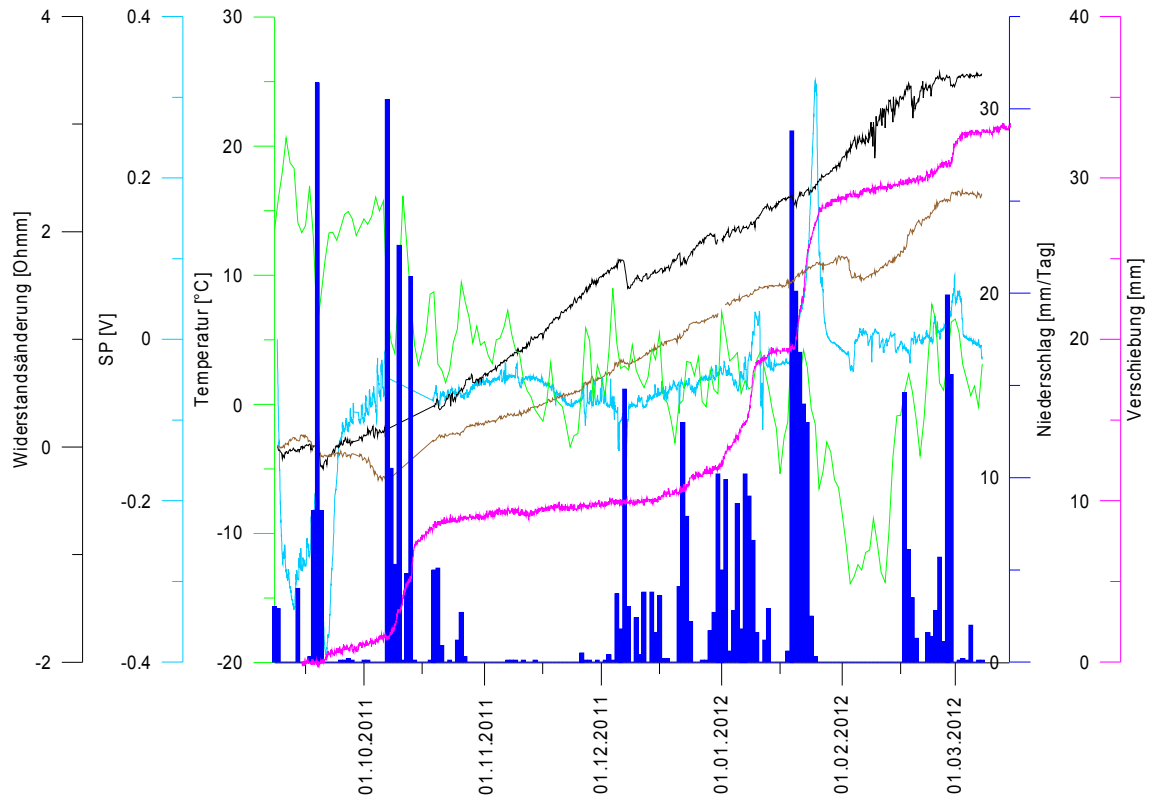


Abbildung 77: September 2011 bis März 2012: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit täglichem Niederschlag (dunkelblau), Lufttemperatur (grün), spezifischen Widerstandswerten in ca. 2 m (schwarz) und 3 m Tiefe (braun) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23 (hellblau)

3.5.2. Analyse der Bewegungs- und Niederschlagsereignisse

September 2011 (Abbildung 78): Die erste, relativ kleine, gemessene Verschiebung von 1 mm trat wenige Tage nach der Installation der Monitoring-Systeme auf. Nachdem es am 18. und 19. September regnete, wurde eine erste Bewegung von 20. bis 21. September registriert. Es ist ersichtlich, dass die Eigenpotentialwerte, je nach Lage der Elektroden, unterschiedlich auf den Regen reagierten. Im oberen Teil des Profils zeigten sich nur sehr geringe bzw. keine Änderungen in den Eigenpotentialdaten. In den Zeitreihen von Elektroden im mittleren und unteren Teil des Profils sind kleine Sprünge der Werte aufgrund von schwachen Niederschlägen am 17. und 18. September zu sehen. Mit Beginn des stärkeren und länger andauernden Regens am Nachmittag des 18. Septembers fielen diese Werte signifikant um 0,3 V ab, während und nach Ende des Regens stiegen sie wieder stetig an. Eine zeitliche Verzögerung von über einem Tag ist zwischen den beiden Zeitreihen (rote und grüne Linie) gegeben. Bei Elektroden im unteren Abschnitt (rote Linie) kam dieser Abfall und Anstieg des aufgenommenen Werts deutlich abrupter zustande.

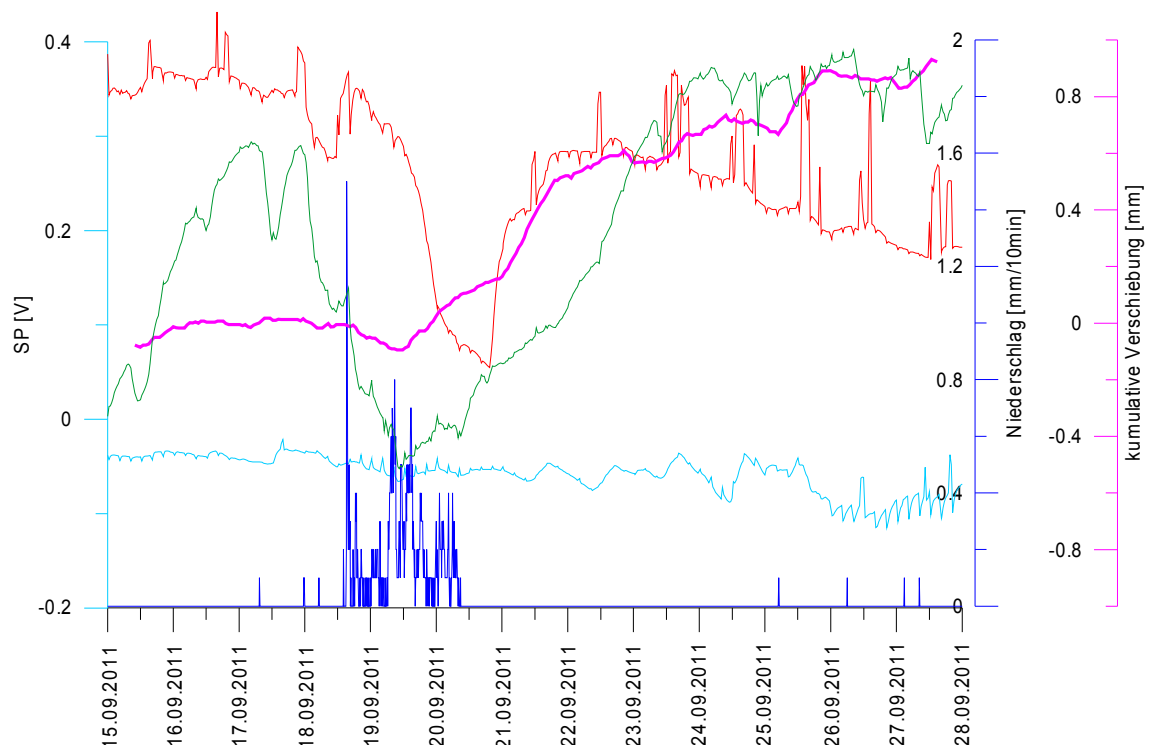


Abbildung 78: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlag(dunkelblau) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 11-13 (hellblau), 43-45 (dunkelgrün) und 51-53 (rot)

Oktober 2011 (Abbildung 79): Bei dieser Bewegung lässt sich der Zusammenhang zwischen erhöhter Niederschlagsrate und Verschiebung deutlich erkennen. Aufgrund dauerhaften Regens von 7.–9. Oktober wurde eine Bewegung ausgelöst, durch weitere Regenfälle in den darauffolgenden Tagen eine Totalverschiebung von 5 mm innerhalb einer Woche erreicht. Während dieses Zeitraums (7.–18. Oktober) fiel leider das Geomon-System aus, ein Vergleich mit Eigenpotentialdaten ist somit nicht möglich.

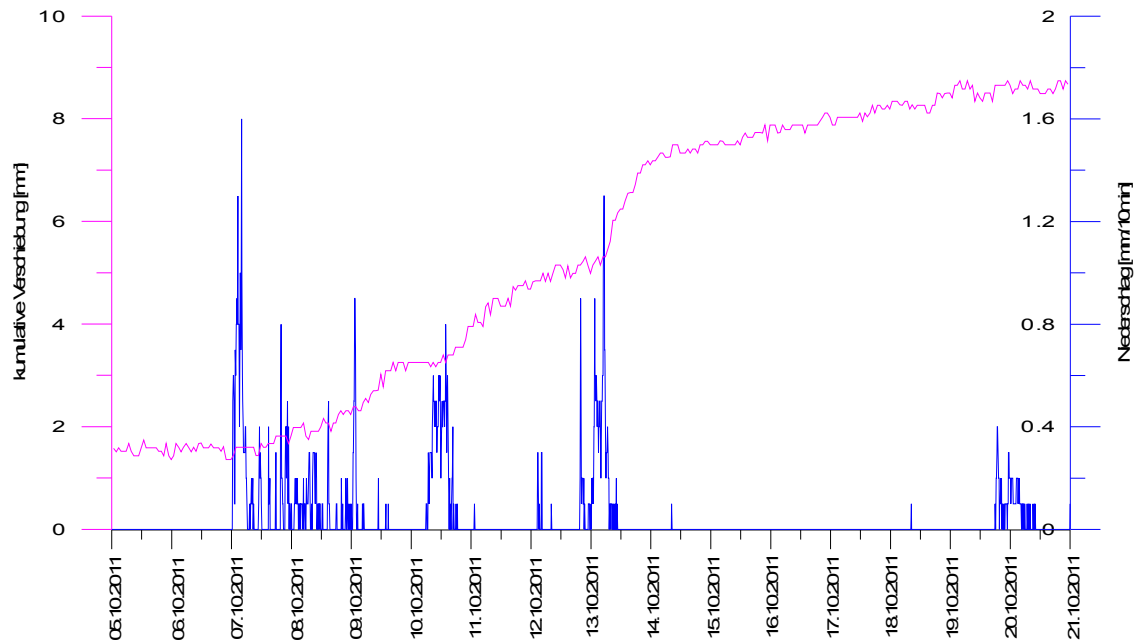
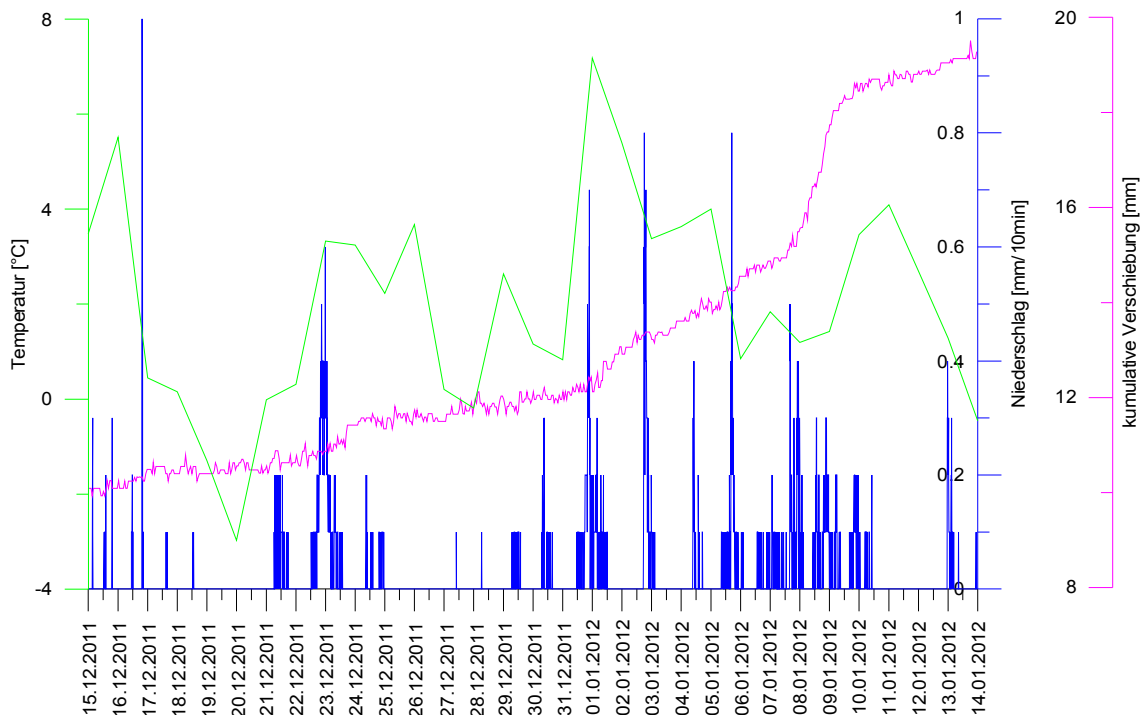


Abbildung 79: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlagswerten (dunkelblau)

Dezember 2011/Jänner 2012 (Abbildung 80 bis 83): Ende Dezember und Anfang Jänner fanden täglich Niederschläge statt, die zwar in Summe geringer ausfielen als bei anderen Verschiebungsevents, jedoch über fast 2 Wochen kontinuierlich anhielten. Ab 23. Dezember wurde dadurch eine stetige Bewegung vom Inklinometer aufgezeichnet, deren Verschiebungsraten mit der Intensität des Regens ab Jänner zunahmen. Insgesamt betrug die Verschiebung in diesen 2 Wochen 4 mm (Abbildung 80). Die Lufttemperatur war während dieser Zeit stets über dem Nullpunkt. Nach fast durchgehendem Regen ab 6. Jänner wurde am 8. Jänner eine größere Bewegung ausgelöst, bei der innerhalb von 2 Tagen eine Verschiebung von 4 mm gemessen wurde.



*Abbildung 80: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlag (dunkelblau),
Lufttemperatur (hellgrün)*

An den Elektroden im oberen und mittleren Teil des Profils lassen sich kleinere Anomalien erkennen, die direkt mit dem Niederschlag korrelierten (Abbildung 81). An den Elektroden am oberen Teil fielen die Werte um einige hundert mV zu Beginn des Regens ab, im mittleren Teil waren die negativen Sprünge um einiges größer. Nachdem der Regen aufhörte, stiegen die Eigenpotentialwerte wieder an, in der niederschlagsfreien Zeit zwischen 11. und 13. Jänner wurden erwartungsgemäß keine Anomalien aufgezeichnet.

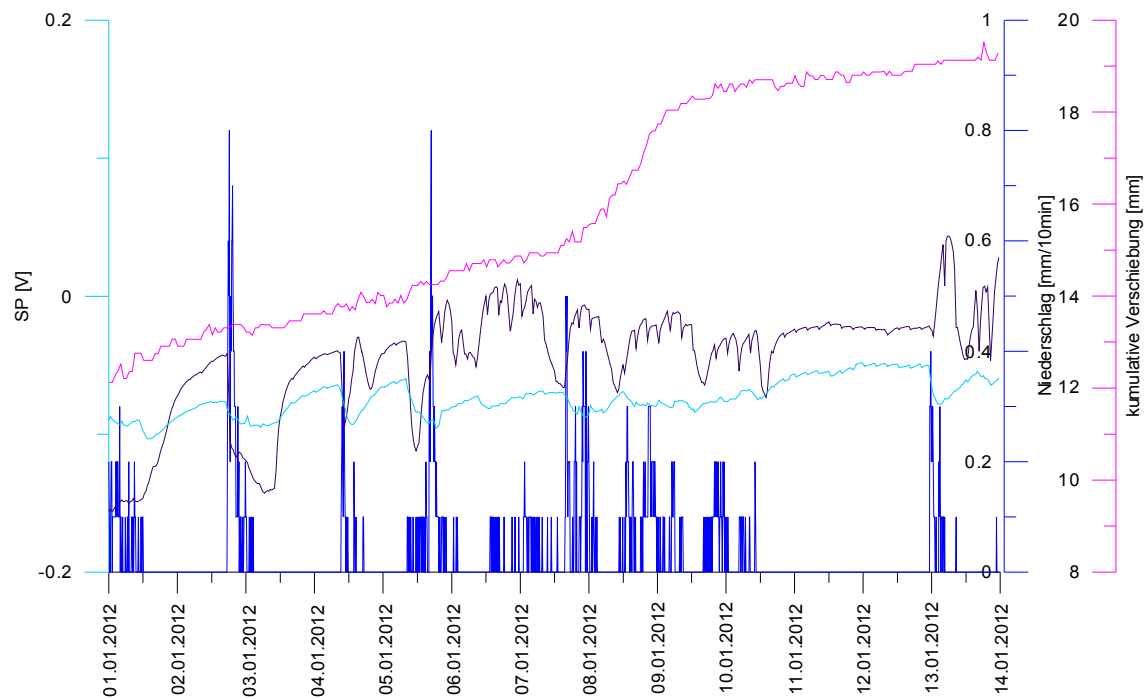


Abbildung 81: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlag (dunkelblau) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 3-5 (hellblau) und 30-31 (violett)

Abbildung 82 verdeutlicht diesen Zusammenhang von Änderungen in den Eigenpotentialdaten aufgrund von Niederschlägen.

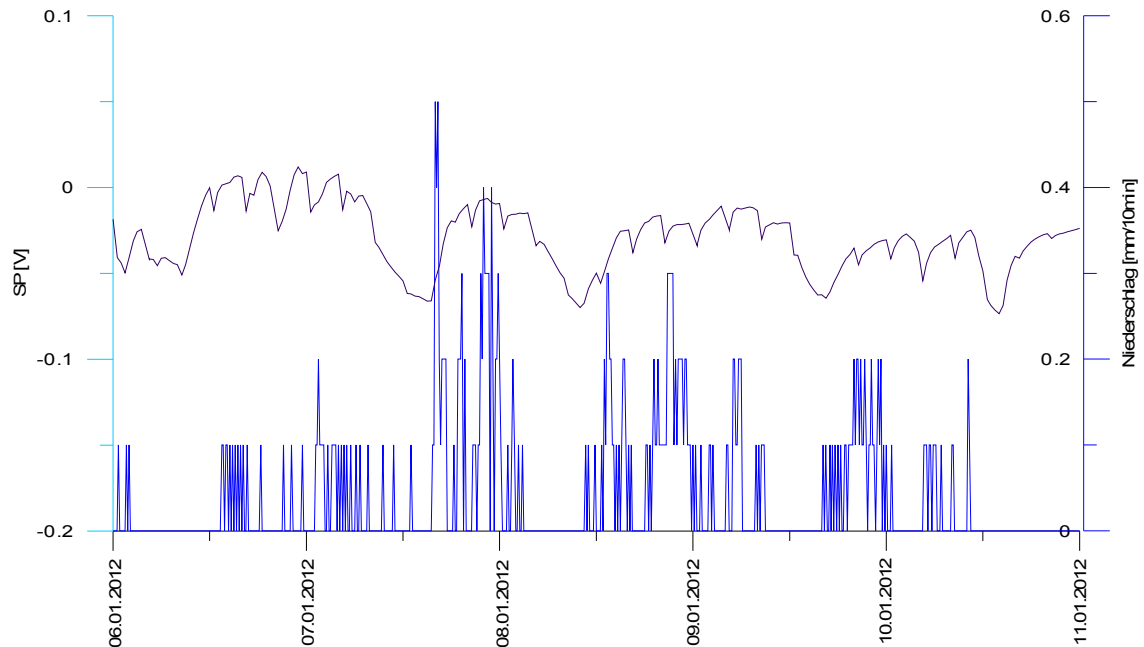


Abbildung 82: Niederschlag(dunkelblau) verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 30-31 (violett)

Im unteren Teil des geoelektrischen Monitoringprofils zeigten die Messwerte bei diesem Event deutlichere Sprünge mit bis zu 0,4 V (Abbildung 83). In den Tagen vor der Verschiebung wurde vor allem an den untersten Elektroden ein Ansteigen der Werte aufgrund des Regens registriert, jedoch fanden die Anomalien bis zu 12 Stunden nach Ende des Niederschlags statt (grüne Linie). Am 6. Jänner ergab sich in diesen Elektroden eine positive Anomalie, der Wert blieb während der nächsten regnerischen Tage, in denen es auch zu größeren Verschiebungsraten kam, konstant. Die Werte der Elektroden 49-50 zeigten auf den Regen zuvor keine Reaktion, dafür stieg der Eigenpotentialwert ab 7. Jänner nach länger andauerndem Regen an (rote Linie). Bis auf ein geringeres Abfallen während der Regen am 9. Jänner aussetzte, blieb dieser Wert unverändert. Erst am Abend des 10. Jänners, 6 Stunden nachdem der Niederschlag aufhörte, kam es zu einem zeitgleichen negativen Sprung in den beiden Zeitreihen, die sich in den weiteren, regenfreien Tagen nicht mehr veränderten.

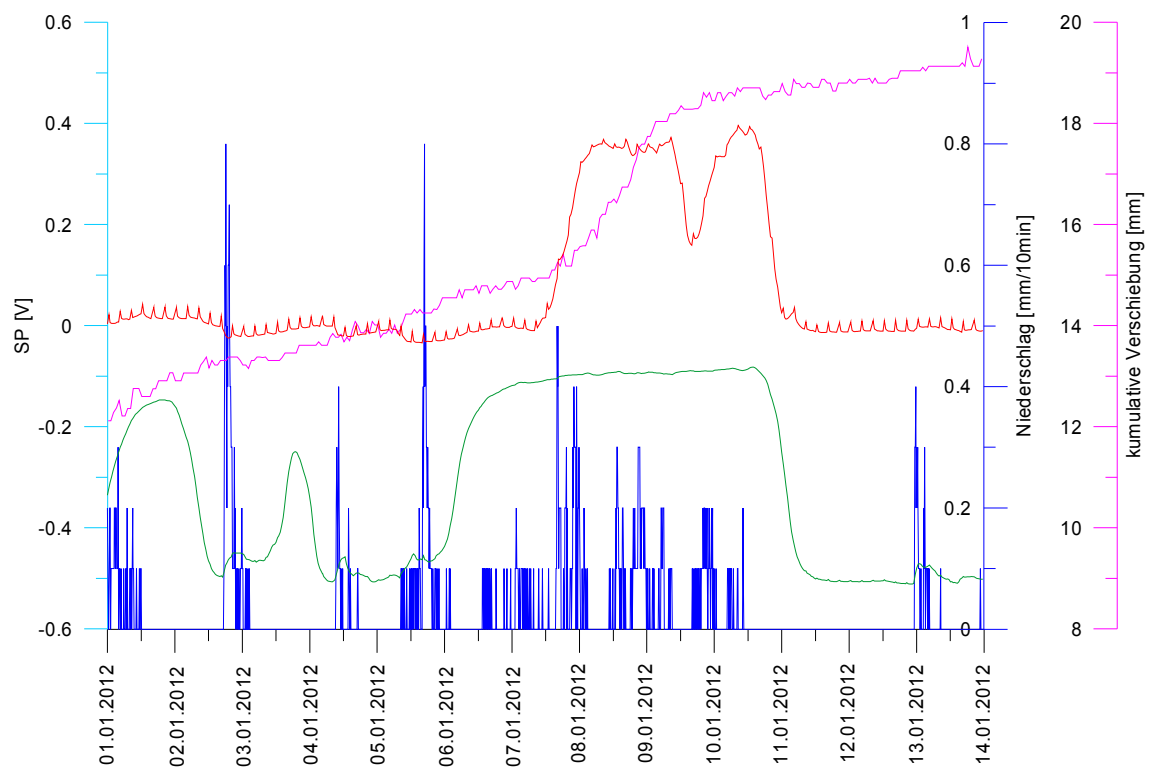


Abbildung 83: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlag (dunkelblau) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 49-50 (rot) und 55-57 (grün)

Ende Jänner 2012 (Abbildung 84): Die nächste Bewegung fand nur wenige Tage nach der letzten statt, der Untergrund befand sich vermutlich im wassergesättigten Zustand, weiterer Niederschlag löste die Bewegung aus. Innerhalb einer Woche wurde eine Verschiebung von insgesamt 8 mm gemessen. Hier zeigt sich wieder, dass sich die Werte an den Elektroden im oberen Teil des Profils nur minimal auf Niederschlag änderten (grüne Linie), während an

den Elektroden im unteren Teil größere Anomalien zu beobachten sind (hellblaue und rote Linie). Es ist zu sehen, dass diese Sprünge in derselben Größenordnung lagen, aber zeitlich bis zu einem Tag verschoben waren.

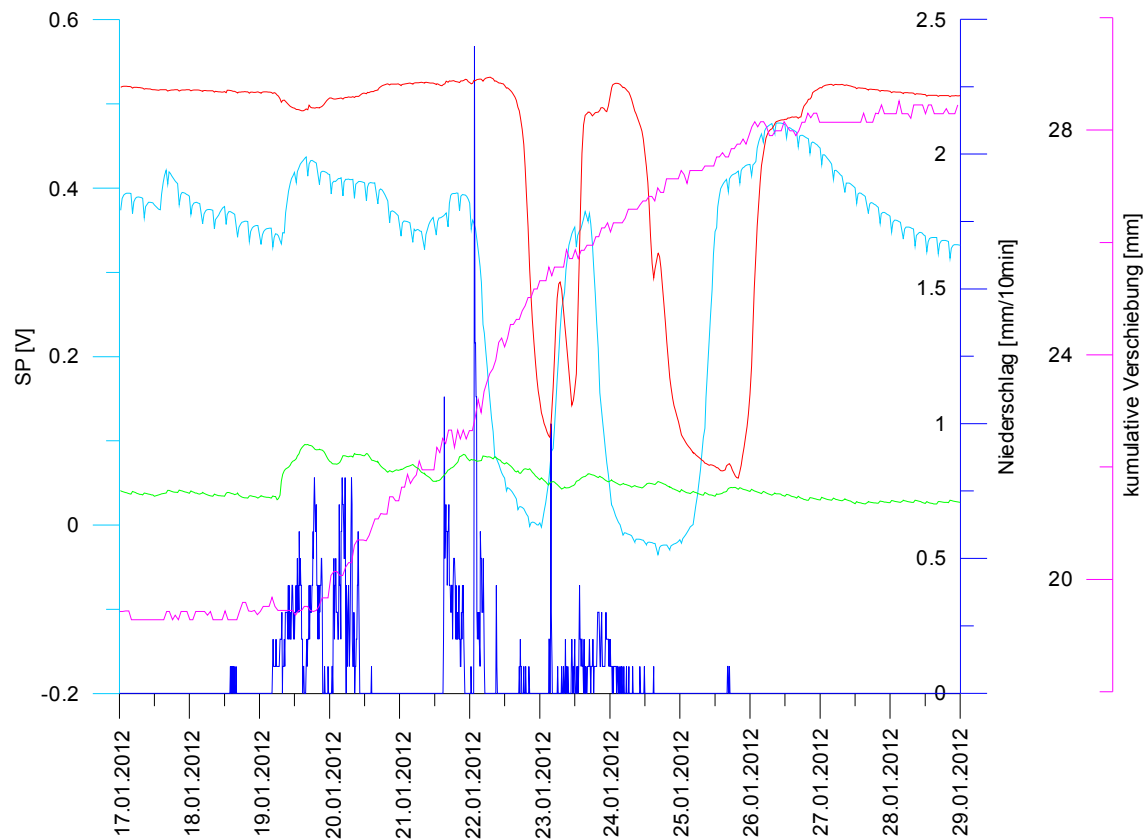


Abbildung 84: kumulative Totalverschiebung (rosa) verglichen mit Niederschlag (dunkelblau) und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 2-3 (grün), 50-51 (hellblau) und 54-55 (rot)

3.5.3. Zusammenfassung

Es ist abermals der Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Bewegungen des Hanges in diesem Aufzeichnungszeitraum ersichtlich. Die größten Verschiebungen wurden entweder nach kurzem, intensivem und/oder lang anhaltendem Regen registriert. In den Eigenpotentialdaten zeigten sich während der Niederschläge größere Anomalien, die von der Lage entlang des Profils abhängig waren. An den Elektroden im oberen Teil des Profils fielen die Reaktionen auf Niederschläge generell geringer aus, die Änderungen wurden stets zeitgleich mit Regenbeginn erfasst, während die größeren Anomalien bis zu 0,4 V im unteren Hangabschnitt um einen Tag zeitverzögert aufgezeichnet wurden. Dadurch kann man auf wasserdurchlässige und undurchlässige Zonen entlang des Profils schließen, und dass sich im unteren Bereich möglicherweise nicht registrierte Zuflüsse, die durch Schmelzwasser entstanden sein könnten, in größeren Anomalien bemerkbar machten. Mittels geoelektrischer Inversion können diese unterschiedlich durchlässigen Zonen verdeutlicht werden.

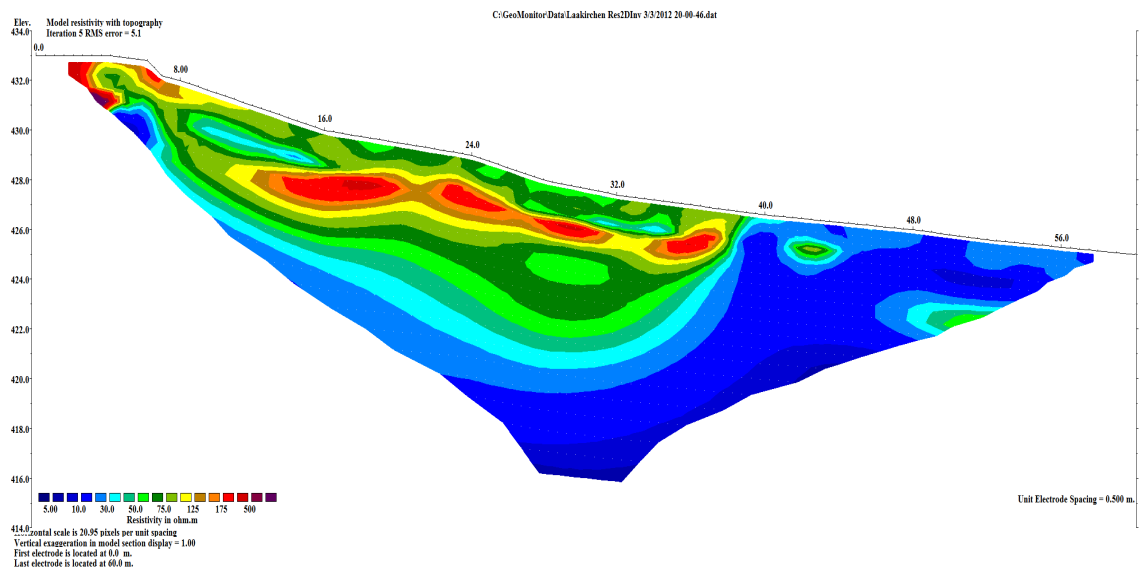


Abbildung 85: Inversion der geoelektrischen Messungen

4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit konnte mit permanentem Monitoring gezeigt werden, dass Bewegungen an den untersuchten instabilen Hängen vor allem auf Veränderungen des hydrologischen Haushalts zurückzuführen sind. Die dauerhaften Messungen der spezifischen Widerstände und der Eigenpotentiale konnten diese Änderungen sehr gut widerspiegeln und sind, neben anderen Messmethoden, für die Überwachung von gefährdeten Gebieten geeignet. Ziel dieser Arbeit war, die Korrelation von Wasserflüssen im Hang und Änderungen des Eigenpotentials zu verdeutlichen.

Mithilfe des Programms „ConfigurationExtractor“ konnte der Zeitaufwand für die Umsortierung der Ausgabedateien des Geomon-Systems verbessert werden. Die dadurch enthaltenen Dateien mit den Zeitreihen der jeweiligen Geoelektrik- und Eigenpotentialkonfigurationen wurden für diese Diplomarbeit ausgewertet, die Ergebnisse werden hier nochmals kurz zusammengefasst:

Am *Gschliefgraben* wurde in den letzten Jahren eine kontinuierliche Verschiebung von etwa 16 cm registriert, eine Änderungen der Bewegungsgeschwindigkeit fand lediglich im Mai 2010 nach sehr starkem Regen statt. Die Eigenpotentialanomalien korrelierten im gesamten Messzeitraum mit verstärktem Niederschlag, Anomalien von 0,7 V wurden bei Niederschlagsereignissen mit bis zu 40 mm/Tag vor allem im mittleren Bereich des Profils aufgezeichnet. Je länger der Regen andauerte, desto größer fielen diese Anomalien aus. Die Abflussmesssensoren in der Drainageleitung spiegelten die Niederschlagsmengen sehr gut wider, auch in den Zeitreihen des spezifischen Widerstands ließen sich geringe Abnahmen der Werte auf den Regen zurückführen.

In *Ancona* zeigten sich an den Eigenpotentialdaten aufgrund des knappen Regens in den Sommermonaten nur an Elektroden im oberen Teil des Profils kleinere Anomalien von 0,2 V. Erst im Dezember, nach längerem Regen, wurden auch an Elektroden im unteren Teil des 364 m langen Profils Veränderungen registriert. Zur größten Anomalie von 0,6 V kam es während des Niederschlagsereignisses Anfang Februar, bei dem 70 mm/Tag aufgezeichnet wurden. Es ist dabei unklar, warum sich nur die Eigenpotentialwerte im unteren Teil des Profils proportional mit dem Regen veränderten; an den Elektroden im oberen Teil waren die Anomalien nur geringfügig größer als in den Sommermonaten. Vor allem die Abflussmesssensoren nahe des geoelektrischen Profils zeigten, auch im Sommer, Veränderungen ihrer Werte proportional zum Regen. An den beiden Piezometern und zwei weiteren Abflussmesssensoren wurden nur zu Beginn des Messzeitraums Wasserflüsse registriert und lässt auf Impermeabilität des Bodens oder Fehlfunktionen der Geräte schließen. Die von August bis Oktober 2011 in geringem Abtastintervall durchgeführten Wasserdruckmessungen in den Bohrlöchern sollten die Frage klären, ob sich

Veränderungen des Drucks aufgrund der täglichen atmosphärischen Gezeiten darin widerspiegeln, und somit im Untergrund durch diese Änderungen die Kohäsion vermindern könnten. Diese Beobachtungen, die erstmals von Schulz et al. (2009) an der Slumgullion-Rutschung gemacht wurden, konnten jedoch in Ancona nicht eindeutig bestätigt werden. Es zeigten sich in den Zeitreihen der in 7 Bohrlöchern aufgenommenen Wasserdruckdaten und in den Luftdruckdaten ganz- und halbtägige Perioden aufgrund der atmosphärischen Gezeiten. Da jedoch Inklinometerdaten und Porenwasserdruckdaten fehlten, ist ein eindeutiger Zusammenhang nicht gegeben.

In *Bagnaschino* ereignete sich im bisherigen Aufzeichnungszeitraum ein großes Bewegungsereignis mit einer Totalverschiebung von 10 cm im März 2011. Dieses wurde durch eine starke Regenphase ausgelöst. Während dieser Zeit wurden jedoch keine bedeutenden Abweichungen in den Eigenpotentialdaten registriert, unter Umständen befand sich der Rutschkörper im wassergesättigten Zustand. Dadurch konnte kein Wasser mehr aufgenommen werden. Im gesamten Messzeitraum erreichten SP-Anomalien maximal 0,4 V, die Daten waren stets von Effekten der induzierten Polarisation beeinflusst. Vor allem bei kurzen Messintervallen der Geoelektrikmessungen waren die Eigenpotentialdaten dadurch gestört. Dieser Effekt betrug maximal 0,1 V, eine genauere Betrachtung brachte das Ergebnis, dass das kinetische Potential, das durch den Wasserfluss im Untergrund entstanden ist, deutlich von diesen Effekten unterschieden werden kann. Weitere geologische Untersuchungen und Gesteinsproben könnten die Ursachen für diese Polarisation klären. Bemerkenswert sind auch die Messungen des Piezometers S4, die nur bis zur Bewegung im März anstiegen und den auf Niederschläge reagierten, jedoch danach, trotz weiterer, regnerischer Tage in den folgenden Monaten nur noch abnahmen.

In *Ampflwang* kam es vor allem in den Wintermonaten, in der Zeit, wo vermehrt Schmelzwasser in den Hang eindrang und die oberflächennahe Schichten auftauten, zu Verschiebungen und großen Eigenpotentialanomalien. In den Sommermonaten, in denen es hingegen häufigeren und stärkeren Regen gab, wurde keine beachtliche Bewegung mehr gemessen. Es besteht die Möglichkeit, dass der Hang sich im Frühjahr stabilisiert hatte. Da auch in die Eigenpotentialdaten keine vergleichbaren Anomalien wie im Winter entstanden, lässt schließen, dass die (nicht registrierten) Zuflüsse von Schmelzwasser um einiges größer als die Regenmengen von starken Niederschlägen waren. Für eine Gewissheit dieser Aussagen wäre jedoch eine längere Monitoringphase an diesem Hang, eventuell verbunden mit Abfluss- und Schneemessungen, nötig gewesen.

In *Laakirchen* wurde vom installierten Inklinometer innerhalb von 5 Monaten eine Totalverschiebung 3,5 cm erreicht, die durch einige markante Bewegungsereignisse zustande kam. Die Eigenpotentialdaten, die am oberen Teil des Profils aufgenommen wurden, zeigen geringe Änderungen aufgrund des

Niederschlags. Größere, zeitlich mit dem Regenbeginn verzögerte Anomalien bis zu 0,4 V wurden vor allem an Elektroden unteren Bereich registriert. Diese differierenden Anomalien entlang des Hanges weisen zum einen auf einen heterogenen geologischen Aufbau hin, bei dem der Wasserzufluss unterschiedlich aufgenommen wird. Zum anderen könnten nicht registrierte Wasserzuflüsse, die aufgrund der Hanggeometrie vor allem im unteren Abschnitt auftreten, für größere Anomalien verantwortlich sein. Eine genauere geologische Untersuchung dieses Gebiets, auch im Hinblick auf frühere Bewegungen, wäre hilfreich.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Größenordnung der Eigenpotentialanomalien, die durch Änderungen des kinetischen Potentials entstehen, zum einen von den Mengen an Wasser, die durch Regen oder Schneeschmelze im Hang fließen, abhängt. Vor allem das Wasser, das im Winter/Frühjahr durch die Schneeschmelze entstehen kann und in den Hang eindringt, jedoch in keinem Gebiet explizit gemessen wurde, ist insbesondere in Österreich von Bedeutung. Zum anderen sind die Größen der Anomalien von der Wasserdynamik, und diese von der Struktur des Untergrunds abhängig, die in jedem Messgebiet anders ist. Das tektonisch deformierte Tongestein am Gschliefgrabens unterscheidet sich vom geschichteten, tonigen Untergrund in Ancona in puncto Durchlässigkeit. Dies wird durch die unterschiedlichen Änderungen des kinetischen Potentials in den Daten widerspiegelt, die am Gschliefgraben, unabhängig von der Jahreszeit, am auffälligsten waren.

Eine weitere Beobachtung ergab, dass Eigenpotentiale auch hangabwärts entlang eines Profils mit verschiedenen großen Anomalien auf Änderungen von Wasserzuflüssen reagierten. Dadurch kann auf Heterogenitäten im Hinblick auf die Permeabilität und Porosität entlang des jeweiligen Profils geschlossen werden. Die Zonen, an denen mehr Wasser fließt und dadurch größere Anomalien an den Elektroden registriert werden, wird infolge die Kohäsion vermindert und sind dadurch vermutlich anfälliger für Bewegungen. Es ist auch zu bemerken, dass es entlang des Hanges zu zeitlichen Verzögerungen der jeweiligen Anomalie kam. Werden an Elektroden im oberen Teil des Profils Anomalien registriert, die, zeitlich versetzt, auch an Elektroden im unteren Teil des Hanges auftreten, so kann daraus geschlossen werden, dass das Wasser nicht nur vertikal in den Boden versickert, sondern zu einem gewissen Anteil auch lateral hangabwärts fließt. Aus der Geometrie des Hanges, den Auslageparametern der Elektroden und mit fundierter geologischer Information des oberflächennahen Untergrunds ließe sich die Fließgeschwindigkeit des Wassers berechnen.

Weitere angewendete Methoden, die den Wasserzufluss in den Rutschkörper messen können, sind direkte Abflussmessungen oder Messungen der Wasserpegel in Bohrlöchern mittels Piezometer an unterschiedlichen Stellen des in-

stabilen Hangs. Diese liefern jedoch nur punktuell Information über den Wasserhaushalt, und können, in ungünstigen Fällen, schlecht positioniert sein und nicht auf Zuflüsse reagieren. Der Vorteil der Eigenpotentialmethode ist, dass zumindest entlang des hangabwärts gerichteten Profils und Aussagen über die Wasserdynamik im Untergrund gemacht werden können.

Als weitere Möglichkeit erscheint es ebenso sinnvoll, die spezifischen geoelektrischen Widerstandsdaten und deren Änderungen auf Wasserzuflüsse zu beobachten. Vor allem Konfigurationen, die die Widerstände der oberflächennahen Schichten widerspiegeln, zeigten deutliche Reaktionen und Abnahmen der Werte aufgrund von Wasserzuflüssen. Außerdem könnte die Inversion dieser Daten bei Regenevents weitere Information liefern und durch den Vergleich mit Eigenpotentialdaten mehr Erkenntnisse über die Fließgeschwindigkeit und die Fließrichtung gewonnen werden. Diese Auswertungen wurden jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt.

Ein möglicher Versuch, um die Hydrologie des Hangs besser zu verstehen, wären Messungen des spezifischen Widerstands und der Eigenpotentiale bei künstlicher Wasserinfiltration. Dadurch könnten die Änderungen der Werte aufgrund einer definierte Wassermenge beobachtet werden. Es erscheint auch sinnvoll, das zugeführte Wasser mit einem Tracer zu versetzen, um vor allem mithilfe der spezifischen Widerstände Auskunft über das Fließverhalten im Untergrund zu erhalten. Ein derartiger Versuch wäre jedoch nur in trockenen Zeiten und an Hängen, in denen dadurch keine größeren Verschiebungen ausgelöst werden können, anzuraten.

Werden die Ergebnisse der einzelnen Messgebiete nochmals betrachtet, so kann festgestellt werden, dass bei allen Messgebieten in den Daten Anomalien des kinetischen Potentials registriert wurden, die aufgrund von Wasserzuflüssen entstanden. Diese wurden sowohl während erhöhter Bewegungsgeschwindigkeiten, als auch während stabilen Phasen des Hangs aufgezeichnet. Abschließend kann festgehalten werden, dass, obwohl Geoelektrik- und Eigenpotentialdaten als Parameter für den Wasserzufluss in den Rutschkörper aufgefasst werden können und dauerhaft die Veränderungen der Hydrologie widerspiegeln, die wiederum ausschlaggebend für mögliche Bewegungen am Hang ist, sie als alleinige Methode für Frühwarnsysteme unzureichend wären und nur in Kombination mit mehreren, multidisziplinären Methoden sinnvoll erscheinen.

Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 1:</i> Klassifizierung von Massenbewegungen (Varnes, 1978).....	4
<i>Abbildung 2:</i> Kräfteparallelogramm an einem Hang (Ahnert, 1996).....	5
<i>Abbildung 3:</i> Faktoren der Hanginstabilität (Dikau u. a., 2001).....	7
<i>Abbildung 4:</i> Schematische Darstellung der Vierpunkt- Anordnung (Knödel u. a., 1997)	15
<i>Abbildung 5:</i> Wenner-Anordnung (Knödel u. a., 1997)	16
<i>Abbildung 6:</i> Schlumberger-Anordnung (Knödel u. a., 1997).....	16
<i>Abbildung 7:</i> Spezifischer Widerstand für verschiedene Gesteins- gruppen (Heubeck u. a., 2002).....	19
<i>Abbildung 8:</i> Spezifischer Widerstand von NaCl-Lösung in Abhängigkeit von Tempe- ratur und Konzentration (Schön, 1983).....	20
<i>Abbildung 9:</i> Prinzipien der Eigenpotentialmessung (Knödel u. a., 1997).....	26
<i>Abbildung 10:</i> Verlauf des eingespeisten Stroms und der gemessenen Spannung bei IP- Messungen im Zeitbereich (Knödel u. a., 1997).....	28
<i>Abbildung 11:</i> IP-Messgrößen im Zeitbereich (Knödel u. a., 1997).....	29
<i>Abbildung 12:</i> Elektrodenpolarisation (Pelton u. a., 1978b).....	31
<i>Abbildung 13:</i> Monitoringkonsole Prototyp Rindberg-1 (Foto: GBA).....	33
<i>Abbildung 14:</i> Geomon-1 (Foto: GBA).....	33
<i>Abbildung 15:</i> Grundkonzept des Messsystemaufbaues Geomon4 (Supper u. a., 2009)....	34
<i>Abbildung 16:</i> Prinzip der Neigungsmessung (www.geodsz.com/deu/d/Neigungsmessung).....	35
<i>Abbildung 17:</i> Kumulative Darstellung (Fa. Slope Indicator, 2001).....	36
<i>Abbildung 18:</i> DMS 2D (www.csg-geo.eu).....	37
<i>Abbildung 19:</i> DMS 3D (www.csg-geo.eu).....	37
<i>Abbildung 20:</i> Gschliefgraben: Lage in Österreich, Gesamtüberblick des instabilen Hanges (Foto: Robert Supper).....	38
<i>Abbildung 21:</i> Schematisches lithologisches Profil des unteren Teils des Gschliefgraben, Lage der Monitoringsysteme (Supper u. a., 2012a).....	40
<i>Abbildung 22:</i> September 2009 bis März 2012: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichen Niederschlagswerten, Lufttemperatur, scheinbaren Widerstandswerten in 3 m Tiefe und 5 m Tiefe und Eigenpotentialdaten der Elektroden 2-3.....	41
<i>Abbildung 23:</i> Juli 2010 bis November 2011: täglicher Niederschlag verglichen mit Ab- flussmessungen (Running Average-Werte)	42
<i>Abbildung 24:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen.....	43
<i>Abbildung 25:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen	43

<i>Abbildung 26:</i> Bewegungsevent Mai 2010: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichen Niederschlagswerten und Eigenpotentialdaten	44
<i>Abbildung 27:</i> Niederschlag verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 8-9, 22-23 und 28-29.....	45
<i>Abbildung 28:</i> Bewegungsevent Mai 2010: kumulative Totalverschiebung verglichen mit scheinbaren Widerstandsdaten	45
<i>Abbildung 29:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 18-19, 23-24 und 28-29	46
<i>Abbildung 30:</i> Niederschlag verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 18-19, 28-29 und 33-34.....	47
<i>Abbildung 31:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23 und 28-29	48
<i>Abbildung 32:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 2-3, 22-23 und 28-29.....	49
<i>Abbildung 33:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 28-29.....	50
<i>Abbildung 34:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 28-29.....	51
<i>Abbildung 35:</i> Niederschlag verglichen mit Abflussmessungen und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23, 26-27 und 28-29.....	51
<i>Abbildung 36:</i> Inversion der geoelektrischen Messungen.....	52
<i>Abbildung 37:</i> Lage des geoelektrischen Monitoringprofils (Foto: GBA)	53
<i>Abbildung 38:</i> Geologie Ancona (Cotecchia, 2006).....	55
<i>Abbildung 39:</i> April 2011 bis März 2012: täglicher Niederschlag, Widerstandswerte in 2 m Tiefe, und 5 m Tiefe, Lufttemperatur und Eigenpotentialwerte.....	56
<i>Abbildung 40:</i> Ergebnisse der Abfluss- und Piezometer-Messungen, verglichen mit täglichem Niederschlag	57
<i>Abbildung 41:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Abflussmesswerten und Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28, 40-44 und 344-348	58
<i>Abbildung 42:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Abflussmesswerten und Eigenpotentialwerten der Elektroden 8-12, 28-36 und 344-348	59
<i>Abbildung 43:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Abflussmesswerten, Temperaturdaten und Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28, 136-140, 220-228 und 316-324	60
<i>Abbildung 44:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 24-28, 136-140, 220-228 und 316-324.....	60

<i>Abbildung 45:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Eigenpotentialwerten der Elektroden 28-36, 92-100, 220-228, 292-296 und 340-344.....	61
<i>Abbildung 46:</i> Installation der Piezometer in den Bohrlöchern	62
<i>Abbildung 47:</i> Wasserdruckmessung im Bohrloch Sensor 3	63
<i>Abbildung 48:</i> Detailausschnitt Sensor 3.....	63
<i>Abbildung 49:</i> Luftdruckdaten	64
<i>Abbildung 50:</i> Spektrum der Wasserdruckdaten Sensor 3.....	65
<i>Abbildung 51:</i> Spektrum der Luftdruckdaten.....	65
<i>Abbildung 52:</i> Lage des geoelektrischen Monitoringprofils am Hang (Foto: GBA)	67
<i>Abbildung 53:</i> Geologie des instabilen Hanges (Supper u. a., 2012c)	69
<i>Abbildung 54:</i> Oktober 2010 bis November 2011: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichen Niederschlagswerten, scheinbaren Widerstandswerten in 2 m Tiefe und 3 m Tiefe und Eigenpotentialdaten	71
<i>Abbildung 55:</i> Oktober 2010 bis November 2011: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichen Niederschlagswerten, Wasserpegelmessung im DMS-Bohrloch und Wasserstandsmessungen am Piezometer S4.....	72
<i>Abbildung 56:</i> tägliche Niederschlagswerte verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 44-52, 99-101 und 164-168.....	73
<i>Abbildung 57:</i> tägliche Niederschlagswerte verglichen mit kumulativer Totalverschiebung, Wasserpegelmessung am Piezometer S4, Eigenpotentialwerten an den Elektroden 150-154 und 164-168.....	74
<i>Abbildung 58:</i> tägliche Niederschlagswerte verglichen mit kumulativer Totalverschiebung und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 16-24, 44-52, 56-60 und 76-78.....	75
<i>Abbildung 59:</i> tägliche Niederschlagswerte verglichen mit kumulativer Totalverschiebung, Wasserpegelmessung am Piezometer S4 und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 16-24, 44-52, 56-60	76
<i>Abbildung 60:</i> tägliche Niederschlagssummen verglichen mit Eigenpotentialwerte der Elektroden 56-60 und 68-70.....	77
<i>Abbildung 61:</i> Eigenpotentialwerte bei 2-stündiger (16.- 22. März) bzw. 12-stündiger Geoelektrikmessungen an 68-70 und 70-74	78
<i>Abbildung 62:</i> Eigenpotentialwerte an den Elektroden 68-70, Messzeitpunkte der 12-stündigen Geoelektrik-Messung	78
<i>Abbildung 63:</i> Abfall der SP-Werte von 7. März und 9. März der Elektroden 68-70	79
<i>Abbildung 64:</i> Niederschlagswerte verglichen mit Eigenpotentialdaten der Elektroden 56-60 und 68-70.....	80

<i>Abbildung 65:</i> Differenz zwischen erster und sechster Eigenpotentialmessung nach DC-Messung an den Elektroden 56-60 und 68-70 bei 24-stündigem DC-Messintervall.....	80
<i>Abbildung 66:</i> Eigenpotentialdaten vor der Verschiebung der Elektroden 8-16, 56-60 und 68-70 verglichen mit Niederschlagswerten.....	81
<i>Abbildung 67:</i> IP-Effekt vor der Verschiebung März 2011 der Elektroden 8-16, 56-60 und 68-70, verglichen mit Niederschlagswerten.....	81
<i>Abbildung 68:</i> Lage des geoelektrischen Monitoringprofils (Foto: GBA, 2010).....	83
<i>Abbildung 69:</i> Dezember 2010 bis September 2011: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichen Niederschlagswerten, Lufttemperatur, scheinbare Widerstandswerten in 2m Tiefe und 4m Tiefe, und Eigenpotentialwerten.....	85
<i>Abbildung 70:</i> kumulative Totalverschiebung, Lufttemperatur, Niederschlag und Eigenpotentialwerte der Elektroden 3-5, 23-25 und 57-58	86
<i>Abbildung 71:</i> kumulative Totalverschiebung, Lufttemperatur, Niederschlag, scheinbarer spezifischer Widerstand in 2 m Tiefe, 3 m Tiefe und 4 m Tiefe	87
<i>Abbildung 72:</i> kumulative Totalverschiebung, Lufttemperatur, Niederschlag, Eigenpotentialwerte der Elektroden 1-2, 25-26 und 35-37.....	88
<i>Abbildung 73:</i> kumulative Totalverschiebung, Lufttemperatur, Niederschlag, Eigenpotentialwerte der Elektroden 22-23, 27-29 und 37-38.....	89
<i>Abbildung 74:</i> kumulative Totalverschiebung, Niederschlag, Eigenpotentialwerte der Elektroden 5-6, 9-10 und 42-43.....	90
<i>Abbildung 75:</i> kumulative Totalverschiebung, Niederschlag, Eigenpotentialwerte der Elektroden 5-6, 25-26 und 42-43.....	91
<i>Abbildung 76:</i> Lage des geoelektrischen Monitoringprofils unterhalb des Hauses (Foto: GBA, 2011).....	93
<i>Abbildung 77:</i> September 2011 bis März 2012: kumulative Totalverschiebung verglichen mit täglichem Niederschlag, Lufttemperatur, spezifischen Widerstandswerten in ca. 2 m und 3 m Tiefe und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 22-23	94
<i>Abbildung 78:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlag und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 11-13, 43-45 und 51-53	95
<i>Abbildung 79:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlagswerten	96
<i>Abbildung 80:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlag und Lufttemperatur	97
<i>Abbildung 81:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlag und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 3-5 und 30-31	98
<i>Abbildung 82:</i> Niederschlag verglichen mit Eigenpotentialwerten an den Elektroden 30-31	98

<i>Abbildung 83:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlag und Eigenpotentialwerten an den Elektroden 49-50 und 55-57	99
<i>Abbildung 84:</i> kumulative Totalverschiebung verglichen mit Niederschlag und Eigen- potentialwerten an den Elektroden 2-3, 50-51 und 54-55.....	100
<i>Abbildung 85:</i> Inversion der geoelektrischen Messungen	101

Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1:</i> Klassifikation gravitativer Massenbewegungen (Dikau u. a., 2001).....	5
<i>Tabelle 2:</i> Vorbereitende Faktoren von Massenbewegungen (Popescu, 2001) und (Dikau u. a., 2001).....	7
<i>Tabelle 3:</i> Geophysikalische Methoden für Untersuchungen bei Massenbewegungen (Jongmans & Garambois, 2007).....	9
<i>Tabelle 4:</i> Umrechnungsfaktoren der spezifischen Widerstände von Lösungen (Schön, 1983).....	22
<i>Tabelle 5:</i> Positionen der Sensoren in Ancona.....	70

Literaturverzeichnis

- ABBATE, E. ; LOVISOLO, M.: *Safeland - Living with landslide risk in Europe. Assessment, effects of global change and risk management*. (Part E: Section 2 & 5 Nr. Grant Agreement No. 226479), 2010
- AHNERT, F.: *Einführung in die Geomorphologie* : Ulmer, 1996
- AIGNER, H. ; MILITZER, H. ; WEBER, F.: *Angewandte Geophysik: Band 2: Geoelektrik- Geothermik- Radiometrie- Aerophysik* : Springer, 1985
- ARCHIE, G.E.: *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*, *Trans. AIME*. 146, 1942
- BUNZA, G.: *Instabile Hangflanken und ihre Bedeutung für die Wildbachkunde* : Deutscher Alpenverein, 1992
- CARDELLINI, S. ; OSIMANI, P.: Living with Landslides: the Ancona Case History and Early Warning System. In: *First World Landslide Forum*. Tokio, 2008
- CARDELLINI, S. ; OSIMANI, P.: *Living with Landslides: the Ancona Case History and Early Warning System*, *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* (Nr. 82). Wien, 2010
- CHAPMAN, S. ; LINDZEN, R. S.: *Atmospheric tides: thermal and gravitational* : Springer, 1970
- COCHRAN, E. ; VIDALE, J. ; TANAKA, S.: Earth Tides Can Trigger Shallow Thrust Fault Earthquakes. In: *Science* Bd. 306 (2004), Nr. 5699, S. 1164–1166
- COTECCHIA, V.: The Second Hans Cloos Lecture. Experience drawn from the great Ancona landslide of 1982. In: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* Bd. 65 (2006), Nr. 1, S. 1–41
- CROZIER, M.J.: *Landslides: causes, consequences & environment* : Taylor & Francis, 1986
- CRUDEN, D. M.: A simple definition of a landslide. In: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* Bd. 43 (1991), Nr. 1, S. 27–29
- DIKAU, R. ; STÖTTER, J. ; WELLMER, F. ; DEHN, M.: Massenbewegungen. In: *Plate E. & Merz B.: Naturkatastrophen - Ursachen, Auswirkungen, Vorsorge*. Stuttgart : Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2001
- FA. SLOPE INDICATOR: Data reduction and error correction (2001)
- GLADE, T. ; DIKAU, R.: Gravitative Massenbewegungen - vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* (2001), Nr. 145, S. 42–53
- GUDMUNDSSON, G. HILMAR: Fortnightly variations in the flow velocity of Rutford Ice Stream, West Antarctica. In: *Nature* Bd. 444 (2006), Nr. 7122, S. 1063–1064
- GUILLIANI, A. ; BONETTO, S. ; CASTAGNA, S. ; COMINA, C. ; MANDRONE, G.: A Monitoring System for Mitigation Planning: The Case of Bagnaschino" Landslide in Northern Italy. In: *American Journal of Environmental Sciences* Bd. 6 (2010), Nr. 6, S. 516–522
- HATTORI, K. ; KOHNO, H. ; TOJO, Y. ; TERAJIMA, T. ; OCHIAI, H.: Early warning of landslides based on landslide indoor experiments. In: *EGU General Assembly 2009, held 19–24 April, 2009 in Vienna, Austria* <http://meetings.copernicus.org/egu2009>, p. 11502. Bd. 11, 2009, S. 11502

- HEUBECK, C. ; SCHMIDT, S. ; GÖTZE, H.-J.: *Die ERDE - Eine Einführung in die Geowissenschaften*. URL <http://www.geophysik.uni-kiel.de/~sabine/DieErde/index.html>
- JACKSON, P. D.: Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. In: *Geophysics* Bd. 43 (1978), Nr. 6, S. 1250
- JOCHUM, B.: *Installation eines automatischen Inklinometers in Sibratsgfüll 2008 - Kurzbericht*. Wien : Geologische Bundesanstalt, 2009
- JONGMANS, D. ; GARAMBOIS, S.: Geophysical investigation of landslides : a review. In: *Bulletin de la Societe Geologique de France* Bd. 178 (2007), Nr. 2, S. 101–112
- JOUNIAUX, L. ; MAINEULT, A. ; NAUDET, V. ; PESSEL, M. ; SAILHAC, P.: Review of self-potential methods in hydrogeophysics. In: *Comptes Rendus Geoscience* Bd. 341 (2009), Nr. 10-11, S. 928–936
- KIRSCH, R.: *Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology* : Springer, 2006
- KNÖDEL, K. ; KRUMMEL, H. ; LANGE, G.: *Geophysik*. Berlin : Springer, 1997
- KOEFOED, O. ; PATRA, H. P. ; MALLICK, K.: *Geosounding Principles: Resistivity sounding measurements* : Elsevier Scientific Pub. Co., 1980 – ISBN 9780444417046
- LECOMTE, I. ; BAZIN, S. ; GRANDJEAN, G. ; MICHOD, C.: *Safeland - Living with landslide risk in Europe. Assessment, effects of global change and risk management*. (Part D: Section 1 - Ground Based Geophysical Investigations Nr. Grant Agreement No. 226479), 2010
- MCCANN, D.M. ; FORSTER, A.: Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. In: *Engineering Geology* Bd. 29 (1990), Nr. 1, S. 59–78
- MERIC, O. ; GARAMBOIS, S. ; JONGMANS, D. ; WATHELET, M. ; CHATELAIN, J L. ; VENGEON, J M: Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. In: *Canadian Geotechnical Journal* Bd. 42 (2005), Nr. 4, S. 1105–1115
- MÉRIC, O. ; GARAMBOIS, S. ; ORENGO, Y.: Large Gravitational Movement Monitoring Using a Spontaneous Potential Network. In: *SAGEEP 2006*. Seattle, 2006, S. 7pp
- DAL MORO, G. ; ZADRO, M.: Subsurface deformations induced by rainfall and atmospheric pressure: tilt/strain measurements in the NE-Italy seismic area. In: *Earth and Planetary Science Letters* Bd. 164 (1998), Nr. 1-2, S. 193–203
- MOSER, G. ; HEIBL, K. ; SCHMID, K.: *Großhangbewegung Gschliefgraben - Fächerübergreifender Synthesebericht*. Linz : Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinnenverbauung, 2009
- OKUYAMA, T. ; NAKAZATO, H. ; KURODA, S. ; TAKEUCHI, M.: Change in Self-potential Due to Groundwater Control Works for Landslide Preventino. In: , *Technical Report of the National Institute for Rural Engeneering*. (2005), S. 231–237
- PELTON, S. ; WARD, S. ; HALLOF, P. ; SILL, W. ; NELSON, P.: Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. In: , *J3/3*. (1978a), S. 588–609
- PELTON, W. H. ; WARD, S. H. ; HALLOF, P. G. ; SILL, W. R. ; NELSON, P. H.: Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. In: *Geophysics* Bd. 43 (1978b), Nr. 3, S. 588–609
- POPESCU, M.: A suggested method for reporting landslide remedial measures. In: *Bulletin*

- of Engineering Geology and the Environment* Bd. 60 (2001), Nr. 1, S. 69–74
- REVIL, A. ; SCHWAEGER, H. ; CATHLES, L. ; MANHARDT, P.: *Streaming potential in porous media. 2. Theory and application to geothermal systems* (Nr. Vol. 104, No.B9) : Journal of geophysical research, 1999
- SASSA, K. ; CANUTI, P.: *Landslides: disaster risk reduction* : Springer, 2008
- SCHÖN, J.: *Petrophysik: physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen* : F. Enke, 1983
- SCHULZ, W. ; KEAN, J.W. ; WANG, G.: Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides. In: *Nature Geoscience* Bd. 2 (2009), Nr. 12, S. 863–866
- SCIARA, N. ; PASCULLI, A. ; CALISTA, M.: The large Ancona landslide studies revisited included stochastic spatial variability of mechanical parameters. Bd. Paper Number 807 : Geological Society of London, 2006
- SUPPER, R. ; BARON, I. ; JOCHUM, B. ; OTTOWITZ, D. ; PFEILER, S. ; KAUER, S. ; RÖMER, A. ; MOSER, G. ; LOVISOLO, M. ; u. a.: *Gschliefgraben, Safeland - Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies, D4.6 Report on evaluation of mass movement indicators*, 2012a
- SUPPER, R. ; JOCHUM, B. ; BARON, I. ; OTTOWITZ, D. ; PFEILER, S. ; RÖMER, A. ; LOVISOLO, M. ; MOSER, G.: *Ampflwang, Safeland - Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies, D4.6 Report on evaluation of mass movement indicators*, 2012b
- SUPPER, R. ; OTTOWITZ, D. ; BARON, I. ; VECCHIOTTI, F. ; PFEILER, S. ; RÖMER, A. ; LOVISOLO, M. ; KIM, J.-H.: *Bagnaschino, Safeland - Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies, D4.6 Report on evaluation of mass movement indicators*, 2012c
- SUPPER, R. ; SCHILLER, A. ; WÖHRER, A. ; BIEBER, G. ; JARITZ, W. ; SCHNECK, C. ; RÖMER, A. ; KREUZER, G.: *Entwicklung eines geoelektrischen Monitoringsystems zur Überwachung von Hangrutschungen* (Endbericht). Wien : Geologische Bundesanstalt, 2009
- TELFORD, W. M. ; GELDART, L. P. ; SHERIFF, R.: *Applied geophysics* : Cambridge University Press, 1990
- VARNES, D J: Slope Movement, Types and Processes. In: *Transportation Research Board Special Report* (1978), Nr. 176
- WEIDINGER, J.T.: *Das Gschliefgraben-Rutschgebiet am Traunsee-Ostufer (Gmunden, OÖ) - Ein Jahrtausende altes Spannungsfeld zwischen Mensch und Natur, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* (Nr. Bd. 149). Wien : Geologische Bundesanstalt, 2009

Anhang

Configuration Extractor: „Main.java“

```
import java.io.File;
import java.util.Scanner;

/**
 * ConfigurationExtractor processes the output of a GeoMon measuring device,
 * orders its content according to configurations and writes {@link String}
 * representations of these configurations into files which can then be
 * processed by spreadsheet software.
 *
 * @author Anna Zoechbauer
 * @version 1.0
 */
public class Main {

    /** Stores all configurations. */
    public static ConfStore confStore = new ConfStore();

    /** The number of configuration files written. */
    public static int writtenConfigurationFiles;

    /** The program path. */
    public static String programPath;

    /**
     * The {@link Main#main(String[] args)} method handles the user interaction,
     the
     * modes, instantiates the respective parsers. After that, it starts the
     * file writing process.
     *
     * @param args
     *         the arguments
     */
    public static void main(String[] args) {

        Scanner s = new Scanner(System.in);

        // find out program path
        System.out.print("Hello!\nEnter the path of" + " the program folder "
            + "(e. g. 'D:' + File.separator + "ConfigurationExtrac-
            + File.separator + "')\n");

        programPath = s.next();

        System.out.print("Enter 'r' for Res2DInf-Files"
            + " or 's' for Eigenpotential-Files.\n");

        char programMode = s.next().charAt(0);

        long time0 = System.currentTimeMillis();

        switch (programMode) {
            case 'r':
                new RParser();
                break;
        }
    }
}
```

```

        case 's':
            new SParse();
            break;
        default: {
            System.out.println("Wrong input. Restart.");
            return;
        }
    }

    confStore.writeFiles(programPath + "output" + File.separator);

    long time1 = System.currentTimeMillis();
    System.out.println();

    System.out.printf("%d files written in %5.2f minutes.\n",
        writtenConfigurationFiles, ((double) (time1 - time0)) /
60000);

    System.out.println("Output files are located in " + programPath
        + "output" + File.separator + "\nGoodbye!");

    // debugging
    // System.out.println(confStore.toString());

}

}

```

Configuration Extractor: „Configuration.java“

```

import java.util.ArrayList;
import java.util.Collections;

/**
 * Represents a single Configuration. A number of {@link Reading} objects belong
 * to every Configuration. Configurations are distinguished by their unique
 * {@link CoordinateSet}.
 */
public class Configuration implements Comparable<Configuration> {

    /** The sets of Coordinates for this Configuration */
    private CoordinateSet coordinates;

    /** The {@link Reading} objects associated with this Configuration */
    private ArrayList<Reading> readings;

    /**
     * Instantiates a new object representing an Eigenpotential configuration.
     *
     * @param a
     *         the a coordinate of this {@link Configuration}
     * @param b
     *         the b coordinate of this {@link Configuration}
     */
    public Configuration(int a, int b) {
        readings = new ArrayList<Reading>();
        coordinates = new CoordinateSet(a, b, 0, 0);
    }

    /**
     * Instantiates a new object representing a Res2DInv configuration.
     */
}

```

```

    * @param a
    *         the a coordinate of this {@link Configuration}
    * @param b
    *         the b coordinate of this {@link Configuration}
    * @param m
    *         the m coordinate of this {@link Configuration}
    * @param n
    *         the n coordinate of this {@link Configuration}
    */
    public Configuration(int a, int b, int m, int n) {
        readings = new ArrayList<Reading>();
        coordinates = new CoordinateSet(a, b, m, n);
    }

    /**
     * Adds a {@link Reading} object to this {@link Configuration}.
     *
     * @param r
     *         the {@link Reading} object which is to be added
     * @return true, if successful
     */
    public boolean add(Reading r) {
        return readings.add(r);
    }

    /**
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Comparable#compareTo(java.lang.Object)
     */
    @Override
    public int compareTo(Configuration c) {
        // TODO Auto-generated method stub
        return coordinates.compareTo(c.coordinates);
    }

    /**
     * Returns the coordinates.
     *
     * @return the coordinates
     */
    public CoordinateSet getCoordinates() {
        return coordinates;
    }

    /**
     * Returns all readings (lines) associated with this Configuration in a
     * String object.
     *
     * @return the String including all readings (lines) associated with this
     *         Configuration
     */
    public String readingsToString() {
        String ret = "";

        Collections.sort(readings);

        for (Reading r : readings)
            ret += r.toString();
    }

```

```

        return ret;
    }

    /**
     * Returns a String which is to serve as file name for this
     * {@link Configuration}.
     *
     * @return the string
     */
    public String toFilename() {
        return coordinates.toString();
    }
}

```

Configuration Extractor: „ConfStore.java“

```

import java.io.BufferedWriter;
import java.io.FileWriter;
import java.util.Arrays;
import java.util.HashMap;

/**
 * The Class ConfStore manages all {@link Configuration} objects.
 */
public class ConfStore {

    /**
     * The configurations which were extracted. They are collected in a HashMap
     * where a {@link CoordinateSet} serves as the key.
     */
    private HashMap<CoordinateSet, Configuration> configurations;

    /**
     * Instantiates a new ConfStore object. Is only called once to create the
     * static ConfStore.
     */
    public ConfStore() {
        configurations = new HashMap<CoordinateSet, Configuration>();
    }

    /**
     * Returns true if c is already in configurations.
     *
     * @param c
     *         the Configuration which is to be looked for
     *
     * @return true, if successful
     */
    public boolean contains(Configuration c) {
        return configurations.containsKey(c.getCoordinates());
    }

    /**
     * Offers a {@link Configuration} p and a {@link Reading} q to the static
     * {@link ConfStore}. If p is already present in the {@link ConfStore}, q is
     * added to p. If p does not yet exist it is first added and then q is added
     * to p.
     *
     * @param p
     *         the Configuration to be offered.
     */
}

```

```

    * @param q
    *         the Reading to be offered.
    */
    public void offer(Configuration p, Reading q) {

        if (configurations.containsKey(p.getCoordinates())) {
            configurations.get(p.getCoordinates()).add(q);
        } else {
            p.add(q);
            configurations.put(p.getCoordinates(), p);
        }

        return;
    }

    /*
    * (non-Javadoc)
    *
    * @see java.lang.Object#toString()
    */
    public String toString() {
        String ret = "\n Configuration Store
Contents:\n-----\n";
        for (Configuration c : configurations.values()) {
            if (c != null) {
                ret += c.toFilename() + "\n";
                ret += c.readingsToString();
            }
        }
        return ret;
    }

    /**
    * Prints the accumulated {@link Configuration} objects to files after
    * sorting them. Deletes those which have already been written.
    *
    * @param outputPath
    *         the output path
    */
    public void writeFiles(String outputPath) {
        // copy configurations into array
        Configuration[] configs = new Configuration[configurations.size()];
        for (int i = 0; i < configurations.values().toArray().length; i++)
            configs[i] = (Configuration) configurations.values().toArray()[i];

        // sort configuration array
        Arrays.sort(configs);

        System.out.println("Ready to write " + configs.length + " files.");

        for (Configuration c : configs) {

            // Console output for user
            System.out.println("Creating " + c.toFilename() + " ...");

            try {
                // Create file
                FileWriter fstream = new FileWriter("" + outputPath
                    + c.toFilename());
            }
        }
    }

```

```

        BufferedWriter out = new BufferedWriter(fstream);

        out.write(c.readingsToString());

        // Close the output stream
        out.close();

        Main.writtenConfigurationFiles++;

        // Delete the Configuration c to release memory
        configurations.put(c.getCoordinates(), null);

    } catch (Exception e) {
        System.err.println("Error: " + e.getMessage());
    }

    }

}

```

Configuration Extractor: „CoordinateSet.java“

```

/**
 * Represents a set of the 4 coordinates: a, b, m, n. An SPConfiguration has the
 * values m == n == 0.
 */
public class CoordinateSet implements Comparable<CoordinateSet> {

    private int a, b, m, n;

    /**
     * Instantiates a new coordinate set.
     *
     * @param a
     *         the a coordinate
     * @param b
     *         the b coordinate
     * @param m
     *         the m coordinate
     * @param n
     *         the n coordinate
     */
    public CoordinateSet(int a, int b, int m, int n) {
        this.a = a;
        this.b = b;
        this.m = m;
        this.n = n;
    }

    /**
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Comparable#compareTo(java.lang.Object)
     */
    @Override
    public int compareTo(CoordinateSet o) {
        // aufrufer kleiner -1
        if (a == o.a && b == o.b && m == o.m && n == o.n)
            return 0;
    }
}

```

```

        else if (a < o.a || a == o.a && b < o.b || a == o.a && b == o.b
                && m < o.m || a == o.a && b == o.b && m == o.m && n <
o.n)
            return -1;
        else
            return 1;
    }

    /*
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Object#equals(java.lang.Object)
     */
    @Override
    public boolean equals(Object obj) {
        if (this == obj)
            return true;
        if (obj == null)
            return false;
        CoordinateSet other = (CoordinateSet) obj;
        if (a != other.a)
            return false;
        if (b != other.b)
            return false;
        if (m != other.m)
            return false;
        if (n != other.n)
            return false;
        return true;
    }

    /*
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Object#hashCode()
     */
    @Override
    public int hashCode() {
        final int prime = 31;
        int result = 1;
        result = prime * result + a;
        result = prime * result + b;
        result = prime * result + m;
        result = prime * result + n;
        return result;
    }

    /*
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Object#toString()
     */
    @Override
    public String toString() {
        char s = '_';
        if (m + n == 0)
            return "" + a + s + b + ".dat";
        else
            return "" + a + s + b + s + m + s + n + ".dat";
    }
}

```



```
}
```

Configuration Extractor: „Parser.java“

```
import java.io.BufferedReader;
import java.io.DataInputStream;
import java.io.File;
import java.io.FileInputStream;
import java.io.IOException;
import java.io.InputStreamReader;

/**
 * Reads in all files from the input directory, analyzes their filenames, and
 * parses them.
 */
public abstract class Parser {

    /** The string used by the GeoMon device to separate two values */
    private String strSeparator = "  0  ";

    private String inputPath;

    public final String fs = File.separator;

    /**
     * Instantiates a new parser and begins parsing.
     *
     * @param programPath
     *        the program path
     */
    public Parser() {
        inputPath = Main.programPath + "input" + fs;

        System.out.println("Parser initialized. Parsing at " + inputPath);

        parse();

        System.out.println("Parsing complete. Writing to files.");
    }

    /**
     * Analyzes the information contained in the filename and returns it in a
     * short array.
     *
     * @param filename
     *        the filename
     * @return the short[] filled with date information
     *
     *      fragments[0] = y fragments[1] = month fragments[2] = d
     *      fragments[3] = h fragments[4] = min
     */
    public short[] analyzeFilename(String filename) {

        short[] fragments = new short[10];

        // e.g. Rindberg Res2DInv 02-08-2002 16-43-41.dat
        String[] filenameFragments = filename.split(" ");
        String[] dateFragments = filenameFragments[2].split("-");
        String[] timeFragments = filenameFragments[3].split("-");
```

```

        fragments[0] = (short) Integer.parseInt(dateFragments[2]);
        fragments[1] = (short) Integer.parseInt(dateFragments[1]);
        fragments[2] = (short) Integer.parseInt(dateFragments[0]);
        fragments[3] = (short) Integer.parseInt(timeFragments[0]);
        fragments[4] = (short) Integer.parseInt(timeFragments[1]);
        // attention: seconds are not parsed as this is not necessary

        return fragments;
    }

    /**
     * Parses the input directory, reads every file line after line and calls
     * for each line which contains reading information the method
     * processLineFragments.
     */
    public void parse() {

        // verzeichnis oeffnen und dateinamen merken
        File directory = new File(inputPath);
        File files[] = directory.listFiles();

        for (File f : files) {

            String filename = f.getName();

            System.out.println("Processing " + filename + " ...");

            short[] filenameInfo = analyzeFilename(filename);

            try {
                // Open the file
                FileInputStream fstream = new FileInputStream(f);

                // Get the object of DataInputStream
                DataInputStream in = new DataInputStream(fstream);
                BufferedReader br = new BufferedReader(
                    new InputStreamReader(in));

                String strLine;

                // Read File Line By Line
                while ((strLine = br.readLine()) != null) {

                    String[] fragments;

                    // if line has reading data (as opposed to meta
data in the
                    // header)
                    if (strLine.contains(strSeparator)) {
                        // process line
                        fragments = strLine.split(strSeparator);

                        // distinguish for SP/Res
                        processLineFragments(fragments, filename-
Info);
                    }
                }

                // Close the input stream
                in.close();
            }
        }
    }

```

```

        } catch (IOException e) { // Catch exception if any occurs
            System.err.println("Error_in_Parser: " + e.getMessage()
                               + e.getStackTrace());
        }
    }

}

/**
 * Processes the fragments of one line and returns the respective
 * Configuration.
 *
 * @param fragments
 *         the fragments of the sentence
 * @param filenameInfo
 *         the info contained in the filename
 * @throws Exception
 *         the exception
 */
public abstract void processLineFragments(String[] fragments,
                                           short[] filenameInfo);
}

```

Configuration Extractor: „Reading.java“

```

import java.io.ByteArrayOutputStream;
import java.io.PrintStream;
import java.text.DecimalFormat;
import java.util.Locale;

/**
 * Represents a reading containing a date and a reading value.
 */
public class Reading implements Comparable<Reading> {

    short y;
    byte month, d, h, min;
    double v;

    /**
     * Instantiates a new reading.
     *
     * @param y
     *         the year
     * @param month
     *         the month
     * @param d
     *         the day
     * @param h
     *         the hour
     * @param min
     *         the minute
     * @param v
     *         the value of the reading
     */
    public Reading(short y, byte month, byte d, byte h, byte min, double v) {
        this.y = y;
        this.month = month;
        this.d = d;
    }
}

```

```

        this.h = h;
        this.min = min;
        this.v = v;
    }

    /*
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Comparable#compareTo(java.lang.Object)
     */
    public int compareTo(Reading r) {
        // calculate the number of minutes represented by the date
        int numDate = min + h * 60 + d * 1440 + month * 44640 + y * 16338240;
        int rNumDate = r.min + r.h * 60 + r.d * 1440 + r.month * 44640 + r.y
            * 16338240;

        if (numDate < rNumDate)
            return -1;
        else if (numDate == rNumDate)
            return 0;
        else
            return 1;
    }

    /*
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see java.lang.Object#toString()
     */
    public String toString() {
        // set dot as decimal separator
        Locale.setDefault(Locale.ENGLISH);

        // format value v
        ByteArrayOutputStream baos = new ByteArrayOutputStream();
        PrintStream ps = new PrintStream(baos);
        ps.printf("%14.5f", v);
        String fmtV = baos.toString();

        // define the format pattern for month/day and year
        String fmt2 = "00";
        String fmt4 = "0000";

        // create a DecimalFormat instance for this format
        DecimalFormat df2 = new DecimalFormat(fmt2);
        DecimalFormat df4 = new DecimalFormat(fmt4);

        // create Strings from the date values
        String fmtD = df2.format(d);
        String fmtMonth = df2.format(month);
        String fmtY = df4.format(y);
        String fmtH = df2.format(h);
        String fmtMin = df2.format(min);

        char s = ' ';
        char h = '-';

        // find out native line separator
        String ls = System.getProperty("line.separator");

```

```

        return s + fmtD + h + fmtMonth + h + fmtY + s + fmtH + ':' + fmtMin + s
               + fmtV + ls;
    }
}

```

Configuration Extractor: „Rparser.java“

```

/**
 * The Class RParser implements the mode (Res2DInv) specific methods used to
 * parse the input files.
 */
public class RParser extends Parser {

    /**
     * Instantiates a new RParser. Calls the supertype's constructor.
     */
    public RParser() {
        super();
    }

    /**
     * (non-Javadoc)
     * @see Parser#processLineFragments(java.lang.String[], short[])
     */
    public void processLineFragments(String[] fragments, short[] filenameInfo) {
        // "4 " signifies the measuring mode of the GeoMon device
        if (fragments[0].contains("4 ")) {

            fragments[0] = fragments[0].substring(2); // delete "4 " or " "

            short a, b, m, n;
            double r;

            a = Short.parseShort(fragments[0]);
            b = Short.parseShort(fragments[1]);
            m = Short.parseShort(fragments[2]);
            n = Short.parseShort(fragments[3]);
            r = Double.parseDouble(fragments[4]);

            // y = filenameInfo[2];
            // month = filenameInfo[1];
            // d = filenameInfo[0];
            // h = filenameInfo[3];
            // min = filenameInfo[4];
            Configuration p = new Configuration(a, b, m, n);

            Reading q = new Reading(filenameInfo[0], (byte) filenameInfo[1],
                                   (byte) filenameInfo[2], (byte) filenameInfo[3],
                                   (byte) filenameInfo[4], r);

            Main.confStore.offer(p, q);

        }
    }
}

```

Configuration Extractor: „Sparser.java“

```

/**
 * The Class SParser implements the mode (Eigenpotential) specific methods used

```

```

    * to parse the input files.
    */
public class SParser extends Parser {

    /**
     * Instantiates a new SParser. Calls the supertype's constructor.
     */
    public SParser() {
        super();
    }

    /**
     * (non-Javadoc)
     *
     * @see Parser#processLineFragments(java.lang.String[], short[])
     */
    public void processLineFragments(String[] fragments, short[] filenameInfo) {

        if (fragments[0].contains(" ")) {

            fragments[0] = fragments[0].substring(2);

            short a, b;
            double r;

            a = Short.parseShort(fragments[0]);
            b = Short.parseShort(fragments[1]);
            r = Double.parseDouble(fragments[2]);

            // y = filenameInfo[2];
            // month = filenameInfo[1];
            // d = filenameInfo[0];
            // h = filenameInfo[3];
            // min = filenameInfo[4];
            Configuration p = new Configuration(a, b);
            Reading q = new Reading(filenameInfo[0], (byte) filenameInfo[1],
                                   (byte) filenameInfo[2], (byte) filenameInfo[3],
                                   (byte) filenameInfo[4], r);

            Main.confStore.offer(p, q);

        }

    }

}

```

IPCheckSorter: „Main.java“

```

import java.io.File;

public class Main {

    public static int filesWritten;

    public static String programPath;

    public static void main(String[] args) {

        String fs = File.separator;
    }

}

```

```

        System.out.print("Hello!\nEnter the path of" + " the program folder "
            + "(e. g. 'D:' + fs + "IPCheckSorter" + fs + "')\n");

        // NACH ENTWICKLUNG
        // programPath = s.next();

        // NUR WAEHREND ENTWICKLUNG
        // LINUX
        // programPath = "/home/galaxy/Interessen/Programmieren/Eclipse/IP-
CheckSorter/";

        // WINDOWS
        programPath = "D:" + fs + "IPCheckSorter" + fs;

        new FileHandler();

        System.out.println("\n"+filesWritten + " files written.\nGoodbye.");
    }
}

```

IPCheckSorter: „Reading.java“

```

import java.io.ByteArrayOutputStream;
import java.io.PrintStream;
import java.text.SimpleDateFormat;
import java.util.Date;
import java.util.Locale;

public class Reading implements Comparable<Reading> {

    private Date d;
    private double v;

    public Reading(Date d, double v) {
        this.d = d;
        this.v = v;
    }

    protected Date getDate() {
        return d;
    }

    public int compareTo(Reading other) {
        return this.getDate().compareTo(other.getDate());
    }

    public String toString() {
        SimpleDateFormat formatter = new SimpleDateFormat("dd-MM-yyyy HH:mm");

        ByteArrayOutputStream baos = new ByteArrayOutputStream();
        PrintStream ps = new PrintStream(baos);

        ps.print(formatter.format(d));
        String dStr = baos.toString();

        // set dot as decimal separator
        Locale.setDefault(Locale.ENGLISH);

        baos = new ByteArrayOutputStream();
    }
}

```

```

        ps = new PrintStream(baos);

        // format value v
        ps.printf("%14.5f", v);
        String vStr = baos.toString();

        return dStr + "\t" + vStr;
    }

    @Override
    public int hashCode() {
        final int prime = 31;
        int result = 1;
        result = prime * result + ((d == null) ? 0 : d.hashCode());
        return result;
    }

    @Override
    public boolean equals(Object obj) {
        if (this == obj)
            return true;
        if (obj == null)
            return false;
        if (getClass() != obj.getClass())
            return false;
        Reading other = (Reading) obj;
        if (d == null) {
            if (other.d != null)
                return false;
        } else if (!d.equals(other.d))
            return false;
        return true;
    }
}

```

IPCheckSorter: „FileHandler.java“

```

import java.io.BufferedReader;
import java.io.BufferedWriter;
import java.io.ByteArrayOutputStream;
import java.io.DataInputStream;
import java.io.File;
import java.io.FileInputStream;
import java.io.FileWriter;
import java.io.IOException;
import java.io.InputStreamReader;
import java.io.PrintStream;
import java.text.ParseException;
import java.text.SimpleDateFormat;
import java.util.ArrayList;
import java.util.Arrays;
import java.util.Collections;
import java.util.Date;

public class FileHandler {

    private String inputPath;
    private String outputPath;

```



```

private String dateInputPath;

private ArrayList<Date> refDates = new ArrayList<Date>();
private ArrayList<Reading> readings = new ArrayList<Reading>();

private FileWriter fOutputStream;
private FileInputStream fStream;
private DataInputStream inStream;
private BufferedReader inBuffer;
private BufferedWriter outBuffer;

public final String ls = System.getProperty("line.separator");

public final String fs = File.separator;

public FileHandler() {
    dateInputPath = Main.programPath + "dateInput" + fs;
    inputPath = Main.programPath + "input" + fs;
    outputPath = Main.programPath + "output" + fs;

    parseRefDates();

    System.out.println("Dates parsed.");

    System.out.println("Parsing reading input. Sorting and writing.");

    parseReadingFiles();

}

private void parseRefDates() {

    File directory = new File(dateInputPath);
    File files[] = directory.listFiles();

    File f = files[0];

    try {
        // Open the date file
        fStream = new FileInputStream(f);

        // Get the object of DataInputStream
        inStream = new DataInputStream(fStream);
        inBuffer = new BufferedReader(new InputStreamReader(inStream));

        String strLine;

        // Read Relevant Date File Line By Line
        while ((strLine = inBuffer.readLine()) != null) {

            strLine = strLine.trim();
            String[] frags = strLine.split("\t");
            String dateStr = frags[0];

            Date refDate = ConvertToDate(dateStr);

            if (!refDates.contains(refDate))
                refDates.add(refDate);
        }
    }
}

```

```

        }

        inStream.close();

    } catch (IOException e) {
        System.err.println("parseIntervalFiles " + e.getMessage()
            + e.getStackTrace());
    }

    Collections.sort(refDates);
}

private Date ConvertToDate(String dateString) {

    SimpleDateFormat dateFormat = new SimpleDateFormat("dd-MM-yyyy hh:mm");

    Date convertedDate = new Date();

    try {

        convertedDate = dateFormat.parse(dateString);

    } catch (ParseException e) {

        System.err.println("ConvertToDate " + e.getMessage()
            + e.getStackTrace());

    }

    return convertedDate;
}

private void parseReadingFiles() {

    File directory = new File(inputPath);
    File files[] = directory.listFiles();

    for (File f : files) {
        readings = new ArrayList<Reading>();

        String filename = f.getName();

        try {
            FileInputStream fstream = new FileInputStream(f);
            DataInputStream in = new DataInputStream(fstream);
            BufferedReader br = new BufferedReader(
                new InputStreamReader(in));

            String strLine = "";

            // Read Readings Line By Line
            while ((strLine = br.readLine()) != null) {

                strLine = strLine.trim();
                String[] frags = strLine.split("\t");
                String dateStr = frags[0];
                String valStr = frags[1];

                Date d = ConvertToDate(dateStr);
                double v = Double.valueOf(valStr);
            }
        }
    }
}

```

```

        Reading r = new Reading(d, v);

        if (!readings.contains(r))
            readings.add(r);

    }

    // sort lines array
    Collections.sort(readings);

    // Close the input stream
    in.close();

    writeToFile(filename);

    // System.out.println(debugMsg());

    } catch (IOException e) { // Catch exception if any occurs
        System.err.println("Error_in_Parser: " + e.getMessage()
            + e.getStackTrace());
    }

}

}

public String debugMsg() {
    String ret = "Intervals =====" + ls;
    for (Date d : refDates)
        ret += formatDate(d) + ls;

    ret += "Readings =====" + ls;
    for (Reading r : readings)
        ret += r.toString() + ls;

    ret += "===== " + ls;

    return ret;
}

public void writeToFile(String filename) {
    // write File

    Main.filesWritten++;
    System.out.print("|");

    try {
        // Create file
        fOutputStream = new FileWriter("'" + outputPath + filename);

        outBuffer = new BufferedWriter(fOutputStream);

        int i = 0;
        int j = 0;
        boolean first = true;

```

```

while (i < refDates.size() || j < readings.size()) {
    Date r = readings.get(j).getDate();
    Date start = refDates.get(i);
    Date end;
    if (i == refDates.size() - 1)
        end = new Date();
    else
        end = refDates.get(i + 1);

    if ((r.after(start) || r.equals(start)) && r.before(end))
{
    readings.get(j).toString());

    outBuffer.append("\t" +

    if (j == readings.size() - 1) {
        outBuffer.append(1s);
        break;
    } else {
        j++;
        if (first)
            outBuffer.append(formatDate(refDa-
tes.get(i)));
    }

    first = false;
} else if (r.before(start)) {

    if (j == readings.size() - 1) {
        outBuffer.append(1s);
        break;
    } else
        j++;

    first = false;
} else if (r.after(end)) {

    outBuffer.append(1s);
    // System.out.print(1s + formatDate(r) + ".after "
    // + formatDate(end) + 1s);

    if (i == refDates.size() - 1) {
        outBuffer.append(1s);
        break;
    } else {

        if (first)
            outBuffer.append(formatDate(refDa-
tes.get(i)) + 1s);

        outBuffer.append(formatDate(refDates.get(i
+ 1)));

        i++;
    }

    first = false;
}
}

outBuffer.close();

```

```

        } catch (Exception e) {
            System.err.println("parseReadingFiles " + e.getMessage()
                               + e.getStackTrace());
        }
    }

    private void removeDuplicates() {
        for (int i = 0; i < refDates.size() - 1; i++)
            if (refDates.get(i).equals(refDates.get(i + 1)))
                refDates.remove(i + 1);

        for (int i = 0; i < readings.size() - 1; i++)
            if (readings.get(i).equals(readings.get(i + 1)))
                readings.remove(i + 1);
    }

    private String formatDate(Date d) {
        SimpleDateFormat formatter = new SimpleDateFormat("dd-MM-yyyy HH:mm");

        ByteArrayOutputStream baos = new ByteArrayOutputStream();
        PrintStream ps = new PrintStream(baos);

        ps.print(formatter.format(d));
        return baos.toString();
    }
}

```

Configuration Selector: „ConfigurationSelector.java“

```

import java.io.*;
import java.util.Scanner;

public class ConfigurationSelector {
    public static void main(String[] args) throws FileNotFoundException {

        // !!!
        String suffix = ""; // hier zB ".dat" definieren

        // Ermittle Pfad des Programmverzeichnis
        Scanner s = new Scanner(System.in);
        System.out.print("Please enter the path of"
                        + " the ConfigurationSelector folder "
                        + "(e. g. \"D:/ConfigurationSelector/\")\n");
        String programPath = s.next();

        // Definiere die Verzeichnisnamen der outputs
        String fs = File.separator;
        String wannerPath = programPath + "output" + fs + "wanner" + fs;
        String schlumbergerPath = programPath + "output" + fs + "schlumberger"
                                   + fs;
        String neitherPath = programPath + "output" + fs + "neither" + fs;
        String inputPath = programPath + "input" + fs;

        // Der Ordner in dem sich die inputdateien befinden.
        File o = new File(inputPath);
    }
}

```

```

System.out.println("Looking for " + inputPath + " ...");

// Inhalt von "o" in das Array "files" einlesen
File[] files = o.listFiles();

// ich betrachte jede datei einzeln
for (int i = 0; i < files.length; i++) {
    File tempFile = files[i];

    String name = tempFile.toString();

    String[] result = name.split("_");

    // der erste eintrag enthaelt auch den pfad und braucht eine
    // sonderbehandlung
    String[] firstEntrySplit = result[0].split("/");
    result[0] = firstEntrySplit[firstEntrySplit.length - 1];

    // ich merke mir Platzierung der Elektroden und Sonden
    long a = Integer.parseInt(result[0]);
    long b = Integer.parseInt(result[1]);
    long m = Integer.parseInt(result[2]);
    long n = Integer.parseInt(result[3]);

    // ich speichere gesamtbreite und distanz der sonden in varia-
    blen

    long width = b - a;
    long probeDistance = n - m;

    // wenn das wennerkriterium erfuehlt ist
    if (m == (a + width / 3) && (n == b - width / 3)) {
        System.out.println("Wenner criterium: " + name);

        // kopiere in ordner wenner
        try {
            File renamedFile = new File(wennerPath + tempFi-
le.getName()
                                + suffix);
            tempFile.renameTo(renamedFile);
        } catch (Exception e) {
            e.printStackTrace();
        }

        // wenn das schlumbergerkriterium erfuehlt ist
    } else if ((m - a >= probeDistance) && (m - a == b - n)) {
        System.out.println("Schlumberger criterium: " + name);

        // kopiere in ordner schlumberger
        try {
            File renamedFile = new File(schlumbergerPath
                                + tempFile.getName() + suffix);
            tempFile.renameTo(renamedFile);
        } catch (Exception e) {
            e.printStackTrace();
        }

    } else {
        System.out.println("No criterium: " + name);

        try {

```

```

        File renamedFile = new File(neitherPath
                                     + tempFile.getName() + suffix);
        tempFile.renameTo(renamedFile);
    } catch (Exception e) {
        e.printStackTrace();
    }
}
}
}
}
}

```

Lebenslauf

Anna Zöchbauer

geboren am 14. November 1987 in Linz

Adresse: Veitingergasse 53/12, 1130 Wien

E-mail: anna.zoechbauer@gmx.at

Ausbildung

1994–1998: Volksschule Ulrichsberg

1998–2002: BRG Rohrbach

2002–2006: Adalbert Stifter Gymnasium Linz, Schwerpunkt Musikerziehung

2006–2008: Diplomstudium Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, 1. Studienabschnitt

seit 2008: Diplomstudium Geophysik, Universität Wien, 2. Studienabschnitt

Berufserfahrung

Geringfügige Beschäftigung im Kardinal König Bildungshaus als Rezeptionistin, seit Oktober 2006

Ferialpraktikum bei der RAG Wien, Juli 2009

Mitarbeit bei diversen Erschütterungsmessungen für Steinhauser Erschütterungsschutz, 2008-2009

Mitarbeit bei Erschütterungsmessungen des AIT, April 2011

Mithilfe bei geophysikalischen Tagungen an der GBA, September und Dezember 2011

Ferialpraktikum an der GBA, Juli und August 2012

Kenntnisse

Fremdsprachen: Englisch, Russisch, Französisch

EDV-Kenntnisse: Betriebssysteme Microsoft Windows, Linux

Programmierkenntnisse in Java, Matlab, Fortran 77

Anwenderkenntnisse in Golden Software Grapher und Surfer

Sonstiges: Sprengbefugnis