

Volker Reinprecht, BSc

**Untersuchung chemischer Verwitterungsprozesse und deren
Auswirkungen auf Massenbewegungen am Beispiel der
Rutschung Stadtschlaining (Burgenland, Österreich)**

MASTERARBEIT

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

Masterstudium Erdwissenschaften

eingereicht an der

Technischen Universität Graz

Betreuer

Dr. rer. nat. M.Sc. Andre Baldermann
Univ.-Prof. Dipl.-Min. Dr. rer. nat Martin Dietzel

Institut für Angewandte Geowissenschaften
Technische Universität Graz

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Das in TUGRAZonline hochgeladene Textdokument ist mit der vorliegenden Masterarbeit identisch.

Datum

Unterschrift

Danksagung

Die vorliegende Arbeit und das untersuchte Fallbeispiel sind eine thematische Rückkehr an den Ausgangspunkt meiner ingenieurgeologischen Tätigkeit, die mit der Rutschung in Stadtschlaining ihren Anlauf nahm und sich seither beständig mit der Problematik von Massenbewegungen in pelitischen Lockergesteinen beschäftigt. Sie markiert damit den Höhepunkt einer nunmehr fast zehnjährigen beruflichen und akademischen Entwicklung. Ich möchte mich daher eingangs bei allen Personen bedanken, die mich auf diesem Weg in konstruktiver Weise begleitet haben – DANKE. Am Gelingen der vorliegenden Arbeit hatten einige Personen jedoch besonderen Anteil, denen ich im Folgenden gesondert Danken möchte.

Zuallererst möchte ich mich herzlichst bei Dr. Andre Baldermann bedanken, der die Arbeit durch seine zahlreichen Anregungen und die fachliche Unterstützung vom ursprünglichen Konzept bis hin zur Endfassung maßgeblich geprägt hat. Ich danke auch Prof. Martin Dietzel, dessen Unterstützung und Vertrauen diese Arbeit letztlich ermöglichte. Mein Dank gilt ebenso Prof. Dietmar Klammer, der einen wesentlichen Beitrag zur Konzeption und dem Zustandekommen dieses Projektes leistete.

Des Weiteren möchte ich mich bei allen Mitarbeitern am Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Graz bedanken, insbesondere Sylvia Perchthold, Ing. Judith Jernej und Andrea Wolf für die Unterstützung bei den hydrochemischen und geochemischen Analysen. Weiterer Dank geht auch an Herrn Dr. Patrick Grunert für die Unterstützung bei den Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Frau Dr. Beata Knaak vom Amt der Burgenländischen Landesregierung, die das Projekt von Anfang an unermüdlich unterstützte und die detaillierten Analysen durch die Bereitstellung der Kernbohrungen erst umsetzbar machte. Danke für das Vertrauen und die tatkräftige Unterstützung!

Danke an den Abwasserverband Leibnitz für die fachliche und technische Unterstützung, die Möglichkeit, das umfassende Untersuchungsmaterial zwischenzulagern und den Einsatz, auch außerhalb der üblichen Dienstzeiten.

Der größte Dank gebührt meiner Familie, deren Rückhalt und Unterstützung mich während des gesamten Studiums und darüber hinaus in allen Lebenslagen begleitet.

Abstract

Landslides behave as dynamic systems, controlled by the continuous interaction with the prevalent environmental conditions. These mechanisms comprise mechanical actions, such as varying pore-pressures or changes of the hillslope morphology, as well as chemical weathering and alteration processes, which affect the material behavior in a fundamental way. Integral studies of mass movements, considering the influence and the interplay of geotechnical, hydrological, mineralogical and geochemical influences, are currently reserved for special cases with extended monitoring programs and high economic risk.

The landslide at the public road L240 at Stadtschlaining (Burgenland, Austria) serves as a case study to analyze the impact of weathering and alteration processes on the stability of hillslopes made of pelitic sediments and to establish a conceptual process-framework for the interpretation of these processes in the context of mass movements. The litho-stratigraphic succession is composed of a sequence of clays and silts deposited on the greenschists of the Rechnitz Window. The sequence is periodically interrupted by a series of highly permeable beds of iron-oxides. The detailed characterization of the sediments at the site enabled a reconstruction of the depositional history and revealed the source for iron oxide layers as transported and reworked greenschist weathering products. Mineralogical and geochemical results from the contact zones between the clays and the iron-oxides show a continuous increase of the weathering intensity, expressed by the ongoing formation of secondary clay minerals (kaolinite, smectite) and the precipitation of iron-hydroxides. The hydrochemistry of the waters from the landslide drainage and the soil-solution suggests an active exchange between the clay-matrix and the percolating waters, which affects the soil mineralogy by long-term weathering reactions as well as the material behavior through alteration by ion-exchange-reactions. Based on the established process-framework, environmental factors and human influences on the stability and the deformation behavior of landslides are discussed. The results show that the interaction of mechanical and chemical influences plays a crucial role in the formation of zones of structural weakness. The process-framework serves therefore as a key for the understanding of physical-chemical interactions in relation to the behavior of landslides in pelitic sediments.

Kurzfassung

Massenbewegungen sind dynamische Modellsysteme, deren Verhalten durch die fortschreitende Interaktion mit den herrschenden Umweltbedingungen kontrolliert wird. Diese Mechanismen umfassen sowohl mechanische Einwirkungen (Variationen der Porenwasserdruckverhältnisse, Änderungen der Hangmorphologie), als auch chemische Verwitterungs- und Alterationsprozesse, die das Materialverhalten auf fundamentale Weise beeinflussen. Integrale Betrachtungen geotechnischer, hydrologischer, mineralogischer und geochemischer Wechselwirkungen und deren gemeinsamen Einfluss auf Massenbewegungen an geeigneten Fallbeispielen sind derzeit rar und vorrangig Spezialfällen mit erweiterten Beobachtungsprogrammen oder hohem Schadenspotential vorbehalten.

Am Beispiel einer Rutschung an der Landesstraße L240 bei Stadtschlaining (Burgenland, Österreich) wird in dieser Arbeit der Einfluss von Verwitterungs- und Alterationsprozessen auf die Hangstabilität pelitischer Sedimente herausgearbeitet und ein konzeptionelles Prozessmodell für Massenbewegungen erstellt. Die lithostratigraphische Abfolge umfasst eine Wechsellagerung hochreaktiver Tone und Silte mit zyklisch eingelagerten, hochpermeablen Eisenoxidhorizonten, die über den Grünschiefern des Rechnitzer Fensters abgelagert wurden. Die detaillierte Charakterisierung der Sedimente im Bereich der Massenbewegung ermöglichte eine Rekonstruktion der sedimentären Entwicklung, sowie eine Erklärung für die massiven Fe-Anreicherungen als mehrfach umgelagerte Verwitterungsprodukte der Grünschiefer. Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den Kontaktzonen zwischen den Tonen und den Eisenoxidlagen zeigten eine kontinuierliche Zunahme der Verwitterungsintensität, die sich durch rezent ablaufende Anreicherung von sekundären Tonmineralen (Kaolinit, Smektit), sowie die Präzipitation von Eisenhydroxiden abzeichnet. Hydrochemische Analysen der Sickerwasserführungen und der Porenlösung zeigen aktive Wechselwirkungen zwischen der Tonmatrix und den anthropogen belasteten Wässern im Untergrund, die sowohl den Mineralbestand als auch das Materialverhalten durch langfristig ablaufende Verwitterungsreaktionen und Ionentausch steuern. Auf Basis des entwickelten Prozessmodells werden äußere Umweltfaktoren von anthropogenen Modifikationen abgegrenzt und deren Auswirkungen auf die Stabilität und die Bewegungsphasen von Massenbewegungen diskutiert. Dabei zeigt sich eine enge Verzahnung zwischen mechanischen und chemischen Einflüssen auf die Ausbildung und das Verhalten struktureller Schwächezonen im Untergrund. Damit stellt das Prozessmodell einen Schlüssel zum Verständnis physikalisch-chemischer Wechselwirkungen in Hinblick auf das Verhalten von Hangbewegungen in pelitischen Sedimenten dar.

Abkürzungen und Einheiten

Einheiten und Symbole

[] Molare Konzentrationen (mmol/l)
a[x] Aktivität (a) der gelösten Species (x)
2θ Ablenkungswinkel der Röntgenstrahlung
EC <i>Electric Conductivity</i> , elektrische Leitfähigkeit bei Referenztemperatur von 25 °C in ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
mol. % Molprozent; Quotient aus der Stoffmenge eines Stoffes zu der Summe aller Stoffmengen
rpm engl. <i>revolutions per minute</i> , Umdrehungen per Minute
wt. % Gewichtsprozent

Mineralogie

Co-K α Kobaltstrahlung
Cu-K α Kupferstrahlung
MIF Mineral Intensity Factor

Mineralkürzel

Act Aktinolith
Alb Albit
An Anorthit
Ana Anatas
Chl Chlorit
Ep Epidot
Goe Goethit
Hem Hämatit
Jar Jarosit
Kaol Kaolinit
Lep Lepidokrokit
Mont Montmorillonit
Ms Muskovit
Ort Orthoklas
Qtz Quarz
Tit Titanit

Methoden

ICP-OES „ <i>inductively coupled plasma optical emission spectroscopy</i> “, „optische Emissionsspektroskopie mittels induktiv gekoppelten Plasmas“
Milli-Q Reinstwasser Typ 1 nach ÖNORM ISO 3696; Wasseraufbereitungssystem der Fa. Merck Millipore.
RDA Röntgendiffraktometeranalyse
RFA Röntgenfluoreszenzanalyse
REM Rasterelektronenmikroskopie

Bodenmechanische Parameter

ϕ' Reibungswinkel ($^{\circ}$)
ϕ_r Restreibungswinkel ($^{\circ}$)
c Kohäsion (kN/m^2)
cu undrainierte Kohäsion (kN/m^2)

Chemie und Geochemie

A-CN-K Al_2O_3 -CaO+Na ₂ O-K ₂ O-System (<i>Nesbitt & Young, 1984</i>)
A-CN-K-FM Al_2O_3 -CaO+Na ₂ O+K ₂ O-Fe ₂ O ₃ +MgO-System (<i>Nesbitt & Young, 1989</i>)
Bases:R ₂ O ₃	.. Molare Verhältnisse von: (K ₂ O+Na ₂ O+CaO+MgO): (Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ +TiO ₂) nach <i>Colman (1982)</i>
LOI „ <i>loss on ignition</i> “; <i>Glühverlust beim Erhitzen auf 1050 °C für 1 Stunde</i>
SAF SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃ -System (Gewichtsverhältnisse) nach <i>Schellmann (1981)</i>
SAR „ <i>sodium adsorption ratio</i> “; $\text{SAR} = [\text{Na}^+] / \sqrt{([\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}])}$
CIA Verwitterungsindex (engl. <i>Chemical Index of Alteration</i>); Molare Verhältnisse von: $[\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ nach <i>Nesbitt & Young (1982)</i>

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Untersuchungsgebiet	4
2.1	Regionalgeologische Entwicklung	4
2.2	Hydrogeologie und Hydrochemie	9
2.3	Stand der Untersuchungen	11
3	Methodik	15
3.1	Geologisch-petrographischer Analysenteil	15
3.1.1	Geländearbeit und GIS-Kartierung	15
3.1.2	Probenentnahme und petrographische Gesteinsbeschreibung.....	15
3.2	Mineralogischer Teil	17
3.2.1	Gesamtmineralogie	17
3.2.2	Tonmineralogie	17
3.2.3	Rasterelektronenmikroskopie	18
3.2.4	Mineralquantifizierung	18
3.3	Geochemisch – hydrochemischer Teil.....	19
3.3.1	Geochemische Charakterisierung	19
3.3.2	Hydrochemische Charakterisierung.....	20
4	Ergebnisse	22
4.1	GIS-Kartierung und Geländearbeit	22
4.2	Makroskopische petrographische Beschreibung	25
4.2.1	Abschnittsübersicht und Kurzcharakteristik	25
4.2.2	Einheit I – Deckschichten (Feinsand/Silt-Ablagerungen)	26
4.2.3	Einheit II – Rutschmasse (Ton/Silt-Wechsellagen, entfestigt)	26
4.2.4	Einheit III – Ton/Silt/Feinsand-Wechsellagen, verfestigt	27
4.2.5	Einheit IV - Eisenoxide und Eisenhydroxide	28
4.2.6	Einheit V - Grünschiefer	29
4.3	Mikrostrukturelle Untersuchung.....	30
4.4	Mineralogie und Geochemie.....	31
4.4.1	Einheit I bis III - Ton / Silt Ablagerungen.....	31
4.4.2	Einheit IV - Eisenoxide und Eisenhydroxide	33
4.4.3	Einheit V - Grünschiefer	34

4.5	Hydrochemische Charakterisierung.....	35
5	Diskussion	37
5.1	Liefergebietsanalyse und Ablagerungsmodell	37
5.1.1	Differenzierung der Liefergebiete	37
5.1.2	Entstehung der Eisenoxide/hydrate	40
5.1.3	Paläogeographisches Ablagerungsmodell.....	42
5.2	Verwitterungs- und Alterationsmechanismen	44
5.2.1	Hydrochemie der Drainagewässer	44
5.2.2	Verwitterung und Mineralneubildung	47
5.2.3	Alterationsprozesse.....	48
5.3	Physikalisch-chemisches Prozessmodell	52
5.3.1	Modellsystem und Prozessdynamik.....	52
5.3.2	Überregionale Bedeutung und Folgerungen für die Praxis	55
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	58
7	Literatur	60

1 Einleitung

Bei der ingenieurgeologischen Bearbeitung von Massenbewegungen stehen in der Regel mechanische Prozesse, wie Änderungen der Geländemorphologie oder Belastungsumlagerungen und deren Einflüsse auf das Materialverhalten im Fokus. Die Untersuchungen befassen sich daher vorrangig mit physikalischen Parametern, der Modellierung von Grundwasserströmungen und dem Einfluss von Spannungs- und Festigkeitsveränderungen (*Boley, 2012; Witt, 2008; Cornforth, 2005*). Chemische Verwitterungs- und Alterationsprozesse werden dabei nur in vereinzelt Sonderfällen berücksichtigt, obwohl derartige Wechselwirkungen das Systemverhalten von Massenbewegungen durch die Ausbildung von Schwächezonen oder die Beeinträchtigung des Materialverhaltens steuern können (*Heitfeld 1985; Veder & Hilbert, 1981; Bogaard et al., 2007; Calcaterra & Parise, 2010*).

Die Bandbreite der chemischen Interaktionsprozesse reicht von langfristig wirkenden Verwitterungsreaktionen, wie beispielsweise der inkongruenten Auflösung von Feldspäten unter Bildung von (Ton)mineralen (*Velde & Meunier 2008; Jasmund & Lagaly, 1993*), bis zu spontanen Alterationsprozessen durch Wechselwirkungen zwischen dem Mineralkörper und untersättigten bzw. übersättigten Porenfluiden (*Madsen, 1996; Essington, 2004*). Physikalisch-chemisch induzierte Massenbewegungen bilden daher dynamische Modellsysteme, die sensibel auf veränderte Umweltbedingungen reagieren (*Bogaard et al., 2007; Veder & Hilbert, 1981*).

Verwitterung und Tonmineralneubildung bewirken eine langfristig ablaufende, passive Konditionierung durch die damit verbundene Anreicherung reaktiver Tonminerale. Diese Anreicherungsgebiete stellen durch ihren geringen Scherwiderstand potentielle Schwächezonen dar, die als Bewegungshorizonte für spätere Massenbewegungen fungieren können. Bei der Untersuchung von Mineralumbildungs- und -neubildungsreaktionen im Bereich tektonischer Störungszonen stellte *Riedmüller (1978)* eine Anreicherung von Tonmineralen durch die Wechselwirkung der feinkörnigen, kataklastischen Gesteinsfragmente mit den Gebirgswasserführungen fest. Die Neubildung der Tonminerale erfolgte in abgestuften Reaktionszonen vom äußeren Rand zum Kern der Störung. Mit fortschreitender Ausprägung der Reaktionszonen wurde das Gesteinsgefüge geschwächt (erhöhte Zusammendrückbarkeit und verringerte Scherfestigkeit) und die Durchlässigkeit verringert. Das Materialverhalten der betroffenen Zonen wich damit

signifikant vom unbeeinflussten Gestein ab. Dagegen führen Abbauprozesse durch die selektive Lösung verwitterungssensibler Komponenten (Karbonate, Feldspäte) und gleichzeitige Abfuhr der Lösungsprodukte zur Anlage neuer Wasserwegigkeiten im Untergrund (*Faulkner et al., 2000; Kasanin-Grubin, 2013*). Die Initiierung von Massenbewegungen an derartig vorgeprägten Hängen erfolgt meist durch externe Einflüsse, wie gesteigerte Oberflächenerosion (*Trustrum & DeRose, 1988*), Geländeänderungen durch fluviatile Erosion (*Schelstraete, 2010*) oder im Rahmen von Bauvorhaben (*Frank & Rey, 1996; Steidl, 1991; Einsele & Gierer, 1976*).

Im Kontrast zum passiven Einfluss der Verwitterungsreaktionen üben Alterationsprozesse einen aktiven Einfluss auf das Materialverhalten aus. Insbesondere pelitische Lockergesteine mit einem hohen Anteil an aktiven (oft quellfähigen) Tonmineralen reagieren sensibel auf Änderungen des Porenfluid-Chemismus (*Müller-Vonmoos, 1993; Mitchell, 1993*). Die Tonmineral-Fluid-Interaktion beeinflusst u.a. die Scherfestigkeit (*Madsen, 1996; Anson & Hawkins, 1998; Zhang et al; 2014*), sowie die Aggregatstabilität und die Durchlässigkeit (*Rengasamy et al., 1986*). Der Porenfluid-Chemismus wird sowohl durch saisonale Schwankungen der Ionenkonzentrationen im Grundwasser (*Anson & Hawkins, 1998; Faulkner, 2000*) als auch durch anthropogene Verunreinigungen (*Preuth et al., 2010; Alker, 1969*) beeinflusst.

Durch die Überlagerung mit mechanischen Auslösern, wie Porenwasserdruckfluktuationen oder Spannungsumlagerungen stellen die Alterationsprozesse aufgrund ihrer spontanen Wirkung auf das Materialverhalten besondere Anforderungen an die Erkundungsphase, um das Systemverhalten vollständig zu charakterisieren. *Duzgoren-Aydin & Aydin (2005)* zeigten anhand von Fallstudien aus dem Gebiet um Hong-Kong Ansätze für die hydrochemisch-mineralogische Analyse von Verwitterungsprofilen in Hinblick auf mögliche Schwächezonen oder Gleitflächen, um Bewegungsbahnen frühzeitig zu erfassen. Diese Prozessmodelle ermöglichen durch die integrierte Betrachtung der mechanischen und chemischen Wechselwirkungen eine Differenzierung der jeweiligen Wirkmechanismen. Anhand dieser Modelle können Schlüsselparameter abgeleitet werden, um Strategien für das Verständnis und die methodische Bearbeitung von Massenbewegungen festzulegen.

Die Zielsetzung der vorliegenden Masterarbeit liegt in der Ausarbeitung eines konzeptionellen Prozessmodells für die Interaktion zwischen chemischen Verwitterungs- und Alterationsprozessen bei Rutschungen in pelitischen Lockergesteinen. Die Untersuchungen erfolgen an einem Rutschhang an der L240 Oberwarter Straße im burgenländischen Bezirk Oberwart am nordöstlichen Rand des Steirischen Beckens. Diese

Rutschung verzeichnet seit ihrer Aktivierung vor rund 50 Jahren fortlaufende, episodisch auftretende Bewegungen, die durch mehrere Sanierungskonzepte nur temporär unter Kontrolle gebracht werden konnten.

Während das mechanische Systemverhalten dieser Massenbewegung im Rahmen langjähriger Untersuchungen weitestgehend erfasst wurde, steht eine Untersuchung möglicher Einflüsse aus chemischen Verwitterungs- und Alterationsprozessen nach wie vor aus. Aufgrund der deutlichen lithologischen Ausprägung der Bewegungshorizonte und der detaillierten geomechanischen Grundlagen wurde diese Rutschung als Modellhang für die vorliegende Studie ausgewählt. Für die Untersuchungen wurden durch die Abteilung 5 des Amtes der Burgenländischen Landesregierung zwei Bohrkerne aus dem zentralen Bereich der Rutschung zur Verfügung gestellt.

Aufbauend auf der Datengrundlage früherer Untersuchungen mit bodenmechanisch-ingenieurgeologischer Orientierung (*Reinprecht, 2014; Lackner, 2012; Kenedi, 1990; Veder 1969, 1968*) erfolgt in dieser Studie eine detaillierte mineralogische, geochemische und hydrologische Charakterisierung der Rutschung Stadtschlaining um die Randbedingungen und Kontrollfaktoren für gekoppelte physikalisch-bodenmechanische und (bio)geochemisch-mineralogische Reaktionsmechanismen zu erfassen.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Regionalgeologische Entwicklung

Das Untersuchungsgebiet liegt am südlichen Rand der Ortschaft Stadtschlaining im burgenländischen Bezirk Oberwart und befindet sich damit im Grenzbereich zwischen der sedimentären Beckenfüllung des Steirischen Beckens und den südwestlichen Ausläufern des Günser Gebirges. Eine Übersicht der geologischen Verhältnisse gibt *Abb. 1* auf Basis der geologischen Kartenblätter von Oberwart (*Pahr & Herrmann, 1982*) und Rechnitz (*Ferencz et al., 1987*) und dem digitalen Geländehöhenmodell des Landes Burgenland (*A. d. Bgld. LR Abt.2 - HR Landesplanung, 2010a*). Die lokale Geologie ist geprägt durch die Kristallinmassive der Buckligen Welt (Wechseleinheit), des Günser Gebirges (Rechnitzer Fenster) und die angrenzenden sedimentären Schichtfolgen. Die Detailgliederung des Neogenanteils auf dem Kartenblatt wurde nach ihrer Veröffentlichung kontrovers diskutiert (*Sauerzopf, 1985; Nebert, 1985*) und entspricht in Hinblick auf die lithostratigraphische Neugliederung des Pannonium für den oststeirischen Beckenbereich durch *Gross (2003)* nicht mehr dem aktuellen Kenntnisstand.

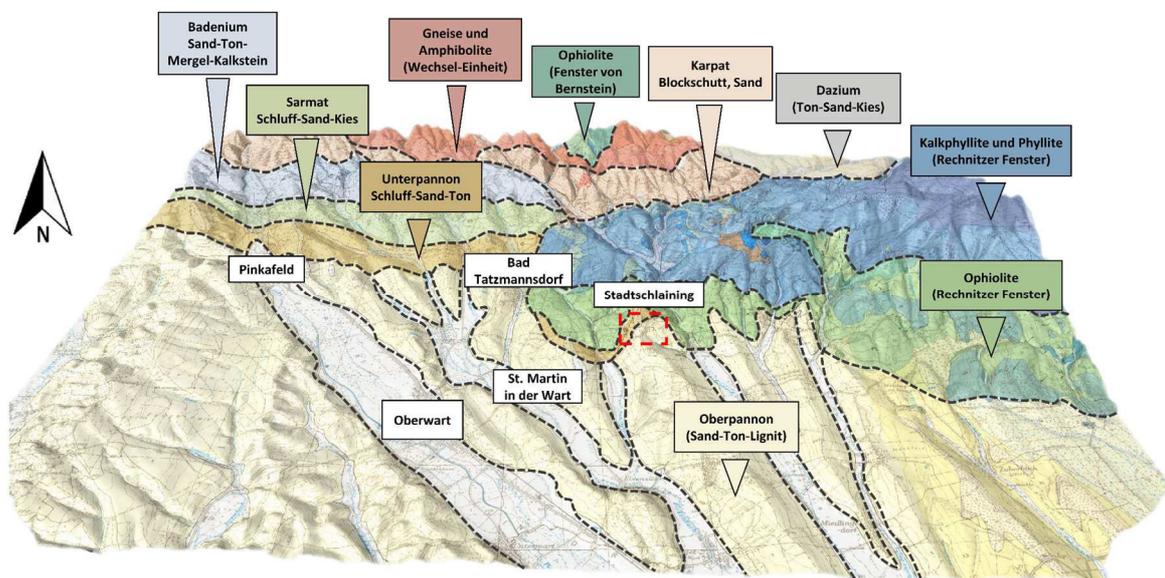


Abb. 1: Geologische Karte der Region um das Untersuchungsgebiet, verändert nach Pahr & Herrmann (1982), sowie Ferencz et al (1987); Geländemodell 4-fach überhöht (A. d. Bgld. LR Abt.2 – HR Landesplanung, (2010a); Markierung: Untersuchungsgebiet im Süden der Ortschaft Stadtschlaining (Bezirk Oberwart, Burgenland).

Das Günser Gebirge (Rechnitzer Fenster) wird durch grünschieferfazielle Ophiolite, Kalkphyllite und Quarzphyllite aufgebaut, die im frühen Badenium bis späten Sarmatium zwischen 17 und 12 Ma exhumiert wurden (*Dunkl & Demeny, 1997; Horvath et al., 1995*). Die Gesteine werden als Äquivalent zu den penninischen Gesteinen der Umrandung des

Tauernfensters betrachtet (Koller, 1985; Pahr et al., 1984). Schönlaub (1973) ordnete die ursprüngliche Ablagerung anhand von Schwamm-Spiculae in den Zeitraum der Oberkreide. Zusammen mit den weitgehend nicht aufgeschlossenen paläozoischen Gesteinen der Südburgenländischen Schwelle und den Metapeliten der Buckligen Welt bilden sie die östliche und nördliche Begrenzung des Steirischen Beckens.

Die geologische Entwicklung des Steirischen Beckens wurde durch die Extrusionstektonik der Ostalpen (Frisch et al, 1998) und die Trans- und Regressionszyklen der zentralen Paratethys im Miozän gesteuert (Neubauer & Genser, 1990; Rögl & Steininger, 1983). Eine aktuelle Gesamtübersicht der Entwicklungsgeschichte des Steirischen Beckens findet sich in Berka (2015) auf Basis der Arbeiten von Ebner & Sachsenhofer (1991), Kollmann (1964) und Gross et al. (2007). Detaillierte sedimentpetrographische und lithostratigraphische Untersuchungen im mittleren Burgenland wurden im Rahmen kohlengeologischer Prospektionsarbeiten ausgearbeitet (Nebert, 1979; Nebert et al., 1980; Nebert, 1985). Die tektonische Entwicklung des Rechnitzer Fensters behandeln die Arbeiten von Pahr (1955), Pahr et al. (1984), Herrmann et al. (1988), Dunkl & Demeny (1997) und Lukas (1970a, 1970b). Die genannten Arbeiten bilden die Grundlage für die folgende zusammenfassende Darstellung der relevanten Abfolgen im Umfeld des Arbeitsgebietes. Eine Übersicht dieser Entwicklungsgeschichte gibt Abb. 2, zusammengestellt auf Basis von Ebner & Sachsenhofer (1995) und Weber (1997).

			Beckenfüllung	Tektonisches Regime	Ablagerungsregime	Magmatismus		
Pleistozän	Quartär		Terrassenschotter und Alluvium	Hebung	terrestrisch	basaltisch		
	Dazium		Schotter, Basalte, Tuffe, Tone (umgelagert) Rabnitz-FM					
Pliozän	Pannonium	Ober-	Tone, Sande, Schotter, Lignit	Subsidenz	fluviatilimnisch			
		Mittel-						
	Unter-	Schotter, Tonmergel, Lignit						
Miozän	Sarmatium	Ober- und Mittel-	Oolithischer Kalksandstein Tonmergel, Sande, Braunkohle Karinthische Schotter	Postrift-Extension	brackisch			
		Unter-	Tonmergel, Sande, Schotter, Kohle					
	Badenium	Ober-	Tonmergel, Sandstein Kohlige Lagen, Tonmergel, Sande, Nulliporenkalk, Tonmergel, Sande, Basiskonglomerat, Vulkanite		Synrift-Extension/ pull apart		marin	andesitisch
		Mittel-						
	Karpatum	Unter-	Konglomerate, Sandsteine, Vulkanite Tonmergel und Sandsteine Konglomeratreiche Gruppe (Konglomerate, Sandsteine, Tonmergel, Rotlehme)		Synrift-Extension/ pull apart		limnisch	
		Ottangium						

Abb. 2: Zusammenstellung der lithologischen Charakteristika der Beckenfüllung und der entsprechenden tektonischen Prozesse; kompiliert aus Daten von Ebner & Sachsenhofer (1995) und Weber (1997).

Die ältesten sedimentären Ablagerungen im Gebiet des nordöstlichen Beckenrandes bilden die Sinnersdorfer Schichten aus dem Karpatium (*Pahr et al., 1984*). Im Karpatium (17-16 Ma) führt die Extrusionstektonik des Ostalpenraumes zur Ausgestaltung der internen Beckenmorphologie durch Ausbildung von Teilbecken und Schwellen (*Berka, 2015*). Diese Phase wird begleitet von vulkanischer Aktivität im Bereich der Südoststeiermark bis ins mittlere Burgenland (*Ebner & Sachsenhofer, 1991*). Im Zusammenhang mit tektonischer (und einhergehender hydrothermaler) Aktivität steht die Ausbildung der Tauchenbachtal-Störung und die Formation der Antimon-Lagerstätte bei Schläining vor ca. 17-19 Ma (*Grum et al., 1992*). Die Sinnersdorfer Schichten umfassen Muren- und Wildbachschutt (*Nebert et al., 1980*), die in einer Ost-West verlaufenden Rinne zwischen der Wechsel-einheit und dem Rechnitzer Fenster abgelagert wurden (*Nebert et al., 1980*).

Im frühen Badenium (16 Ma) erfolgte eine großräumige Transgression der Paratethys, die das Steirische Becken erfasste und in weiten Bereichen zu marinen Ablagerungsbedingungen führte (*Rögl & Steininger, 1983*). Die Südburgenländische Schwelle am Ostrand des Steirischen Beckens bildete während dieser Phase eine topographische Hochzone an der Grenze zum Pannonischen Becken (*Berka, 2015*). In diesen Zeitraum fällt der Beginn der Exhumation des Rechnitzer Fensters (*Berka, 2015; Dunkl & Demeny, 1997*). Das Badenium wird im Raum Oberwart durch die Tauchen-Formation repräsentiert. Gegenüber den Ablagerungen aus dem Karpatium zeigt sich ein Rückgang der Grobkomponenten und ein Wechsel von den fluviatil-terrestrischen Sinnersdorfer Schichten zu einer randmarinen bis marin-deltaischen Fazies (Sand-Schotterkomplex mit kalkigen Klasten) mit einem generellen fining-upward Trend und mehreren Kohleflözen (*Berka, 2015; Nebert, 1980*).

An der Grenze zwischen Badenium und Sarmatium (13 Ma) führte eine Regressionsphase zu einer Sedimentationsunterbrechung an den Beckenrändern (*Ebner & Sachsenhofer, 1991; Nebert, 1980*), während für den zentralen Beckenbereich weiterhin marine Sedimentationsbedingungen angenommen werden (*Gross et al., 2007*). Im Umfeld des Rechnitzer Fensters ist diese Phase mit der Heraushebung und der Erosion badenischer und karpatischer Schichtfolgen verbunden. Die Sedimente der folgenden Transgressionsphasen im unteren Sarmatium wurden unmittelbar auf den Kristallingesteinen des Rechnitzer Fensters abgelagert (*Nebert, 1980; Pahr et al., 1984*). Am östlichen Beckenrand umfasst das untere Sarmatium vorrangig sandige Ablagerungen mit eingestreuten Kleingeröllen und vereinzelt Schotterlagen (*Nebert, 1980*). Im oberen Sarmatium beginnt der schrittweise Rückzug der Paratethys nach Osten in mehreren Trans- und Regressionsphasen, was sich in der Ablagerung zyklischer Kalkstein-Sand-Wechselfolgen

(Berka, 2015; Gross et al., 2007) äußert. Das Rechnitzer Fenster ist im Obersarmatium bereits exhumiert und stellt ein aktives Abtragungs- und Liefergebiet kristalliner Verwitterungskomponenten dar (Nebert, 1980).

Während das untere Pannonium (11 Ma) noch durch ein limnisch-brackisches Ablagerungsmilieu charakterisiert ist, führt der fortschreitende Rückzug der Paratethys ab dem mittleren Pannonium zu einer faziellen Verschiebung in Richtung terrestrisch-fluviatiler Verhältnisse (Ebner & Sachsenhofer, 1991; Berka, 2015). Die Sedimente des unteren Pannoniums liegen im Bereich der Ortschaften Drumling und Bad Tatzmannsdorf unmittelbar auf dem Kristallin des Rechnitzer Fensters (Pahr et al., 1984; Weinhandl, 1960). Die Sedimente umfassen überwiegend grünliche bis bläulich-grünliche Tonmergel mit Sandlagen, die einem limnisch-brackischen Ablagerungsmilieu zugeordnet werden (Gross et al., 2007). Die weitere Entwicklung während des mittleren bis oberen Pannoniums (11-7 Ma) wird durch limnisch-fluviatile bzw. deltaische Sedimentation charakterisiert. Über den Ton-Sand-Wechselfolgen aus dem mittleren Pannonium folgt das untere Oberpannonium in Form zyklischer Hochwasserablagerungen. Jeder Zyklus umfasst eine kontinuierliche Ablagerung, die als Lignit-Folgen (Sand → toniger Sand → Ton → lignithaltiger Ton → Lignit) zusammengefasst werden (Nebert, 1979). Nebert (1979) interpretiert diese Abfolge als weitläufige Sumpf- und Moorlandschaft an der Ostseite der Südburgenländischen Schwelle, südöstlich des Rechnitzer Fensters. Das obere Oberpannonium ist durch einen sandigen Transgressionshorizont charakterisiert, der im Bereich der Südburgenländischen Schwelle abgelagert wurde und als Äquivalent zu den Taborer Schottern der Südoststeiermark aufgefasst wird (Ebner & Sachsenhofer, 1991).

Im Pliozän (Dazium; 5-3,6 Ma) ist der Nordostrand des Steirischen Beckens - während der finalen Hebungsphase der Ostalpen (Wagner et al., 2010) - einer längeren Trockenphase, intensiver Verwitterung und großflächiger Abtragung ausgesetzt (Herrmann et al., 1988; Nebert, 1980). Diese Hebungprozesse führten zur Ausbildung der jungen Bruchtektonik an den Rändern des Rechnitzer Fensters (Lukas, 1970b). Die Basis der pliozänen Sedimente der Rabnitz-Formation am Nordrand des Rechnitzer Fensters bildet eine rostbraune, lateritische Feinsandlage mit Quarzgeröllen. Die darüberliegenden Schichten sind durch Ton-Silt-Sand-Wechselfolgen mit eingeschalteten Schotterlagen und vereinzelt Limonitkrusten charakterisiert (Nebert, 1980). Diese Krusten wurden geochemisch (Schmid, 1977) und mineralogisch (Kurzweil, 1971) untersucht. Die Interpretation der Bildungsbedingungen für die Limonitkrusten reicht von direkter Fällung aus übersättigten, vulkanischen Verwitterungslösungen und Sumpferzbildungen (Kurzweil, 1971) über Raseneisensteine (Götzinger & Draganits, 2009; Draganits et al., 2009) oder

Auslaugung der Kristallingesteine (*Schmid, 1977*). Während des Quartärs (2,6 Ma) lag die Region im eisfreien Periglazialraum (*Krenmayr et al., 2012*) und war großflächiger Hangabtragung durch Massenbewegungen und Solifluktion ausgesetzt (*Fink, 1957*). Diese großräumigen Massenumlagerungen prägten die Morphologie und das heutige Relief des Untersuchungsgebietes.

Zusammenfassend zeigt die sedimentäre und tektonische Entwicklung in der Umgebung des Untersuchungsgebietes eine komplexe, mehrphasige Ablagerungsdynamik (*Ebner & Sachsenhofer, 1995*). Grundsätzlich erfolgt der Trend der Beckenentwicklung von einem initialen terrestrisch-fluviatilen System im Karpatium durch Transgression im Badenium zu einem randmarinen Ablagerungsraum. Ab dem späten Sarmatium führt der sequenzielle Rückzug der Paratethys zu einer Entwicklung über marin-brackische zu terrestrisch-fluviatilen Systemen (*Ebner & Sachsenhofer, 1995*). Die Sedimentation erfolgte in mehreren Zyklen, die durch längere Trockenphasen unterbrochen wurden, in denen bestehende Ablagerungen abgetragen und umgelagert wurden (*Nebert, 1980*). Die Hebungsprozesse am Beckenrand und die Trans- und Regressionsphasen der Paratethys führten zu einer fortlaufenden Änderung der Liefergebiete und einer faziellen Differenzierung der Sedimentationsräume (*Berka, 2015; Nebert, 1980*).

Durch die vereinfachte Gliederung der Beckenfüllung auf den veröffentlichten Kartenblättern (*Sauerzopf, 1985*) und die erwähnte Neugliederung des Pannonium im Steirischen Becken durch *Gross (2003)* ist die stratigraphische Zuordnung der Sedimente am nordwestlichen Beckenrand nicht endgültig geklärt. In der vorliegenden Arbeit wird daher vorrangig auf die lithostratigraphische Einstufung von *Nebert (1979, 1980)* zurückgegriffen.

2.2 Hydrogeologie und Hydrochemie

Eine großflächige Untersuchung der hydrologischen Rahmenbedingungen im burgenländischen Teil des Steirischen Beckens erfolgte im Zuge der Ausarbeitung der Wasserköfigigkeitskarte für das südliche Burgenland (*Kollmann, 1986*) und der Erfassung der Tiefengrundwasser- und Thermalwasservorkommen (*Elster et al., 2016; Schubert, 2015*). Die österreichweite hydrochemische Charakterisierung der Oberflächenwässer und oberflächennahen Grundwasserkörper erfolgte im Rahmen der Ausarbeitung der hydrochemischen Karte von Österreich (*Kralik et al., 2005*) und dem Forschungsprojekt GeoHint zur Erfassung der geogen bedingten Hintergrundwerte (*Hobiger & Klein, 2004*). Diese überregionalen geochemischen und hydrochemischen Studien ermöglichen eine Differenzierung geogener und anthropogener Einflüsse auf den Wasserchemismus. Damit können mögliche Kontaminationen von natürlichen Prozessen abgegrenzt werden (*Hobiger & Klein, 2004*).

Die Gebirge am Beckenrand werden großflächig von geschieferten Metamorphiten aufgebaut. Während die Wechseleinheit durch Glimmerschiefer und Gneise geformt wird, umfasst das Günser Gebirge vorrangig Phyllite und Grünschiefer. Diese Gesteine weisen als Kluftgrundwasserleiter kurze Verweilzeiten auf und sind im Regelfall mit Gesamtlösungsinhalten von 40 bis 200 mg/l mineralisiert (*Kollmann, 1986*). Die geogenen Hintergrundwerte der angrenzenden Grundwasserkörper im Umfeld des Günser Gebirges weisen generell erhöhte Eisen- und Mangangehalte (Fe: 0,06-4,9 mg/l, Höchstwert: 41,9 mg/l; Mn: 0,02-1,2 mg/l, Höchstwert: 3,6 mg/l) auf (*Hobiger & Klein, 2004*). *Kollmann (1986)* führt dies auf die „hohe Aggressivität“ der gering mineralisierten Wässer aus den Kristallinmassiven am Beckenrand zurück. Tendenziell nimmt der Eisengehalt mit zunehmender Entfernung zu den Randgebirgen ab.

Im Kontrast dazu stehen die Thermalwässer, die an den Randstörungen der Gebirge in Tiefengrundwasser-Entlastungszonen auftreten und im Raum Bad Tatzmannsdorf auch oberflächlich austreten (*Elster et al., 2016*). Die kleinräumig variable hydrochemische Ausprägung und die sprunghafte Variation in der Sedimentmächtigkeit der aufsteigenden Wässer wurden von *Zötl & Goldbrunner (1993)* auf die stufenförmige Struktur des Grundgebirgsrandes zurückgeführt. Durch diese tektonischen Strukturen waren im Umkreis des Günser Gebirges auf kleinem Raum unterschiedliche Ablagerungsräume vorhanden.

Bedingt durch die tektonische Entwicklung des Beckens und die mehrfachen Trans- und Regressionsphasen (*Berka, 2015; Gross et al., 2007*) sind sowohl Oberflächen- als auch

Tiefengrundwasserkörper in den neogenen Formationen schichtgebunden und kleinräumig begrenzt (Kollmann, 1986). Die jüngsten Talfüllungen sind durch heterogene sedimentäre Ablagerungen gekennzeichnet, die auf mehrphasige Verlegung des Gerinneverlaufs zurückzuführen sind (Kollmann, 1986).

Die hydrochemische Typisierung der Oberflächenwässer und oberflächennahen Grundwasserkörper erfolgte durch Kralik et al. (2005) anhand der Messergebnisse aus dem bundesweiten Messstellennetz der österreichischen Wassergüteerhebung (Abb. 3). Die Daten wurden nach einer modifizierten Variante des Klassifizierungsschemas von Furtak & Langguth (1967) gruppiert. Aus hydrochemischer Sicht dominieren je nach lithologischen Randbedingungen die Wässer der erdalkalisch-karbonatischen (Ca-Mg-HCO_3) und erdalkalisch-alkalischen (Ca-Mg-Na-K-HCO_3) Fazies (Kralik et al., 2005). Mit zunehmender Nähe zu Siedlungsgebieten kommt es zu einer Verschiebung der Stoffmengenverhältnisse in den Bereich der sulfatischen (Ca-Mg-SO_4) oder chloridischen ($\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-Cl}$) Wässer. Kralik et al. (2005) führten diese Prozesse auf anthropogene Verunreinigungen durch den Eintrag von Abwässern oder dem Einfluss der Landwirtschaft zurück.

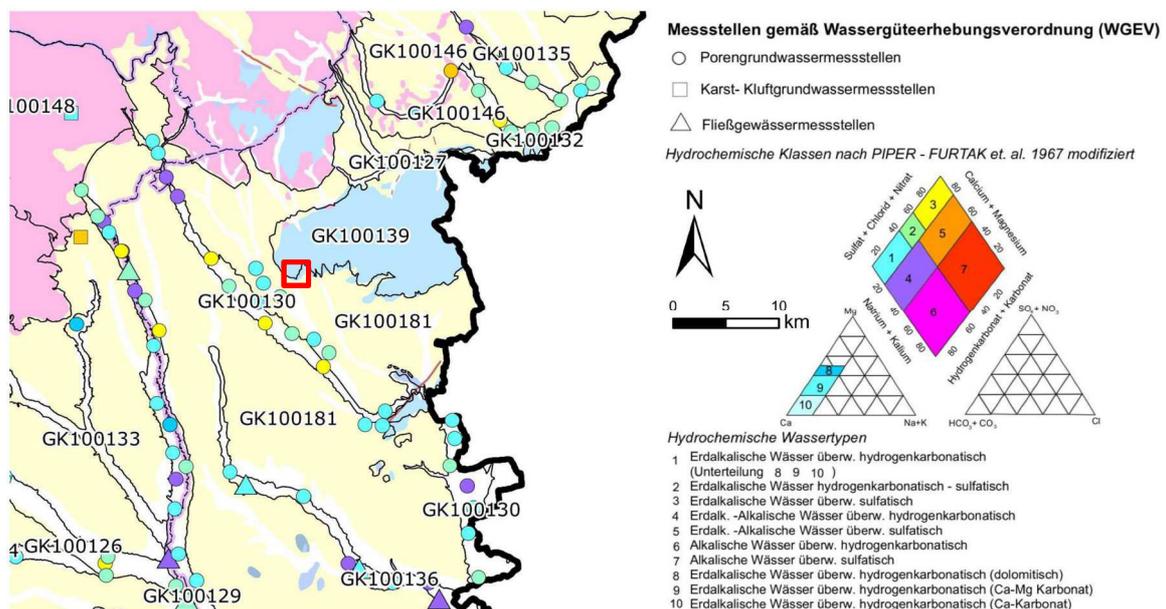


Abb. 3: Auszug aus der hydrochemischen Karte von Österreich; Planungsraum Leitha, Raab und Rabnitz. In den Vorflutern dominieren Wässer vom Typus der erdalkalisch-karbonatischen Wässer GK: Grundwasserkörper im Nationalen Gewässerwirtschaftsplan (BMLFuW, 2015); Markierung= Lage des Untersuchungsgebietes.

2.3 Stand der Untersuchungen

Als Modellsystem für die vorliegende Studie wurde der Rutschhang an der L240 Oberwarter Straße, südlich der Ortschaft Stadtschlaining im burgenländischen Bezirk Oberwart ausgewählt. Diese Massenbewegung wurde seit ihrer erstmaligen Bewegungsphase im Zuge der Trassenverlegung im November 1966 von verschiedenen Fachleuten aus dem Gebiet der Geotechnik untersucht und in mehreren Phasen saniert. Nach Meinung aller damit befassten Fachleute liegt die wesentliche Ursache für die andauernden Bewegungen in der Wechselwirkung zwischen den Wasserführungen im Untergrund und den feinkörnigen, tonreichen Sedimenten (*Reinprecht, 2014*). Der konkrete Mechanismus dieser Wechselwirkungen und das mechanische Reaktionsverhalten (mit episodischen Bewegungsphasen) wurde zum Teil äußerst widersprüchlich interpretiert, was sich auch in den unterschiedlichen Zielsetzungen früherer Sanierungskonzepte widerspiegelte. Die Bandbreite der Sanierungsmaßnahmen reichte von einer Durchbrechung osmotischer Sickerströmungen durch Kurzschlussleiter und der Adaptierung der Oberflächenentwässerung (*Veder, 1968, 1969*) bis zur Herstellung von Entwässerungskörpern (*Kenedi, 1990; Lackner, 2012*).

Die Diskrepanz zwischen den Lösungsansätzen früherer Bearbeiter und den Problemen früherer Sanierungsphasen waren Ausgangspunkt für die ingenieurgeologische Detailbearbeitung der Problemstellung durch *Reinprecht (2014)*. Ausgehend von einer ingenieurgeologischen Kartierung im Umfeld der Rutschung und einer Aufarbeitung und Neuinterpretation der Erkundungsdaten aus den früheren Bearbeitungen konzipierte *Reinprecht (2014)* ein geologisches und geomechanisches Modell für die Massenbewegung. Wesentliches Ziel dieser Untersuchungen war eine Erfassung des geomechanischen Systemverhaltens als Grundlage für die Analyse ähnlicher Massenbewegungen in der Region (*Reinprecht, 2014*).

Der Hauptabrissbereich der Massenbewegung formt eine deutliche morphologische Muldenstruktur im Nordwesten der L240 (*Abb. 4*). Die initiale Formung des Anrisses wird früheren Bewegungsphasen zugeschrieben, die im Zusammenhang mit der pleistozänen Hangentwicklung stehen. Diese Bewegungen wurden durch die Bauarbeiten von 1966 reaktiviert (*Reinprecht, 2014*). Das regelmäßige Auftreten von Rissstrukturen im Hinterland des Hauptabrisses wird durch die hangseitige Migration der Rutschungsbewegung hervorgerufen und ist ein Kennzeichen retrogressiver Rutschungen, die sich entlang stratigraphisch vorgeprägter Schwächezonen und Gleithorizonten sukzessive ausdehnen (*Zaruba & Mencl, 1969*).

bewegung verbreitet. Deformationsmessungen mittels Inklinometern (Bohrlochverlaufsmessungen) zeigten im Zentrum der Rutschung eine deutliche Auslenkung im Bereich der ausgeprägten Eisenoxid-Konzentrationen in etwa 6 m Tiefe.

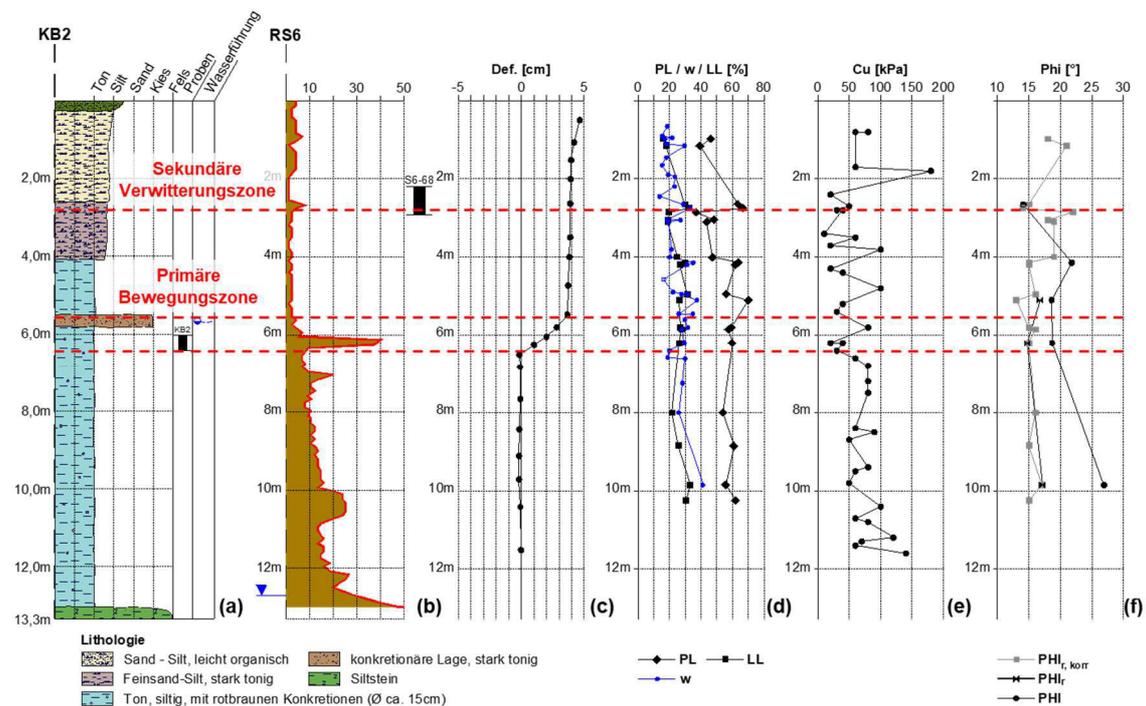


Abb. 5: Zusammenstellung der bodenmechanischen Parameter aus dem Rutschungsgebiet bei Stadtschlaing. Die Analysendaten sind jeweils auf die Geländeoberkante normiert. (a) Lithologisches Profil der Bohrung KB2 aus dem zentralen Rutschungsbereich; (b) Rammsondierung RS6 bei KB2; (c) Def.= Deformation; Bohrlochverlaufsmessung aus KB2 (3. Folgemessung 2014); (d) Bodenmechanische Indexparameter; PL=Plastizitätsgrenze, w=Wassergehalt, LL=Fließgrenze; (e) Cu-Festigkeit, bestimmt mit Taschenflügelsonde an KB2; (f) Reibungswinkel; $PH_{r, kor}$ = Korrelation aus Indexparametern nach Engel & Lauer (2017), PH_r = Restscherwinkel, PH = effektiver Reibungswinkel; Zusammengestellt anhand der Daten aus Reinprecht, 2014.

Die bodenmechanischen Parameter aus den vorangegangenen geotechnischen Bearbeitungen sind in Abb. 5d/e/f in einem synoptischen Tiefenplot zusammengestellt, der Untersuchungen aus allen Beprobungsstellen einschließt. Die Diagramme beziehen die Analysendaten jeweils auf die Geländeoberkante, da aufgrund des geringen Reliefs und der hangparallelen Schichtung (Schichteinfallen) nur geringe Schwankungen durch die Lage der Ansatzpunkte zu erwarten sind. Im Kontakt zwischen Tonen und den Eisenoxidanreicherungen ist sowohl im Bereich der sekundären Verwitterungszone in etwa 3 m Tiefe als auch bei der primären Bewegungszone (~6 m) eine Zunahme der Plastizität und des Wassergehaltes feststellbar (Abb. 5a/b/c). Der relative Anstieg dieser Parameter bei gleichbleibendem Gesamttonanteil wurde als ein Indikator für die Zunahme des Gehaltes an quellfähigen Tonen gedeutet (Mitchell, 1993 bzw. Holtz et al., 2011). Einsele & Gierer (1976) stellten anhand von Untersuchungen im verwitterten Knollenmergel fest, dass die initiale Gleitflächenbildung primär in Bereichen auftritt, in denen der natürliche Wassergehalt die Plastizitätsgrenze schneidet. Diese Bereiche decken sich im Profil mit Abschnitten niedriger Cu-Festigkeit und geringem Reibungswinkel (Abb. 5e/f). Der Anstieg

der plastischen Eigenschaften und der Rückgang der Cu-Festigkeit und des Reibungswinkels im Kontaktbereich zu den Eisenoxidlagen wird von *Reinprecht (2014)* auf Verwitterungs- und Alterationsprozesse im Kontakt zwischen den Tonmineral-führenden Sedimenten und den Schichtwasserführungen zurückgeführt.

Das mechanische Verhalten des Rutschhanges wurde durch ein geotechnisches Rechenmodell anhand eines geologischen Profilschnittes (*Abb. 6a*) durch das Zentrum der Rutschung simuliert (*Reinprecht 2014*). Anhand dieses vereinfachten mechanischen Prozessmodells konnte aufgezeigt werden, dass das geomechanische Verhalten an einen episodischen Rückstau in den Eisenoxidlagen in ca. 5 bis 6 m Tiefe gebunden ist (*Abb. 6b*). Durch den Rückstau infiltrierter Oberflächenwässer baut sich innerhalb der hydraulisch durchlässigen Lagen ein gesteigerter Porenwasserdruck auf, der die effektive Scherfestigkeit der angrenzenden Tonlagen vermindert, bis eine Deformationsbewegung eintritt.

Durch ihre geringe Tiefenlage konnten die Drainagerippen der zweiten Sanierungsphase (1990) die Bewegungen nicht nachhaltig stoppen. Das finale Sanierungskonzept von 2014 verhindert durch eine Querdrainage am Fuß des Straßendamms der L240 einen weiteren Rückstau (*Abb. 6c*). Dieser Eingriff veränderte die Abflusssdynamik der Schichtwasserführungen von ursprünglich langsamen, zyklischen Stauphasen hin zu einer raschen Entwässerung mit kurzen Verweil- und Reaktionszeiten. Damit wurde auch das chemische Reaktionsverhalten nachhaltig beeinflusst.

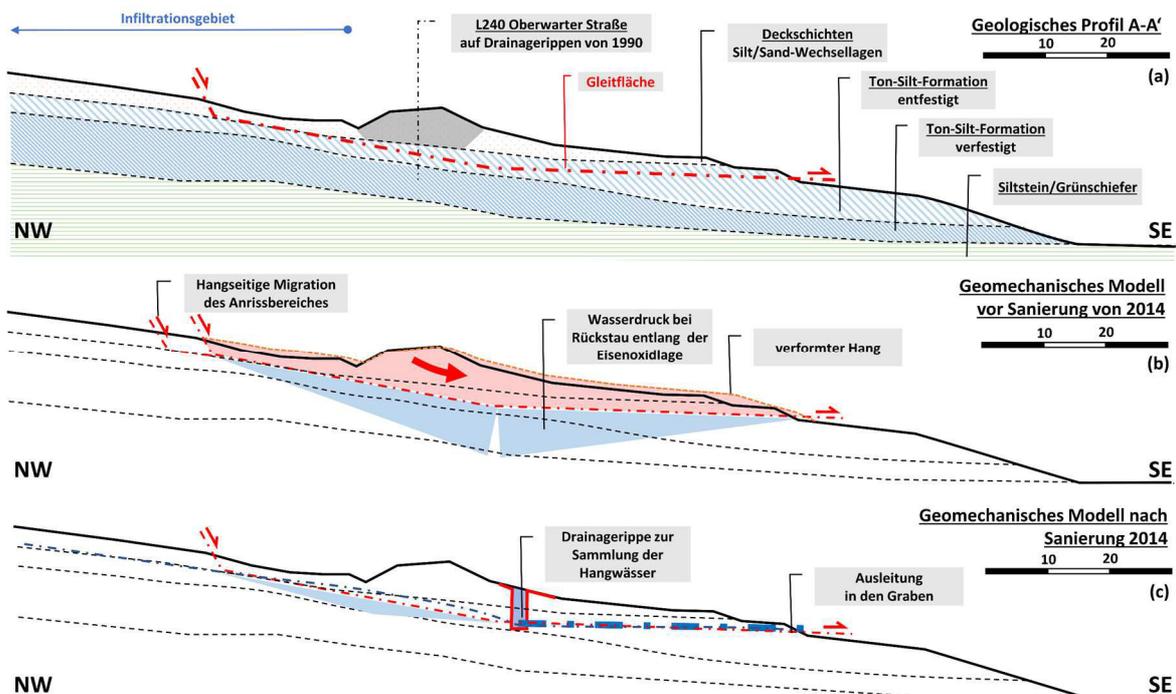


Abb. 6: Geologisches Profil und geomechanisches Modell zur Rutschung Stadtschlaining, Schnittführung gemäß Profil A in Abb. 4; (a) Geologisches Profil A-A', (b) Geomechanisches Modell vor der Sanierungsphase von 2014; (c) Geomechanisches Modell nach der Sanierungsphase von 2014. Umgezeichnet und erweitert auf Basis von *Reinprecht (2014)*.

3 Methodik

3.1 Geologisch-petrographischer Analysenteil

3.1.1 Geländearbeit und GIS-Kartierung

Die Aufnahme der morphologischen und geologischen Rahmenbedingungen des untersuchten Modellsystems rund um die Massenbewegung bei Stadtschlaining erfolgte auf Basis von Fernerkundungsdaten, die durch gezielte Geländebegehungen verifiziert und verdichtet wurden. Grundlage für die Kartierung bildete ein digitales Höhenmodell (*Airborne Laserscannerdaten*) mit einer Auflösung von 1x1 m für die Region um Stadtschlaining bis zur Ortschaft Drumling im Südwesten (*A. d. Bgld. LR Abt. 2 – HR Landesplanung, 2010b*). Dieses hochauflösende, digitale Geländemodell ermöglichte die flächige Erfassung geomorphologischer Phänomene im Umfeld der Massenbewegung, unabhängig von der Vegetation (*Rogers & Doyle, 2004*), sowie eine Präzisierung der Rutschungsgeometrie gegenüber der Kartierung von 2014 (*Reinprecht, 2014*). Die Interpretation der Morphologie erfolgte durch Kombination von Schummerungs- und Hangneigungskarten, die im GIS-System QGIS (*Quantum GIS, 2017*) auf Basis des Geländemodells erstellt wurden. Die eigentliche Geländearbeit bestand in der Verifizierung der Fernerkundungsdaten durch Begehung und Kartierung des Rutschungsgebietes (*McCann & Valdavia Manchego, 2015; Stow, 2008*). Dabei wurden die geologischen Randbedingungen im Umfeld der Massenbewegung aufgenommen und Referenzproben zur weiteren Analyse entnommen. Der Fokus lag dabei auf der Untersuchung von Verwitterungs- und Alterationsprozessen im Aufschlussmaßstab und der Erfassung des hydrologischen und geomorphologischen Systemverhaltens. Die Ergebnisse der Kartierung werden im GIS-Modell dokumentiert und in Kartenform ausgearbeitet. Gegenüber der Kartierung von *Reinprecht (2014)* wird der Modellbereich damit von ca. 200x200 m auf 1000x1000 m erweitert.

3.1.2 Probenentnahme und petrographische Gesteinsbeschreibung

Durch die Abteilung 5 des Amtes der Burgenländischen Landesregierung wurden zwei Bohrkerne aus dem Zentrum der Massenbewegung am Fuß der L240 zur Verfügung gestellt, die eine direkte Beprobung des Rutschungskörpers ermöglichten. Die Rammkernbohrungen mit einem Kerndurchmesser von 15 cm wurden im April 2017 zur Errichtung neuer Inklinometermessstellen abgeteuft. Die Bohrkerne wurden zur Aufnahme randlich angeschnitten um den gestörten Bereich zu entfernen und mittels Taschenflügelsonde und Taschenpenetrometer (Pocket-Penetrometer) in Hinblick auf die Materialfestigkeit (Cu-

Festigkeit) untersucht (*Veder & Hilbert, 1981*). Für die makroskopische, petrographische Beschreibung der Sedimente auf Grundlage der Erkundungsbohrungen wurden die Empfehlungen von *Norbury (2016)*, *Stow (2008)*, der *Ad-hoc-AG Boden (2005)* und *Maresch et al. (2014)* herangezogen. Zur weiteren Untersuchung des sedimentären Gefüges wurden entlang des Profils scheibenförmige Proben entnommen und bei 105 °C für 1,5 Stunden getrocknet, um etwaige Sedimentstrukturen deutlicher hervorzuheben.

Zur mineralogischen und geochemischen Charakterisierung der Rutschmassen wurde ein Kernabschnitt aus dem Bereich der Hauptbewegungszone bei Kernbohrung KB1 zwischen 5,8 und 6,3 m entnommen und in einem Intervall von ca. 10 cm beprobt (6 Teilproben). Eine Vergleichsprobe zur Untersuchung der mineralogisch-geochemischen Variation im oberflächennahen Bereich wurde aus ca. 3,8 m Tiefe gezogen. Um Referenzwerte aus weniger stark alterierten Bereichen zu erhalten, wurde ein weiterer Abschnitt aus Kernbohrung KB2 bei 9,6 bis 10 m Tiefe gewonnen und ebenfalls in Intervallschritten von etwa 10 cm untersucht (5 Teilproben). Auf eine detaillierte Untersuchung der Deckschichten wurde aufgrund ihrer geringen Relevanz für die Massenbewegung verzichtet (*Reinprecht, 2014*). Für die Untersuchung der Eisenoxide wurde Probenmaterial aus den Kernabschnitten und Handstücke aus dem Umfeld der Rutschung herangezogen. Aus den Kernabschnitten wurden größere Komponenten (überwiegend Gerölle) per Hand aussortiert und die Fraktion <63 µm durch Aussieben getrennt.

Zur Ergänzung der Ergebnisse der Bohrkernuntersuchung und zur Untersuchung möglicher Liefergebiete und Verwitterungsprozesse im Gelände wurden weitere Referenzproben aus den Aufschlüssen im Umfeld der Rutschung entnommen. Dabei wurden die in den Bohrungen nicht erreichten Grünschiefer untersucht und eine lateritische Feinsandlage an der Basis der sedimentären Überlagerung beprobt. Eine Übersicht sämtlicher entnommener Probenserien gibt *Tab. 1*. Weitere Angaben zur Probenentnahmestelle und den jeweiligen Analysen finden sich in *Beilage II - Profilaufnahme & Probenliste*.

Tab. 1: Zusammenstellung der Probenserien.

Probenserie	Anzahl	Entnahmestelle	Entnahmetiefe	Kurzbeschreibung
GS	4	Aufschluss	-	Grünschiefer
CL.1A bis F	6	Kernbohrung KB1	5,85 - 6,25 m	Rutschmassen, Bewegungszone
CL.1G	1	Kernbohrung KB1	3,8 m	Rutschmassen, Deckschichten
CL.2A bis E	5	Kernbohrung KB2	9,65 - 9,90 m	Rutschmassen, tieferer Bereich
L.1	4	Kernbohrung KB1	6,0 m / 3,8 m	Eisenoxide
L.HS	3	Handstück	-	Eisenoxide
L.2	1	Kernbohrung KB2	9,8 m	Eisenoxide
AP	1	Aufschluss	-	Limonitischer Sand

3.2 Mineralogischer Teil

3.2.1 Gesamtmineralogie

Zur Bestimmung der Gesamtmineralogie wurden sämtliche Proben nach einer 7-tägigen Trocknungsphase bei 40 °C in einer Retsch-Mörsermühle für 15 min bis zur Analysenfeinheit aufgemahlen und vorzugsorientierungsfrei (mittels des sogenannten top-loading-Verfahrens) auf die Al-Probenträger präpariert.

Die mineralogische Analyse per Röntgenpulverdiffraktometrie (RDA) erfolgte mit einem PANalytical X'Pert PRO Diffraktometer mit einer Kobalt-Anode (Co- $K\alpha$ -Strahlung) und einem X'Celerator-Detektor bei einer Betriebsspannung von 40 kV und einer Stromstärke von 40 mA. Das Gerät verfügt über 0,5° bzw. 1,0°-Divergenz- und Streuschlitze, einen Fe-Filter, eine Spinner-Stage und einen automatischen Probenwechsler. Die Messungen wurden über einen Winkelbereich von 4-85° 2 θ bei einer Schrittweite von 0,008° 2 θ und einer Messdauer von 40 s / Schritt durchgeführt (*Richoz et al., 2017*). Für die Identifizierung der Mineralphasen wurde die Software PANalytical X'Pert Highscore Plus in Verbindung mit der ICSD-Datenbank des FIZ Karlsruhe (*ICSD Scientific Manual, 2008*) eingesetzt.

3.2.2 Tonmineralogie

Die Detailuntersuchung des Tonmineralbestandes (Kornfraktion <2 μm) erfolgte an orientierten Probenpräparaten aus dem primären Bewegungsbereich (5,8 bis 6,3 m Tiefe, KB1) und aus den anstehenden Gesteinen im Umfeld der Massenbewegung. Der Vergleich zwischen den Gesteinen aus dem Umland und dem Tonmineralbestand der Rutschmassen ermöglicht eine Interpretation des Liefergebietes und der wirksamen Verwitterungsprozesse.

Für die Analysen wurde das feingemahlene Probenmaterial aus der Gesamtgesteinsanalyse herangezogen und die Kornfraktion <2 μm durch Atterberg-Sedimentation abgetrennt. Die Proben wurden mit entionisiertem Wasser in Suspension überführt und anschließend durch eine 15-minütige Ultraschall-Behandlung und Zugabe von Natrium-pyrophosphat dispergiert. Zur Herstellung der orientierten Probenpräparate wurden je 30 mg des abgetrennten und bei 40 °C getrockneten Probenmaterials in etwa 5 ml entionisiertem Wasser suspendiert, durch ein 5-minütiges Ultraschall-Wasserbad dispergiert und mittels Unterdruckfiltration auf ein hoch-poröses Keramik-Plättchen mit 2 cm Durchmesser aufgebracht (*Moore & Reynolds, 1997; Hardy & Tucker, 1996*).

Die semi-quantitative Bestimmung der relativen Tonmineralverteilung erfolgte mit einem Philips PW 1830-Diffraktometer mit Kupferanode (Cu-K α -Strahlung) und einem Szintillationszähler (Betriebsspannung 40 kV; Stromstärke 30 mA). Die Analysen wurden über einen Winkelbereich von 4°-30° 2 θ mit einer Schrittweite von 0,03°2 θ und einer Messdauer von je 1 Sekunde durchgeführt. Die Untersuchungen wurden in drei Schritten jeweils nach 7-tägiger Lufttrocknung (Schritt 1), 7-tägiger Interaktion mit Ethylenglykol (Schritt 2) und nach 1-stündiger Trocknung bei 550 °C (Schritt 3) ausgeführt, um eine Differenzierung zwischen den Tonmineralgruppen zu ermöglichen (*Hardy & Tucker, 1996*).

3.2.3 Rasterelektronenmikroskopie

Ergänzende Untersuchungen zur Bestimmung des Mineralbestandes und des Mikrogefüges wurden an repräsentativen Ton-, Eisenoxid- und Gesteinsproben durchgeführt (*Mitchell, 1993; Widdowson, 2007*). Repräsentative Proben wurden auf 10 mm Probenhalter (Al-Stubs) montiert und mit Kohlenstoff bedampft (*Trevin, 1996*). Die Aufnahmen wurden am Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz mit einem Zeiss DSM 982 Gemini erstellt (Beschleunigungsspannung: 3 kV).

3.2.4 Mineralquantifizierung

Die semiquantitative Bestimmung der Tonmineralanteile von Smektit, Illit und Kaolinit erfolgte auf Grundlage der gemessenen Peak-Intensitäten (nach der Sättigung mit Ethylenglykol) unter Berücksichtigung von Tonmineral-spezifischen MIFs. Der analytische Fehler dieser Methode liegt bei ± 10 wt.% (*Moore & Reynolds, 1997*).

Die Berechnung der Mineralverhältnisse aus der Gesamtgesteinsanalyse erfolgte anhand der geochemischen Analysendaten, die stöchiometrisch auf die Idealformeln der röntgenographisch ermittelten Mineralphasen aufgeteilt wurden (*Wipki, 1997; Rantitsch et al., 2004*). Zur Berechnung von Mineralen mit ähnlichem Chemismus (z.B. K₂O-Gehalt in K-Feldspat und Muskovit) wurden die REM-Ergebnisse, die Tonmineralverhältnisse und die geochemisch-mineralogischen Referenzdaten herangezogen (*Schmid, 1977; Koller, 1985; Posch-Trözmüller & Peresson, 2015*). Die Berücksichtigung organischer Anteile erfolgte durch Korrektur des Glühverlustes (LOI) anhand vergleichbarer Untersuchungen aus dem Steirischen Becken (*Steidl, 1991; Rantitsch et al., 2004*).

Die Abweichung zwischen dem errechneten Gesamtchemismus (basierend auf Phasenzusammensetzungen laut RDA-Untersuchungen) und den geochemischen Analysendaten

betrug i.d.R. $\pm 3-4$ wt.%. Größere Abweichungen bei der Mineralberechnung resultieren aus der Zuordnung von Al_2O_3 , da beispielsweise amorphe Al-Phasen bei der Röntgen-diffraktometrie nicht ermittelt werden konnten.

3.3 Geochemisch – hydrochemischer Teil

3.3.1 Geochemische Charakterisierung

Die Haupt- und Nebenkomponten wurden an Schmelztabletten mit einem PANalytical PW2404 Röntgenfluoreszenz-Spektrometer bestimmt. Die chemischen Analysen der Festphasen bilden die Grundlage für die Charakterisierung der Verwitterungs- und Alterationsprozesse (Nesbitt & Young, 1982, 1984, 1989; Duzgoren-Aydin et al., 2002) und die semi-quantitative Bestimmung des Mineralbestandes (Wipki, 1997; Rantitsch et al., 2004).

Zur Herstellung der Schmelztabletten wurden etwa 2 g des gepulverten Probenmaterials über Nacht bei 110 °C getrocknet, anschließend im Muffelofen bei 1050 °C für eine Stunde gegläht und nach jedem Schritt der Trocknungs- und Glühverlust bestimmt. Der Glühverlust (engl.: *loss on ignition, LOI*) umfasst die verflüchtigten Anteile, z.B. H_2O^+ und CO_2 (Dietrich & Schwandner, 2000). Anschließend wurden je 0,5 g der geglähten und homogenisierten Probe im Achatmörser mit 6 g Lithiumtetraborat-Flussmittel (A10) vermengt und anschließend mit einer automatisierten Perl'X3-Gießmaschine (Schmelzprogramm 5) zu Glastabletten geschmolzen. Die Überwachung hinsichtlich der Richtigkeit der chemischen Analysen erfolgte durch Messung von USGS-Standards. Die Genauigkeit der Analysen beträgt bei den Hauptelementen $\pm 0,5$ wt% (Richoz et al., 2017). Die Quantifizierung der Verwitterungsprozesse erfolgte durch die Berechnung chemischer Verwitterungsindizes (Nesbitt & Young, 1982, Duzgoren-Aydin et al., 2002; Richoz, et al, 2017). Diese Berechnungsansätze setzen eine kontinuierliche Anreicherung mobiler Hauptelemente (TiO_2 , Al_2O_3) und eine Abfuhr mobiler Komponenten (z.B. K_2O , Na_2O und CaO) mit fortschreitender Verwitterung voraus. In dieser Arbeit werden nach den Empfehlungen von Duzgoren-Aydin & Aydin (2002) die Berechnungsansätze Bases: R_2O_3 (Colman, 1982) und der Chemische Verwitterungsindex (engl.: *Chemical Index of Alteration, CIA*; Nesbitt & Young, 1982) herangezogen. Der Verwitterungsindex Bases: R_2O_3 ist definiert mit $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{MgO}):(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$, während die Berechnung des CIA mit $[\text{Al}_2\text{O}_3:(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\times 100$ erfolgt. Der Bases: R_2O_3 -Index nimmt daher mit fortschreitender Verwitterung ab, während der CIA entsprechend ansteigt und mit einem Wert von 100 % begrenzt ist. CaO^* entspricht dabei dem CaO -Gehalt der Silikatphasen. Beide Berechnungsansätze basieren auf den molaren Oxidverhältnissen.

3.3.2 Hydrochemische Charakterisierung

Zur Charakterisierung der Wasserführungen im Rutschungskörper wurden die Wässer aus der talseitigen Ausleitung der Tiefendrainagen (Sanierungskonzept von 2014) untersucht. Die Probenentnahme erfolgte von April bis September 2017 in Intervallen von etwa einem Monat. Als Referenzwert wurde die hydrochemische Analyse aus dem alten Entwässerungssystem vor Herstellung der Tiefendrainagen von *Reinprecht (2014)* in den Datensatz aufgenommen. Die Paralleldrainage am Fuß der L240 fängt sämtliche Sickerwasserführungen in der Massenbewegung ab und führt diese gezielt in den Graben im Südosten (*Abb. 6*). Die Kombination von Fluidchemismus, Feststoffchemie und Mineralogie ermöglicht eine integrierte Systembetrachtung in Hinblick auf laufende Verwitterungs- und Alterationsprozesse innerhalb der Massenbewegung und ermöglicht damit Rückschlüsse auf das Systemverhalten (*Tardy, 1971; Yoshioka, 1976; Preuth et al., 2010; Faulkner, 2000*).

Bei der Entnahme der Fluidproben im Gelände wurden pH-Wert und Temperatur mit einem WTW pH1970i und die elektrische Leitfähigkeit (bezogen auf 25 °C) mit einem WTW Cond1970i bestimmt. Bei jeder Beprobung wurde eine Teilmenge in einer 250 ml Borosilikatglasflasche für die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Hauptkomponenten und der Gesamtalkalinität abgefüllt. Für die Untersuchungen der Spurenkomponenten mittels induktiv-gekoppeltem Plasma mit optischer Emissionsspektroskopie (ICP-OES) wurde eine weitere Teilmenge in einer 125 ml Polypropylenflasche abgefüllt und mit suprapurer Salpetersäure (HNO₃) zu einer 2 %igen Matrix angesäuert (*Appelo & Postma, 2010*). Sämtliche Lösungsproben wurden anschließend unter Verwendung von 0,45 µm Cellulose-Acetat-Filtern filtriert.

Die Hauptkationen- und -anionen-Konzentrationen (K, Ca, Na, Mg, Cl, SO₄, PO₄, Br und F) wurden mittels Ionenchromatographie (Dionex ICS-3000 mit einem analytischen Fehler < 3 %) bestimmt. Die Analyse der gelösten Spurenkomponenten erfolgte mit einer Perkin Elmer 8300 DV mit einem analytischen Fehler von < 5 % (bezogen auf Referenzmessungen an Nist1640a und SW2 Standards). Die Gesamtalkalinität wurde per automatischer Titration mit 1 M HCl (TitriSoft Software) bestimmt. Die Berechnung der Ionenbilanz, der Aktivitäten der gelösten Wasserinhaltsstoffe und die Ermittlung der Sättigungsindizes erfolgte mit dem hydrochemischen Modellierungsprogramm PHREEQC (Datenbank: minteq).

Um die möglichen Interaktionsprozesse zwischen den Fluidproben und der Tonhorizonte zu untersuchen wurden fünf gepulverte Proben aus dem Bereich der primären Bewegungszone für die Herstellung von Boden:Fluid-Suspensionen (Verhältnis 1:5) herangezogen (Proben CL.1A, CL.1B, CL.1C, CL.1E und CL.1F). Hierzu wurden je 15 g des gepulverten und bei 40 °C getrockneten Probenmaterials mit 75 ml Milli-Q-Wasser in Suspension gebracht und nach einer 5-minütigen Ultraschallbehandlung für 48 Stunden auf einem Laborschüttler bewegt (*Webb, 2011*). Die Suspensionen wurden anschließend nach Bestimmung von pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit für je 15 min bei 5000 rpm zentrifugiert und nach Unterdruck-Vorfiltration (Weißbandfilter; 5 µm) durch einen Spritzenvorsatzfilter (2 µm) abfiltriert (*Blume et al., 2011*). Die Bestimmung der Hauptelemente des Filtrats erfolgte mittels IC-Analyse. Der Vergleich der Boden:Fluid-Suspensionen mit den Fluidproben aus der Drainage erfolgt über die Ionenverhältnisse nach *Höftling & Coldewey (2013)*.

Auf Basis der Hauptkationenkonzentrationen wurde das Na⁺-Adsorptionsverhältnis (*Sodium-Adsorption-Ratio, SAR*) der Wasserproben und der Boden:Fluid-Suspensionen bestimmt. SAR liefert einen Referenzwert für mögliche Austauschprozesse zwischen Porenfluid und Tonmineralen (*Strawn et al., 2015; Essington, 2004; Appelo & Postma, 2010*) und ermöglicht eine Beurteilung der Stabilität der Tonmatrix (*Rengasamy et al., 1984; Faulkner, 2000*). Der SAR-Wert basiert auf einer vereinfachten Form der Gapon-Gleichung für das Austauschsystem Boden:Lösung und ist definiert mit $SAR = [Na^+] / \sqrt{([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}])}$. Es wird dabei angenommen, dass Ca²⁺- und Mg²⁺-Ionen in gleichem Maß vom Austauscher sorbiert werden (*Appelo & Postma, 2010*).

4 Ergebnisse

4.1 GIS-Kartierung und Geländearbeit

Die wesentlichen morphologischen Phänomene im Kartierungsgebiet sind im Oberflächenmodell in *Abb. 7* zusammengefasst. Die Ergebnisse der Kartierung sind in thematischen Kartenblättern in *Beilage Ia bis Id* zusammengestellt.



Abb. 7: Geländemodell der Umgebung der Rutschung Stadtschlaining (Gelände 2-fach überhöht) zur Darstellung der morphologischen Phänomene entlang der südöstlichen Grabenstruktur und der hydrologischen Einzugsgebiete; Erstellt auf Basis der Kartierung in Anhang I und dem ALS-Geländehöhenmodell (A. d. Bgld. LR Abt.2 – HR Landesplanung, 2010b). Topographisches Profil A-A': siehe Abb. 8.

Die L240 Oberwarter Straße quert die Rutschung in einer morphologischen Hohlform über eine Strecke von etwa 100 m auf einem rund 3,5 m hohen Straßendamm (Haupttrutschung in *Abb. 7*). Prägendes morphologisches Element im Umfeld der Massenbewegung stellt das tief eingeschnittene, Nordost-Südwest verlaufende Grabensystem dar, das vom Ortsrand von Stadtschlaining bis zum Talboden im Südosten bei Altschlaining reicht. Die Ausbildung dieser Nordost-Südwest verlaufenden Grabenstrukturen steht in Zusammenhang mit der Formation der jüngeren Störungssysteme in der Region (*Lukas, 1970b*). Der Graben weist keine dauerhaften Wasserführungen auf, sondern wird durch abfließende Niederschlagswasser episodisch gespeist. Der Einschnitt reicht von der Lockergesteinsbedeckung an den Flanken bis in das kristalline Grundgebirge (Grünschiefer) an der Grabensohle. Am talseitigen Ende des Grabens rund 2 km südöstlich der Haupttrutschung weitet sich der Einschnitt auf und anstelle der Grünschiefer treten an der Grabensohle sandig-kiesige Alluvione mit angereicherten Eisenoxidaggregaten auf.

Von den geglätteten Oberflächenformen der landwirtschaftlich genutzten Flächen ist die Grabenstruktur durch eine Geländekante und zahlreichen kleinräumigen Rinnenstrukturen abgegrenzt. Die Rinnen münden ohne Anzeichen früherer Ablagerungen (Schutt- oder Schwemmfächer) direkt an der Sohle in den Hauptgraben. Eine weitere morphologische Kante, die sich durch einen deutlichen Anstieg der Böschungsneigungen ($>30^\circ$) auszeichnet, tritt im Kontaktbereich zwischen der Lockergesteinsüberdeckung und den Festgesteinen auf. Sekundäre Rutschungskörper wurden vorrangig entlang des nördlichen Grabenrandes festgestellt und reichen jeweils vom Grabenrand bis zur Grenze zwischen Locker- und Festgestein. Die Rutschungen weisen durch die schüsselförmigen Anrissbereiche, das abgeflachte Zentrum und den Überschiebungswulst am talseitigen Ende die Kennzeichen von Rotationsrutschungen auf (*Rogers & Doyle, 2004*). Aufschlüsse innerhalb des Grabens liegen häufig im Kontaktbereich zwischen Locker- und Festgestein. Durch die dichte Vegetation sind Aufschlüsse im Lockergestein kleinräumig begrenzt und an die seitlichen Rinnenstrukturen und entwurzelte Bäume gebunden (*Beilage Ia, Aufschlusspunkt AP04*). Die Lockergesteine sind durch graubraune feinkörnige Ton/Silt-Wechsellagen charakterisiert.

Der Verwitterungsgrad der Grünschiefer folgt entlang des Grabens einem wiederholten Muster: An der Grabensohle treten unverwitterte bis schwach verwitterte Varietäten auf (*Beilage Ia: Aufschlusspunkt: AP 05*), deren Zersetzungsgrad mit zunehmender Entfernung zur Talsohle kontinuierlich ansteigt (*Beilage Ia, Aufschlusspunkte: AP 01, AP 06, AP 07*). Die fortschreitende Verwitterung zeigt sich in einer deutlichen Entfärbung und einer Abnahme der Gesteinsfestigkeit (*Santi, 2006; Weinert, 1980*). An der Einmündung der nördlichen Rinnen in das Hauptgerinne (*Beilage Ia: Aufschlusspunkt AP 03*) wurden intensive Eisenoxidausfällungen auf den Trennflächen der Grünschiefer festgestellt, die auf rezente Verwitterungsprozesse in Kontakt mit sauren Schichtwasserführungen hindeuten (*McCann & Valdavia Manchego, 2015*).

Im südöstlichen Grabenabschnitt treten rötlich gefärbte, limonitische Feinsande auf, die unmittelbar auf den zersetzten Grünschiefern aufliegen (*Beilage Ia: Aufschlusspunkt AP 02*). Im Hangenden der Feinsande sind vereinzelt gebleichte Sand-Silt-Lagen mit gut gerundeten Quarzschotterkomponenten (Korngröße bis ca. 2 cm) eingeschaltet. Darüber folgen die feinkörnigen Ton/Silt-Wechsellagen, die sich bis zum bergseitigen Grabenende an vereinzelt Aufschlüssen verfolgen lassen.

Eingebettet in der tonig-siltigen Matrix der Lockergesteine sind limonitische Sand- und Kieskomponenten. Durch das Ausstreichen der Eisenoxidlagen in einem weiteren

4.2 Makroskopische petrographische Beschreibung

4.2.1 Abschnittsübersicht und Kurzcharakteristik

Das folgende Kapitel umfasst eine Beschreibung der makroskopischen Merkmale der geologischen Einheiten am Rutschhang Stadtschlaining als strukturellen Rahmen für die mineralogisch-geochemische Charakterisierung der Massenbewegung. Eine Aufnahme der Bohrprofile enthält *Beilage II*, während eine zusammenfassende petrographische Beschreibung und Dokumentation der jeweiligen Einheiten in *Beilage III* zusammengestellt ist. Innerhalb der Lockergesteinsbedeckung konnten vier geologische Einheiten mit spezifischer lithologischer Ausprägung abgegrenzt werden (*Abb. 9*). Vom Ansatzpunkt der Kernbohrungen ausgehend sind dies die Deckschichten (Einheit I), aufgelockerte und entfestigte Rutschmassen (Einheit II) und die darunterliegenden, verfestigten Ton / Silt / Feinsand-Wechsellagen (Einheit III). Die zweite lithologische Einheit bilden die Eisenoxide, die in den aktuellen Bohrungen über das gesamte Profil verteilt als lagenförmige Horizonte oder kontinuierlich in die Ton/Silt Matrix eingebettete Fragmente angetroffen wurden (Einheit IV). Dies steht in Kontrast zu den Aufnahmen früherer Bearbeitungen, in denen nur die massivsten Anreicherungen als „*Konkretionshorizont*“ hervorgehoben wurden (zusammengefasst in *Reinprecht, 2014*). Der Übergang zum Festgestein (Einheit V) wäre nach *Reinprecht (2014)* in etwa 13 m Tiefe zu erwarten, wurde durch die begrenzte Tiefe der Erkundungsbohrungen 2017 jedoch nicht erreicht. Für die Beschreibung der Grünschiefer werden daher die Ergebnisse der Kartierung und die dabei gewonnenen Proben herangezogen.

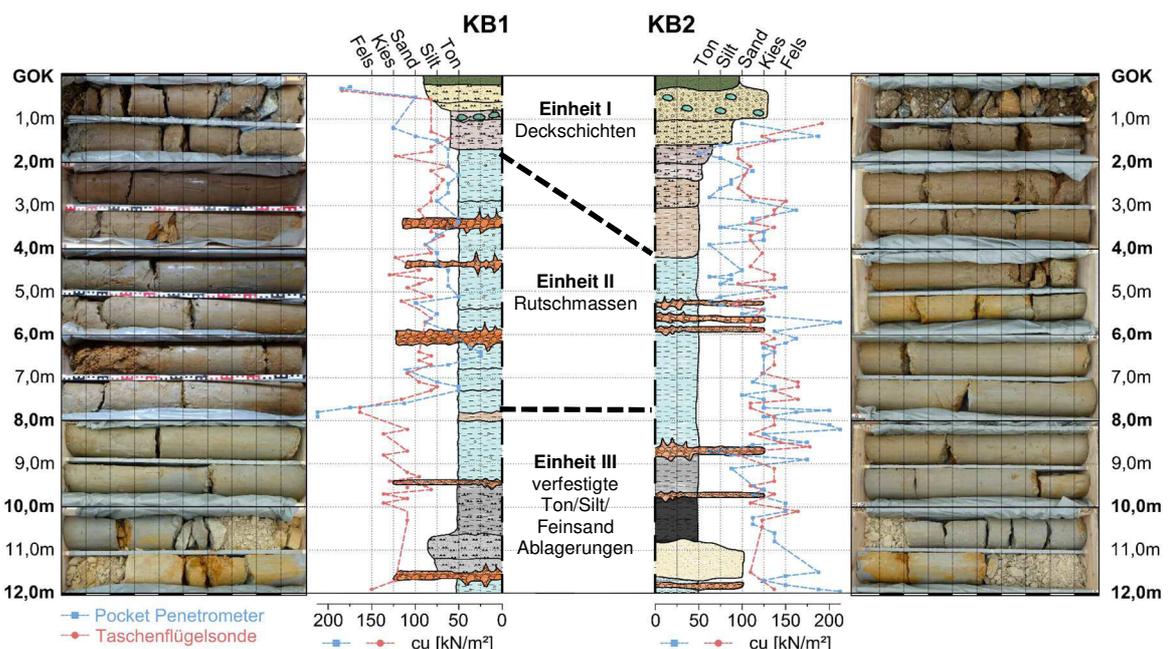


Abb. 9: Lithologische Profile der Kernbohrungen KB1 und KB2 mit Festigkeitsprofil (bestimmt am Bohrkern mit Pocket Penetrometer und Taschenflügelsonde). Die Bohrungen wurden im zentralen Bereich der Rutschung unmittelbar am Fuß des Straßendamms der L240 abgeteuft.

4.2.2 Einheit I – Deckschichten (Feinsand/Silt-Ablagerungen)

Die Deckschichten bilden die obersten sedimentären Auflagehorizonte der Hügelkette östlich von Stadtschlaining und umfassen eine lateral und vertikal heterogene Wechselfolge aus braun bis gelblich-braun gefärbten Feinsanden und Silten (Abb. 10,



Abb. 10: Einheit I - Deckböden. Aufnahme aus Kernbohrung KB1, Tiefe 0,0 bis 2,0 m. Markierung: Anschüttungsmaterial bei ca. 0,6 bis 0,9 m Tiefe.

Beilage IIIa) mit Schichtmächtigkeiten zwischen 0,2 m und 1,5 m und einer Gesamtmächtigkeit von 2,0 m (Kernbohrung KB1) bis 4,0 m (Kernbohrung KB2). Der makroskopisch erkennbare Mineralbestand umfasst Plagioklas, Muskovit, Quarz und Eisenoxide. Im Nahbereich der L240 wurden die Deckschichten durch Bautätigkeit umgelagert, wodurch eine Vermengung mit Anschüttungsmaterial (kantige Serpentiniklasten mit bis zu 10 cm Kantenlänge) und Material aus tieferen Horizonten erfolgte. Die Schichtgrenzen sind deutlich ausgeprägt, mit wellig- bis taschenförmigen Kontaktflächen. Das Interngefüge der einzelnen Lagen ist weitgehend strukturlos und beinhaltet matrixgestützte Klasten mit Korngrößen von ca. 1 bis 2 mm. Die gesamte Abfolge zeigt eine Abnahme der Korngröße mit zunehmender Tiefe (coarsening-upward Trend). Die undrainierte Festigkeit (Cu-Festigkeit) schwankt zwischen 50 und 190 kPa und nimmt tendenziell mit zunehmender Tiefe ab. Höchstwerte wurden in Schichten mit höherem Feinsandanteil und geringerem Wassergehalt gemessen.

4.2.3 Einheit II – Rutschmasse (Ton/Silt-Wechsellagen, entfestigt)

Aufgelockerte Rutschmassen treten unmittelbar unterhalb der Deckschichten auf (*Beilage IIIb*). Neben den Vorkommen im Bereich der Hauptrutschung an der L240 formen derartige Ablagerungen die sekundären Rutschungskörper an den Rändern der Grabenstruktur im Südosten der Rutschung. Aufgebaut werden die



Abb. 11: Einheit II - Rutschmasse. Aufnahme aus Kernbohrung KB1, Tiefe 5,0 bis 7,0 m. Markierung: Eisenoxidlage im Bereich der primären Bewegungsbahn bei 5,8 bis 6,3 m Tiefe (Probenserie CL.1A bis CL.1F).

Rutschmassen durch Wechselfolgen von grau- bis blaugrau gefärbten, siltigen Tonen und tonigen Silten mit grobsandigen bis feinkiesigen Nebenkomponenten (Abb. 11). Die Nebenkomponenten umfassen vereinzelte, regellos in der feinkörnigen Tonmatrix verteilte Eisenoxide und Feldspat- bzw. Quarzklasten, deren Korngröße zwischen 2 mm und 2 cm liegt. Die Einheit weist eine Gesamtmächtigkeit von ca. 6 m (Kernbohrung KB1) bzw. 4 m

(Kernbohrung KB2) auf und wird mehrfach durch ca. 0,1 bis 0,3 m mächtige Eisenoxid-Einschaltungen (Korngröße: Grobsand- bis Feinkiesfraktion) unterbrochen. Die rund 0,5 bis 1 m mächtigen Schichtfolgen weisen interne Gekröseschichtung und Rutschfalten im Millimeter- bis Zentimeterbereich auf und bilden undeutliche bis wellige Grenzflächen aus. Im Kontakt zum Bewegungshorizont wurden in den Bohrkernen röhrenförmige Hohlräume mit bis zu 1,5 cm Durchmesser angetroffen, die ausgeprägte Wasserführungen ermöglichen. Die Cu-Festigkeit schwankt zwischen 25 und 160 kPa, mit deutlichem Rückgang im Nahbereich der Eisenoxidhorizonte. Anzeichen rezenter Wasserführungen (Aufweichung, Marmorierungstextur) wurden im Umfeld des primären Bewegungshorizontes und im Kontaktbereich zur Eisenoxidlage festgestellt.

4.2.4 Einheit III – Ton/Silt/Feinsand-Wechsellagen, verfestigt

Im Liegenden der Rutschmassen treten massige und verfestigte Ton/Silt/Feinsand-Wechsellagen auf (*Beilage IIIc*). Diese Einheit stellt die von Massenbewegungen unbeeinflusste Form der neogenen Feinsedimente im Untersuchungsgebiet dar. Das Korngrößen-



Abb. 12: Einheit III - Ton/Silt/Feinsand-Wechsellagen, verfestigt. Aufnahme aus Kernbohrung KB1, Tiefe 10,0 bis 12,0 m.

spektrum umfasst graue bis hellgraue siltige Tone, tonige Silte und siltige Fein- bis Mittelsandlagen (*Abb. 12*). Eisenoxidhydrate treten in Einheit III vorrangig als vereinzelte Klaster mit Durchmessern von 2 bis 15 cm auf, in deren Umfeld die Tonmatrix fleckige rotbraune Verfärbungen aufweist. Der makroskopische Mineralbestand ist weitgehend identisch zu Einheit II, zeigt demgegenüber allerdings einen relativen Rückgang des Glimmeranteils. Die massiven Eisenoxidhorizonte aus Einheit II wurden in dieser Einheit nicht angetroffen. Die Gesamtmächtigkeit von Einheit III umfasst nach den Ergebnissen der Kernbohrungen mindestens 4 m (Kernbohrung KB1 und Kernbohrung KB2). Die Mächtigkeit der primären Schichtung schwankt zwischen 0,5 und 2,0 m. Die Schichtgrenzen sind scharf und deutlich erkennbar. Internstrukturen im Millimeter- bis Zentimetermaßstab finden sich nur im Grenzbereich zu Eisenoxidhydraten (Gekröseschichtung, Rutschfalten). Die Schichten sind gegenüber Einheit II stärker verfestigt und zeigen Cu-Festigkeiten zwischen 100 und 200 kPa. Aufgeweichte Schichten oder rezente Wasserführungen wurden in dieser Einheit nicht festgestellt.

4.2.5 Einheit IV - Eisenoxide und Eisenhydroxide

Innerhalb der Einheiten II und III sind Eisenoxid- und Eisenhydroxid-Anreicherungen in Form massiver Lagen (Typ A), vereinzelter Klasten (Typ B) und als dispers verteilte Komponenten innerhalb der Ton-Silt-Matrix (Typ C) der Lockergesteinsablagerungen eingeschaltet (*Beilage III d*). Das Spektrum der Eisenoxidanreicherungen in den Bohrungen umfasst damit sämtliche von *Schmid (1977)* beschriebenen Grundtypen aus dem Oberpullendorfer Becken am Nordrand des Günser Gebirges. Plattige, feinkörnige Eisenoxidaggregate (Typ A) mit Stärken von bis zu 5 cm stellen den häufigsten Typus im Rutschungsbereich dar (*Abb. 13a*). Die einzelnen Aggregate weisen eine interne Lamination im Millimeterbereich durch Wechsel von braunen und gelblichen Lagen auf. Typ B umfasst runde bis nierenförmige, konkretionäre Aggregate (*Abb. 13b*), deren Größe zwischen 5 mm und 20 cm schwankt. Größere Komponenten (Kantenlänge >5 cm) sind lagenförmig aufgebaut, mit einem intensiv rot gefärbten, massiven Kern und braun-gelblichen Außenschalen, die zum Teil konzentrische Lagen- und Wickelstrukturen aufweisen. Die äußeren Lagen werden durch abwechselnd gelblich-braune Schichten aufgebaut und sind vergleichbar mit dem Aufbau der plattigen Eisenoxide vom Typ A. Typ C umfasst diffus in der Tonmatrix von Einheit II und III verteilte, angerundete und gerundete Eisenoxid-Fragmente, die im Kleinmaßstab ebenfalls Lagenstrukturen erkennen lassen (Pisolithe, nach *Bremer, 1995*) mit Korngrößen zwischen 2 und 5 mm (Grobsand bis Feinkies, *Abb. 13c*). Im Bereich des primären Bewegungshorizontes bilden Eisenoxide des Typus A und C eine rund 0,5 m mächtige Lage. Im Umland von Stadtschlaining ist eine Anreicherung dieser Komponenten auf den Hügeln und in den Gräben feststellbar.



Abb. 13: Eisenoxidtypen; (a) Massive Lage (Typ A; Handstück); (b) Vereinzelt Klasten (Konkretionen, Typ B, Handstück); (c) Eisenoxid-Fragmente (Typ C; Fraktion >63 μm aus Kernbohrung KB1).

4.2.6 Einheit V - Grünschiefer

Die Grünschiefer (*Beilage IIIe*) formen die Basis der Hügel im Osten von Stadtschlaining. Im unverwitterten Zustand sind die Gesteine blassgrün gefärbt und bestehen aus idiomorphen Aktinolithkristallen mit bis 2 mm Länge, die in einer graugrünen Matrix aus fein verteiltem Epidot, Chlorit und Albit (Epidot-Amphibolitfazies) eingebettet sind. Quarz tritt vereinzelt als sekundäre Gangfüllung auf. Die Gesteine sind engständig geschiefert (Lagenabstand 5 bis max. 15 mm) und fallen mit ca. 40 Grad in südliche bis südwestliche Richtung ein (190/040). Mit zunehmender Verwitterung erfolgt eine Braunfärbung der Schieferungsflächen und eine Ausbleichung der Matrix. Beim weitgehend unverwitterten Material im Bereich der Aufschlüsse an der Grabensohle sind gut ausgebildete Kristallformen der Amphibole erkennbar, während Eisenoxide nur vereinzelt an den Trennflächen auftreten. Mit fortschreitender Verwitterung nimmt die Gesteinsfestigkeit deutlich ab und das Gestein lässt sich insbesondere in Richtung der Schieferungsflächen einfach zerteilen. Die primäre Grünfärbung bleicht zunehmend aus und weicht einer durchgehenden Braunfärbung, sodass der Habitus der feingeschieferten Gesteine bei fortgeschrittener Verwitterung zunehmend einem Feinsand- bzw. Siltstein gleicht (*Abb. 14*).

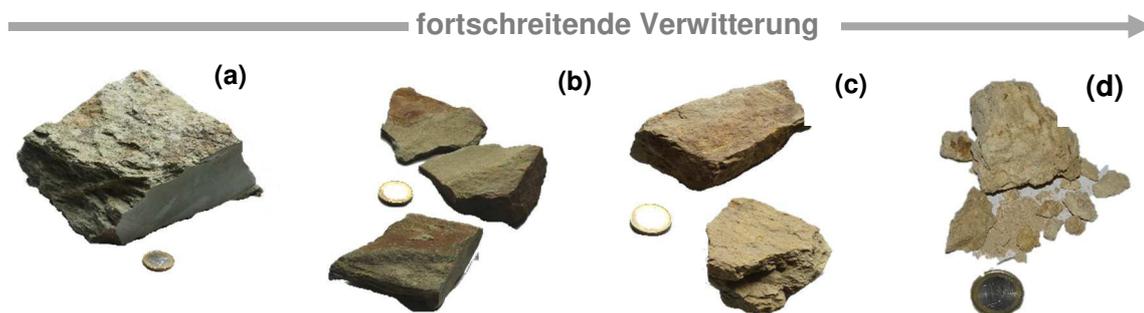


Abb. 14: Fortschreitende Verwitterung der Grünschiefer; (a) Unverwittert: Gestein weitgehend intakt; (b) Trennflächen oxidiert, Festigkeit deutlich reduziert (c) Stark verwittert: Gestein vollständig entfärbt, Festigkeit zunehmend vom Wassergehalt abhängig; (d) Sehr stark verwittert: Das Gestein ist stark zersetzt und ausgebleicht.

4.3 Mikrostrukturelle Untersuchung

Das Mikrogefüge der Tone wird durch Kante:Fläche Kontakte geprägt und vereinzelt durch röhrenartige Strukturen gestört (Abb. 15a). Die Tone sind durch ein heterogenes Gemenge aus großen, tafelig ausgebildeten Schichtsilikaten (~20 bis 40 μm) mit eingebetteten Quarz- und Feldspatklasten aufgebaut (Abb. 15b). Die Mineraloberflächen sind mit Eisenoxid-Tonmineral-Aggregaten belegt. An den Schichtsilikaten sind Delaminationseffekte und Neubildungen faseriger Mineralstrukturen erkennbar (Beilage VIc). Die Eisenoxide sind auf mikrostruktureller Ebene als kugelige Zusammenballung von Oxidkomponenten mit silikatischem Detritus charakterisiert (Abb. 16a, Beilage VIId). Die Größenordnung der Aggregate liegt zwischen ca. 10 bis 20 μm . Der silikatische Detritus umfasst tafelige Schichtsilikate, sowie vereinzelte Quarz- und Feldspatklasten, die in die Matrix eingebettet sind (Abb. 16a). Die Schichtsilikate weisen Anzeichen fortgeschrittener Verwitterung, wie Auffächerung der Mineralkanten und eine Aufweitung der Basisflächen (Abb. 16b) auf.

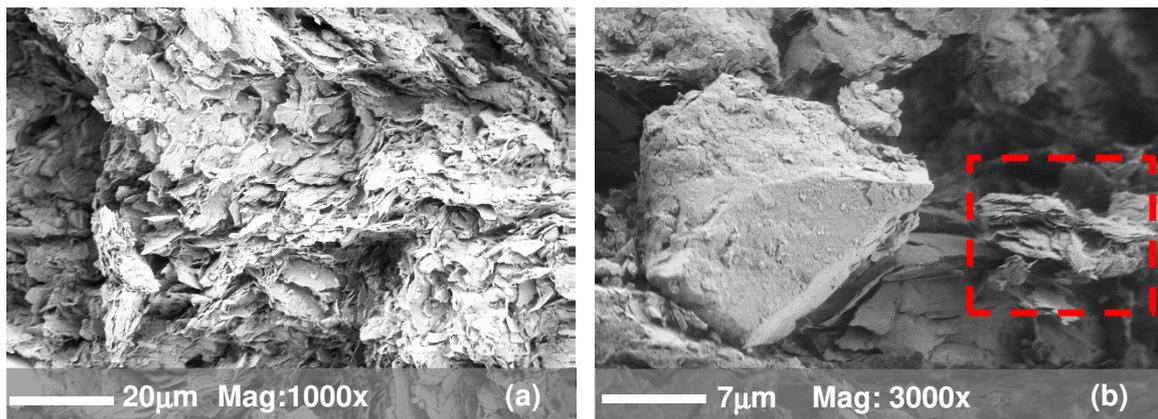


Abb. 15: REM-Aufnahmen des Tonmineralgefüges; (a) Mikrogefüge der Tone (b) Verwitterter Feldspatklast; Markierung: Delamination und Neubildung faseriger Strukturen an den tafeligen Schichtsilikaten.

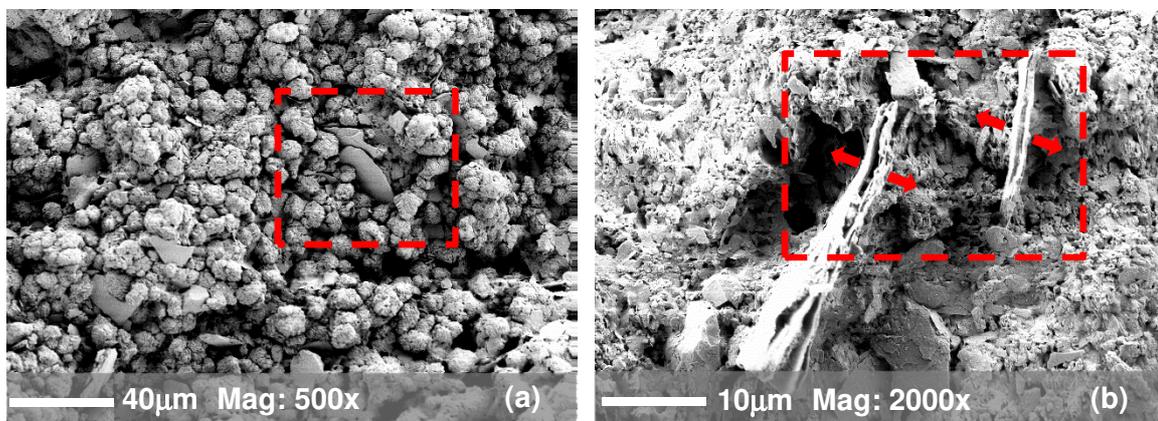


Abb. 16: REM-Aufnahmen der Oberflächenstrukturen der Eisenoxide; (a) Übersichtsaufnahme, Eisenoxidaggregate mit silikatischem Detritus; Markierung: Schichtsilikate (b) Detailaufnahme einer Delaminationsstruktur von Schichtsilikaten an der Oberfläche der Eisenoxid-Aggregate.

4.4 Mineralogie und Geochemie

4.4.1 Einheit I bis III - Ton / Silt Ablagerungen

Die Deckschichten (Einheit I) wurden durch die Bauarbeiten im Nahbereich der Straße mehrfach umgelagert und mit Fremdmaterial aus dem Straßenbau vermischt (Serpentinitklasten). Die mineralogisch-geochemische Charakterisierung beschränkt sich daher auf das durch Baumaßnahmen ungestörte Material aus den Einheiten II und III. In diesen Horizonten sind nach den Ergebnissen der Bohrlochdeformationsmessungen die primären Gleitflächen der Massenbewegung situiert (*Abb. 5*). Eine Referenzprobe der augenscheinlich ungestörten Ablagerungen aus dem oberflächennahen Bereich von Einheit II wurde aus Kernbohrung KB1 in einer Tiefe von 3,8 m entnommen und untersucht (Probe CL.1G).

Die Rutschmassen (Einheit II) und die verfestigten Ton/Silt-Ablagerungen (Einheit III) sind in mineralogischer Hinsicht durch ein Gemisch aus Quarz, Albit, Muskovit/Illit, Kaolinit und Smektit mit variablem Anteil an Eisenoxiden (Goethit) charakterisiert (*Abb. 17a; Abb. 18a*). Die Nebenanteile mit Gehalten jeweils < 3 wt. % umfassen Anatas, Anorthit, Kalifeldspat und Jarosit. Der Mineralbestand der untersuchten Proben stimmt damit mit den Analysendaten von *Kurzweil (1970)* aus der Umgebung des Günser Gebirges (Kaolinit, Muskovit, Chlorit, Montmorillonit, Quarz und Eisenhydroxid) überein. Das Auftreten von Jarosit ist an den Kontaktbereich mit den Eisenoxideinschlüssen (Einheit IV) gebunden. Die Tonproben aus dem Kern der Eisenoxidkonkretion (L.HS.K) und aus dem oberflächennahen Bereich (CL.1G) weisen, bis auf den erhöhten Gehalt an Jarosit bei CL.1G, vergleichbare mineralogische Zusammensetzungen auf.

Innerhalb von Einheit II dominiert die Muskovit/Illit-Gruppe (~24-33 wt. %) den Bestand der Schichtsilikate. Ihr relativer Anteil nimmt mit zunehmender Tiefe zugunsten der Kaolinitgruppe ab und liegt in Einheit II bei etwa 19-29 wt.%. Die Gehalte an Kaolinit, Albit und Goethit variieren sowohl zwischen den geologischen Einheiten als auch in Relation zu den Eisenoxidanreicherungen. Der Anteil an Eisenoxiden in der Tonmatrix ist dabei innerhalb von Einheit II (3-21 wt.%) grundsätzlich höher als in Einheit III (3-9 wt.%). Dagegen weisen die tieferen Horizonte höhere Gehalte an Albit (Einheit II: 6-16 wt.%; Einheit III: 11-25 wt. %) und Kaolinit auf (Einheit II: 12-37 wt. %; Einheit III: 21-37 wt.%). Bezogen auf die Gesamtmineralogie verhält sich der berechnete Smektitgehalt weitgehend konstant. Die Proben aus den Randbereichen von Einheit II (CL.1A & CL.1F) und Einheit III (CL.2A & CL.2E) sind jeweils repräsentativ für die ungestörte Tonmatrix. Bei beiden untersuchten Kernabschnitten steigt das Verhältnis zwischen Kaolinit und Albit, tendenziell mit zunehmender

Nähe zum Zentrum der Eisenoxidlage an (Abb. 17d; 18d). In der Tonfraktion (< 2 µm) kommen Muskovit/Illit, Kaolinit und Smektit (vermutlich Na-Montmorillonit) vor (Beilage V). Der relative Anteil von Kaolinit steigt im Zentrum der Eisenoxidhorizonte (Probe CL.1C) zugunsten von Smektit an (Abb. 17b/18b). Die relativen Verhältnisse der Tonminerale korrespondieren grundsätzlich mit den entsprechenden Anteilen aus den Berechnungen des Gesamtmineralbestandes.

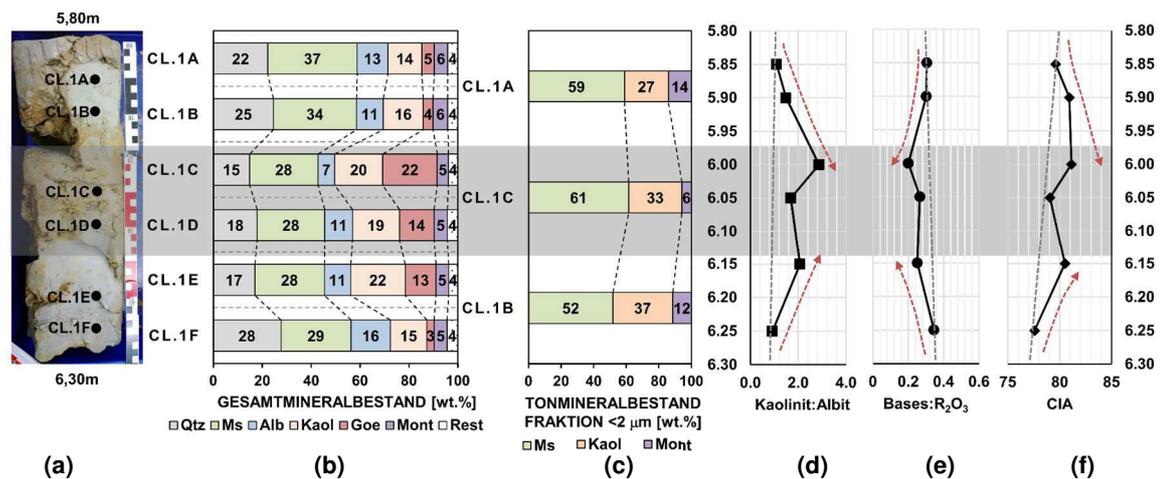


Abb. 17: Geochemische und mineralogische Analysendaten aus dem Bereich der Hauptbewegungszone in Einheit II aus KB1 (Tiefe 5,8 bis 6,3 m). (a) Fotodokumentation der Probenentnahmestellen; (b) Gesamtmineralbestand (Rest: Summe der Mineralphasen < 3 wt.%) (c) Tonmineralgehalt; (d) Kaolinit:Albit-Verhältnis; (e) Verwitterungsindex Bases:R₂O₃; (f) Verwitterungsindex CIA. Markierungspfeile: tendenzielle Zunahme des Verwitterungsgrades in Annäherung zu den Eisenoxidlagen; Datengrundlage: Beilage IV, V und VI.

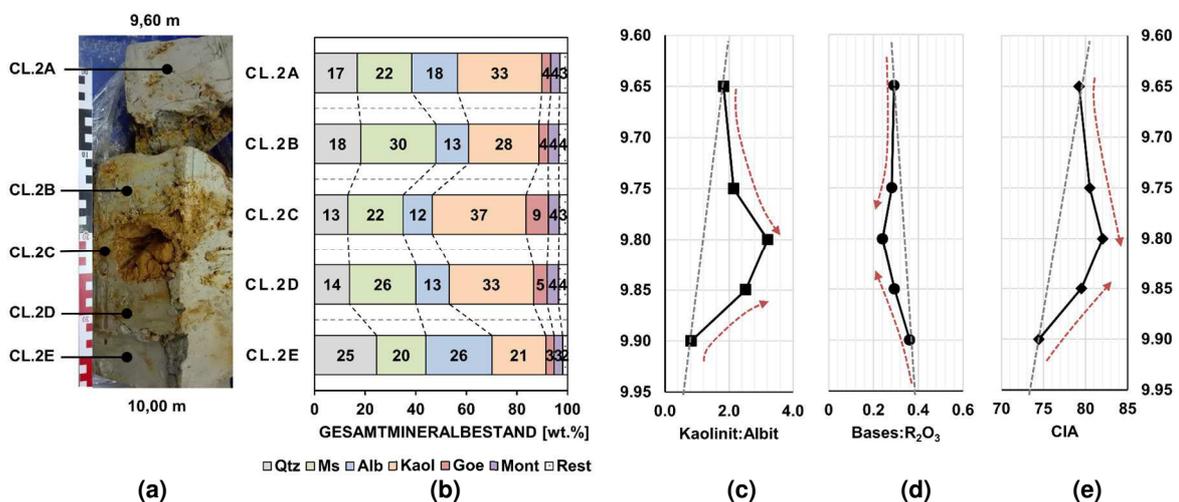


Abb. 18: Geochemische und mineralogische Analysendaten aus Einheit III; Kernbohrung KB2 (Tiefe 9,6 bis 10,0 m). (a) Fotodokumentation der Probenentnahmestellen; (b) Gesamtmineralbestand; (Rest: Mineralphasen < 3 wt.%) (c) Kaolinit:Albit-Verhältnis; (d) Verwitterungsindex Bases:R₂O₃; (e) Verwitterungsindex CIA. Markierungspfeile: tendenzielle Zunahme des Verwitterungsgrades in Annäherung zu den Eisenoxidlagen; Datengrundlage: Beilage IV und VI.

Die Verwitterungsindizes Bases:R₂O₃ und CIA liegen mit <0,2-0,4 (Bases:R₂O₃) und 75-80 (CIA) im fortgeschrittenen Bereich. Beide Verwitterungsindizes zeigen übereinstimmend mit dem Kaolinit:Albit-Verhältnis eine relative Zunahme der instabilen gegenüber den stabilen Komponenten mit zunehmender Nähe zum Zentrum der Eisenoxidlage (Abb. 17c/d/e, Abb.

18c/d/e). In Bezug auf den Verwitterungsgrad und Mineralbestand zeigen die beiden untersuchten Kernabschnitte und die Referenzproben vergleichbare Resultate. Mit zunehmender Nähe zur Geländeoberfläche und in Annäherung zu den Eisenoxiden steigt der Verwitterungsgrad tendenziell an. Damit zeigt sich über die stratigraphische Abfolge eine Wiederholung der mineralogischen und geochemischen Charakteristika gebunden an die zyklische Ablagerung der Eisenoxidhorizonte. Die Ergebnisse der RDA- und RFA-Analysen sind in *Beilage IV* und *Beilage V* zusammengestellt.

4.4.2 Einheit IV - Eisenoxide und Eisenhydroxide

Die Eisenoxide sind charakterisiert durch ein Gemenge aus Goethit, Hämatit und Lepidokrokit (36 bis 83 wt.%) mit den Nebenkomponten (je 1 bis 15 wt.%) Kaolinit, Plagioklas (Albit>Anorthit), Muskovit, Quarz, Jarosit und Spuren (<1 wt.%) von Titanoxiden (*Beilage IVc*). Erhöhte Jarositgehalte wurden bei der Analyse der Eisenoxid-Fragmente (Typ C) aus dem oberflächennahen Bereich (3,8 m Tiefe) bei Kernbohrung KB1 (L.1/C/3,8) festgestellt. Die schalenförmig aufgebauten Eisenoxide vom Typ B weisen einen intensiv rot gefärbten, hämatitreichen Kern auf (L.HS/B/R1, L.HS/B/R2), der von lagenförmigen, gelblich-braunen Randbereichen umschlossen wird. Bei den gelblich-braun laminierten Proben aus den plattigen Eisenoxiden von Typ A (L.1/A/6.0, L.1/A/9.8, L.1/A/6.1) wurde demgegenüber kein Hämatit festgestellt (Goethit und Lepidokrokit).

Geochemisch dominiert aufgrund des hohen Eisenoxidgehaltes in allen Proben Fe_2O_3 mit ca. 33 bis 75 wt.% (*Beilage VIa*). Der Eisengehalt korreliert positiv mit MnO_2 , wobei die höchsten Mn-Gehalte bei den hämatitreichen, dunkelrot gefärbten Proben aus dem Kernbereich festgestellt wurden (HS/B/R1 und L.HS/B/R2). Die Nebenkomponten SiO_2 (~10-31 wt.%), Al_2O_3 (4-11 wt.%), K_2O (1-15 wt.%), P_2O_5 (0,1-0,8 wt.%) und die Spurenanteile (<0,5 wt.%) Na_2O , CaO , MgO und TiO_2 sind auf detritische Komponenten zurückzuführen. Die untersuchten Eisenoxide sind damit mineralogisch, petrographisch und geochemisch vergleichbar mit den Toneisensteinproben und den mit Eisen imprägnierten Feinsanden aus dem Oberpullendorfer Becken im Norden des Günser Gebirges (*Kurzweil, 1971; Schmid, 1977*).

4.4.3 Einheit V - Grünschiefer

Der Mineralbestand der Grünschiefer (*Beilage IVd*) reflektiert den Grad der Verwitterung und ist daher mit zunehmendem Alterationsgrad einer deutlichen Variation unterzogen. Im weitgehend unverwitterten Zustand sind die Grünschiefer durch ein Gemenge aus Aktinolith (~30 wt.%), Epidot (~25 wt.%), Plagioklas (Albit: ~20 wt.%; Anorthit: ~7 wt.%) und Chlorit (~20 wt.%) charakterisiert. Mit steigender Verwitterung zeigt sich ein vollständiger Abbau von Aktinolith und eine deutliche Reduktion des Chlorit- und Epidotgehaltes (Chlorit: ~10 wt.%; Epidot: ~15 wt.%), verbunden mit einem relativen Anstieg des Feldspatgehaltes (Plagioklas: ~50 wt.%) und der Neubildung von Tonmineralen (Kaolinit: ~5 wt.%). In den fortgeschrittenen Stufen werden Chlorit und Plagioklas zu Kaolinit und Smektit umgesetzt. Diese Proben bestehen aus einem Gemisch von Plagioklas (~16-22 wt.%), Kaolinit (~25-30 wt.%) und Epidot (~7 wt.%). Als Nebenkomponten treten zunehmend Eisenoxide (Goethit), Smektit und Titanoxide auf. Mit fortschreitender Verwitterung ist somit eine Anreicherung sekundärer Tonminerale (Kaolinit, Smektit) und Eisenoxide feststellbar.

Die limonitischen Sande aus dem Aufschluss AP 02 (Probe: AP 02) unmittelbar über den Grünschiefern wurden als Referenzmaterial für die Basis der sedimentären Entwicklung untersucht (*Beilage IVc*). Sie bestehen aus einem Gemenge aus Quarz, Albit und Kaolinit (je ~20-35 wt.%) und den Nebenkomponten Goethit (~7 wt.%), Epidot (~7 wt.%) und Orthoklas (~2 wt.%).

Geochemisch drückt sich die fortschreitende Verwitterung in einer relativen Zunahme des SiO_2 - und Fe_2O_3 -Gehaltes und einer kontinuierlichen Abfuhr von MgO und CaO aus (*Beilage VIa*). MgO und CaO sind in den frühen Verwitterungsstadien vorrangig in Aktinolith, Epidot und Chlorit gebunden. In den fortgeschrittenen Verwitterungsphasen bleiben die Feldspäte als Träger von Na_2O (Albit) und CaO (Anorthit), während MgO bei der Neubildung von Smektit umgesetzt wird. Die geochemische Entwicklung drückt sich in der kontinuierlichen Variation der Verwitterungsindizes CIA und Bases: R_2O_3 aus. Die Indizes variieren vom initialen Stadium (GS.W1) mit einem CIA von rund 40 und einem Bases: R_2O_3 -Verhältnis von ~1,7 bis zum Endstadium mit einem CIA von rund 70 und einem Bases: R_2O_3 -Verhältnis von 0,35. Unverwitterter Basalt weist zum Vergleich einen CIA von rund 30 (*Nesbitt & Young, 1982*) auf und liegt damit in ähnlicher Größenordnung wie Probe GS.W1.

4.5 Hydrochemische Charakterisierung

Die pH-Werte der untersuchten Proben (mit Ausnahme von Probe P1/17) liegen zwischen 8,1 und 8,2 bei einer mittleren elektrischen Leitfähigkeit (EC) von 1784 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bzw. 5100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bei P1/17). Eine Zusammenstellung der pH-Werte, Leitfähigkeiten und der hydrochemischen Typisierung der Wasserproben enthält *Tab. 2*. Probe P1/17 wurde zur Zeit der Schneeschmelze entnommen, sodass eine Kontamination mit Streusalzen (NaCl) wahrscheinlich ist. Eine detaillierte Aufstellung der Analysendaten enthält *Anhang VII*.

Tab. 2: Parameter der Wasserproben bei der Entnahme und hydrochemische Typisierung.

Analyse	Datum der Entnahme	Temperatur [°C]	pH	EC [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Typisierung ⁽¹⁾
P1/17	20.04.2017	8,8	8,70	5100	Na-Cl
P2/17	26.04.2017	12,3	8,10	1972	Na-Ca-Cl
P3/17	07.07.2017	16,1	8,22	1817	Na-Ca-Cl-HCO ₃
P4/17	07.07.2017	16,1	8,10	1825	Na-Ca-Cl-HCO ₃
P5/17	28.07.2017	16,9	8,15	1830	Na-Ca-Cl-HCO ₃
P6/17	16.08.2017	19,7	8,08	1592	Na-Ca-Mg-Cl-HCO ₃
P7/17	03.09.2017	14,5	8,10	1669	Na-Ca-Cl-HCO ₃
P1/13 2 ⁽²⁾	08.08.2013	17,3	7,80	2630	Na-Ca-Mg-Cl

⁽¹⁾ Hydrochemische Typisierung nach *Kralik et al. (2005)* nach *Furtak & Langguth (1967)*

⁽²⁾ Analysendaten aus *Reinprecht, 2014*

Über den gesamten Analysenzeitraum stellten Na^+ und Cl^- mit Konzentrationen von je etwa 10 bis 13 mmol/l das primäre Ionenpaar dar. Die sekundären Komponenten waren Ca, Mg (je ~1,5-2 mmol/l) und HCO_3^- (~3-5 mmol/l) sowie untergeordnet K^+ (1,5 mmol/l) und SO_4^{2-} (~1 mmol/l). Diese Messwerte zeigen gute Übereinstimmung mit den Referenzwerten aus dem alten Entwässerungssystem vom Sommer 2013 (*Reinprecht, 2014*). Einen Ausnahmefall stellt Probe P1/17 dar, die während der Tauperiode im April 2017 entnommen wurde und etwa dreifach erhöhte Ionenkonzentrationen aufweist. Bei den Spurenelementen dominieren Al (3,1-18,8 $\mu\text{mol}/\text{l}$), Fe (0,75-17,7 $\mu\text{mol}/\text{l}$), Mn (0,04-5,2 $\mu\text{mol}/\text{l}$) und Sr (2,3-5,0 $\mu\text{mol}/\text{l}$). Das $[\text{K}^+]:[\text{Na}^+]$ -Verhältnis schwankt generell zwischen 0,004 und 0,022, während das $([\text{K}^+]+[\text{Na}^+]):-([\text{Cl}^-])$ -Verhältnis von 0,74 bei P1/17 bis 1,18 bei P7/17 ansteigt. Nach *Kölle (2001)* weisen Verhältniswerte von $[\text{K}^+]:[\text{Na}^+] < 0,1$ auf erhöhte Salzbelastung hin, während ein Verhältnis von $([\text{K}^+]+[\text{Na}^+]):-([\text{Cl}^-]) > 1,0$ in Indiz für Ionenaustausch darstellt. Eine Zusammenstellung der Sättigungsindizes (SI) für die Mineralphasen der Formationen im Kontakt mit den Sickerwässern enthält *Tab. 3*. Demnach sind die untersuchten Wässer in den Frühlingsmonaten (Tauphase) tendenziell stärker untersättigt

in Bezug auf die vorhandenen Mineralphasen, als im späteren Verlauf des Jahres (insbesondere in Hinblick auf Kaolinit, Montmorillonit und Jarosit). Eine Übersättigung ($SI > 1$) eines Minerals in einer Lösung führt nicht notwendigerweise zu dessen Bildung, stellt allerdings eine Grundvoraussetzung für die Mineralbildung dar.

Tab. 3: Sättigungsindizes (SI) der Drainagewässer in Bezug auf die Mineralphasen der Tone und Schluffe (Einheit II & Einheit III, sowie der Eisenoxide (Einheit IV); Referenztemperatur: 25 °C.

Mineral	P1/17	P2/17	P3/17	P4/17	P5/17	P6/17	P7/17
Quartz	0.37	0.36	0.53	0.55	0.51	0.56	0.6
Muskovit	6.99	8.13	8.73	9.6	10.1	10.55	11.06
Albit	1.53	0.90	1.80	1.74	1.90	1.95	2.41
Anorthit	-0.39	-0.87	0.15	-0.02	0.49	0.66	1.07
K-Fst (1)	1.94	1.93	3.02	2.85	2.88	3.17	3.26
Kaolinit	4.43	5.57	6.41	6.47	6.87	7.14	7.64
Goethit	6.46	6.59	6.86	6.87	6.86	6.63	7.84
Lepidokrokit	5.59	5.72	5.99	6.00	5.99	5.76	6.97
Hämatit	17.93	18.19	18.72	18.74	18.72	18.28	20.69
Jarosit (2)	-3.12	-0.97	-0.25	0.15	0.03	-0.29	3.07
Montmorillonit	7.06	7.24	8.5	8.47	8.78	9.02	9.79

(1)...Microcline; (2)...Na-Jarosite

Im Typisierungsplot von *Kralik et al. (2005)* liegen die untersuchten Wässer damit mehrheitlich im hydrochemischen Faziesfeld der alkalisch-chloridischen Wässer (*Abb. 19*). Die Ergebnisse grenzen sich damit deutlich von den publizierten Analysenwerten aus der Region ab. Während die Thermalwässer (*Elster et al., 2016*) der alkalischen und hydrogenkarbonatischen Fazies (Na-Ca-HCO₃-Typ) zugeordnet sind, weisen die oberflächennahen Grundwasserkörper (*Hobiger & Klein, 2004*) erdalkalisch-carbonatische (Ca-Mg-HCO₃-Typ) Dominanz auf.

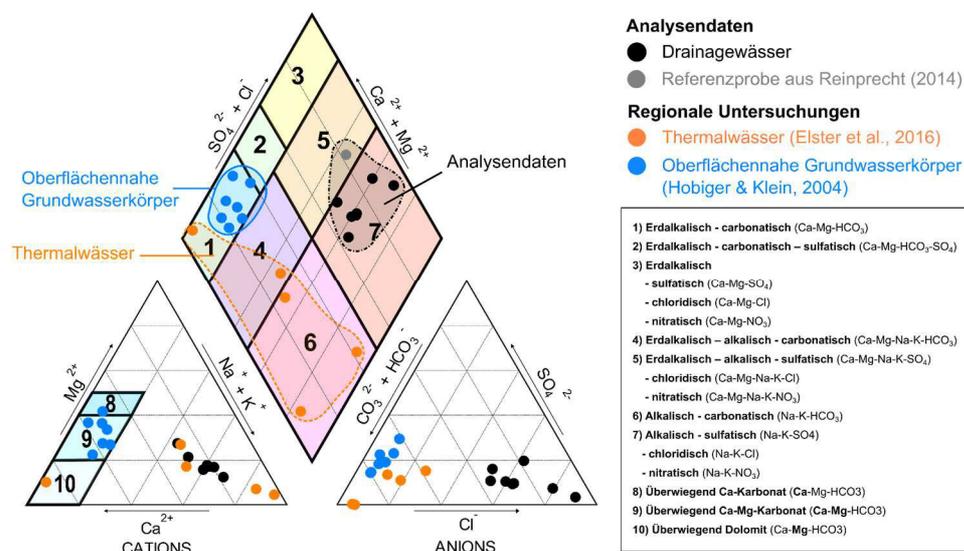


Abb. 19: Grundwasserklassifikation nach Kralik, et al. (2005). Die Darstellung umfasst die Analyseergebnisse aus der Rutschung Stadtschlaining und Referenzwerte aus regionaler Grund- und Thermalwasservorkommen (*Elster et al. 2016; Hobiger & Klein, 2004*).

5 Diskussion

5.1 Liefergebietsanalyse und Ablagerungsmodell

5.1.1 Differenzierung der Liefergebiete

Die geologischen Einheiten am Rutschhang Stadtschlaining bilden im A-CN-K-System (Nesbitt & Young, 1984) und im A-CNK-FM-System (Nesbitt & Young, 1989) differenzierte Gruppen mit spezifischem Verwitterungs- und Alterationsverhalten (Abb. 20a/b). Die Grünschiefer (Einheit V) zeigen in beiden Systemen eine stetige Entwicklung entlang der A-CN (Abb. 20a) bzw. der A-CNK-Linie (Abb. 20b), die auf den Verlust der CaO-, MgO-, und Na₂O-führenden Mineralphasen (Aktinolith, Epidot, Plagioklas) mit fortschreitender Verwitterung zurückzuführen ist. Diese Entwicklung der Grünschiefer folgt dabei grundsätzlich dem prognostizierten Verwitterungstrend von Basalten (Nesbitt & Young, 1984, 1989).

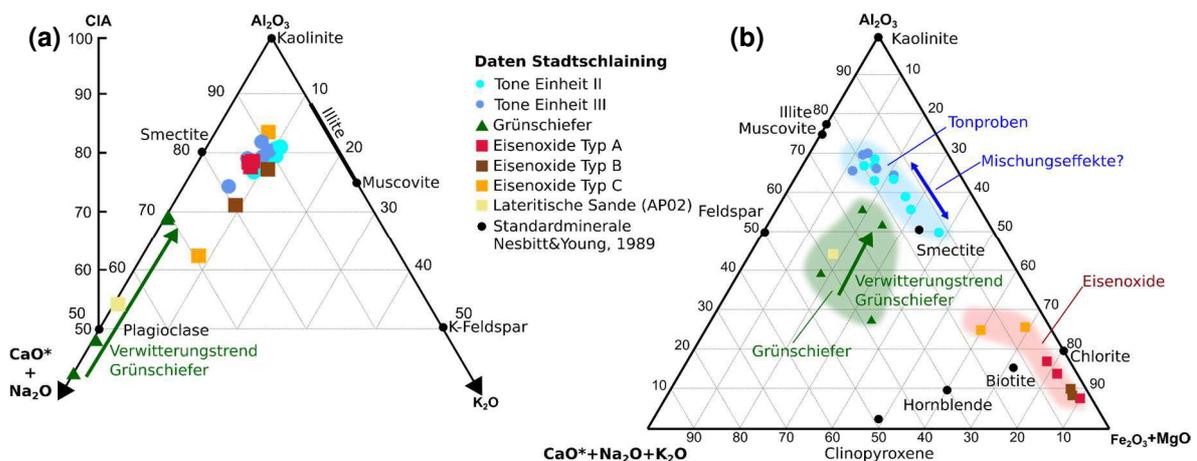


Abb. 20: Geochemische Analysendaten (molare Proportionen) und Verwitterungstrends der untersuchten Proben und Standardminerale im A-CN-K-System (Nesbitt & Young, 1984) und im A-CNK-FM-System (Nesbitt & Young, 1989); (a) A-CN-K-System (Al_2O_3 - $CaO^*+Na_2O-K_2O$; oberer Ausschnitt >50%) mit Verwitterungstrend der Grünschiefer. Die Tone und Eisenoxide zeigen dem gegenüber eine deutliche K-Anreicherung. (b) A-CNK-FM-System (Al_2O_3 - $CaO^*+Na_2O+K_2O-Fe_2O_3+MgO$) mit den Clustern der Tonproben, Eisenoxide und Grünschiefer.

Von den Grünschiefern grenzen sich die Tone (Einheit II und III) und Eisenoxide (Einheit IV) im A-CN-K-System durch den Al₂O₃- und K₂O-Gehalt ab und bilden ein zentrales Cluster ohne erkennbaren Verwitterungstrend mit einem CIA von ~80% (Abb. 20a). Im A-CNK-FM-System gruppieren sich die Tone abseits der Grünschiefer zwischen den Idealsammensetzungen von Muskovit und Smektit, während die Eisenoxide im Bereich des FM-Endfeldes liegen (Abb. 20b). Bei den Tonproben aus den Rutschmassen (Einheit II) zeigt sich im Kontrast zu den Proben der tieferliegenden, verfestigten Ton/Silt/Feinsand-Wechselfolgen (Einheit III) eine Streuung parallel zur A-FM-Linie, die auf verstärkte

Austausch- und Mischprozesse im Kontakt mit den Eisenoxidlagen (Einheit IV) hindeutet. Die geochemische Differenzierung zwischen den Grünschiefern des Rechnitzer Fensters und den Tonen der Beckenfüllung wird durch den Gehalt an K_2O - und Al_2O_3 -führenden Mineralen, wie Muskovit und Orthoklas hervorgerufen. Muskovit und Alkalifeldspat sind Primärminerale, die vorrangig in Glimmerschiefern, Gneisen und granitischen Gesteinen auftreten (*Okrusch & Matthes, 2014*). Im sedimentären Umfeld liegen sie als detritische Komponenten vor, die der Entstehung von sekundären Tonmineralen, wie Kaolinit oder Illit, dienen (*Blume et al., 2010, Essington, 2004*). Die Verwitterung der Grünschiefer führt demgegenüber zur Neubildung von Smektit, Kaolinit und Eisenoxiden durch Zerfall von Chlorit, Amphibol und Epidot, sowie zu einer Anreicherung verwitterungsstabiler Komponenten wie Quarz, Eisen- und Titanoxide (*Schwertmann, 1976; Chigira, 1989; Velde & Meunier, 2008*). Die tonigen Sedimente der Einheiten II und III setzen sich folglich aus mindestens zwei unterschiedlichen, primären Liefergebieten zusammen: den z.T. stark verwitterten Grünschiefern des Rechnitzer Fensters und den erodierten aber verwitterungsbeständigen Kristallingesteinen aus dem Nordwesten des Günser Gebirges (*Abb. 1*). Der Anstieg des Muskovitgehaltes zulasten des Kaolinitanteils zwischen Einheit II und Einheit III deutet dabei auf eine graduelle Zunahme der Schüttungsraten aus dem nördlichen Liefergebiet oder eine entsprechende Abnahme des Einflusses der Grünschiefer-Verwitterung hin (*Abb. 17, Abb. 18*).

Die limonitischen Sande sind aus geochemischer Sicht mit den Grünschiefern vergleichbar und plotten in beiden Systemen im Bereich des Grünschiefer-Verwitterungstrends. Aus mineralogischer Sicht liegen die Parallelen zu den Grünschiefern im Vorkommen von Kaolinit, Plagioklas, Goethit und Epidot bei gleichzeitigem Fehlen von K_2O -haltigen Glimmern (Muskovit, Illit). Im Kontrast zu den unverwitterten Varietäten der Grünschiefer fehlt Chlorit im Mineralbestand der Sande, während Quarz und Eisenoxide stark angereichert wurden. Die Anreicherung von Epidot in den Sanden ist charakteristisch für Ablagerungen aus dem Rechnitzer Fenster (*Nebert et al., 1980*). Aus mineralogischer und geochemischer Sicht sind die limonitischen Sande daher als umgelagertes Verwitterungs- und Abtragungsmaterial der Gesteine aus dem Günser Gebirge (Rechnitzer Fenster; Grünschiefer) aufzufassen.

Die dritte, geochemisch und mineralogisch abgegrenzte, Einheit bilden die Eisenoxide und Eisenhydroxide, deren Differenzierung von den Ton- und Grünschieferproben über das SAF-System ($SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$; *Abb. 21*) erfolgt. Dieses System wurde von *Schellmann (1981)* entwickelt und durch *Bourman & Ollier (2002)* um eine morphologische Komponente erweitert, um eine Abgrenzung zwischen autochtonen (Laterite im engeren Sinn) und

allochtonen Bildungen (Ferricretes) zu ermöglichen. Während lateritische Verwitterungsbildungen durch Fe-Anreicherung über vertikale Verlagerungsprozesse gekennzeichnet sind, wird die Bildung von Ferricretes auf externe Eisenquellen und laterale Anreicherungsprozesse zurückgeführt (Babechuk et al., 2014; Widdowson, 2007). Diese genetischen Unterschiede resultieren in charakteristischen morphologischen Erscheinungsformen, die zur Interpretation ihrer Bildungsbedingungen herangezogen werden (Bourman & Ollier, 2002).

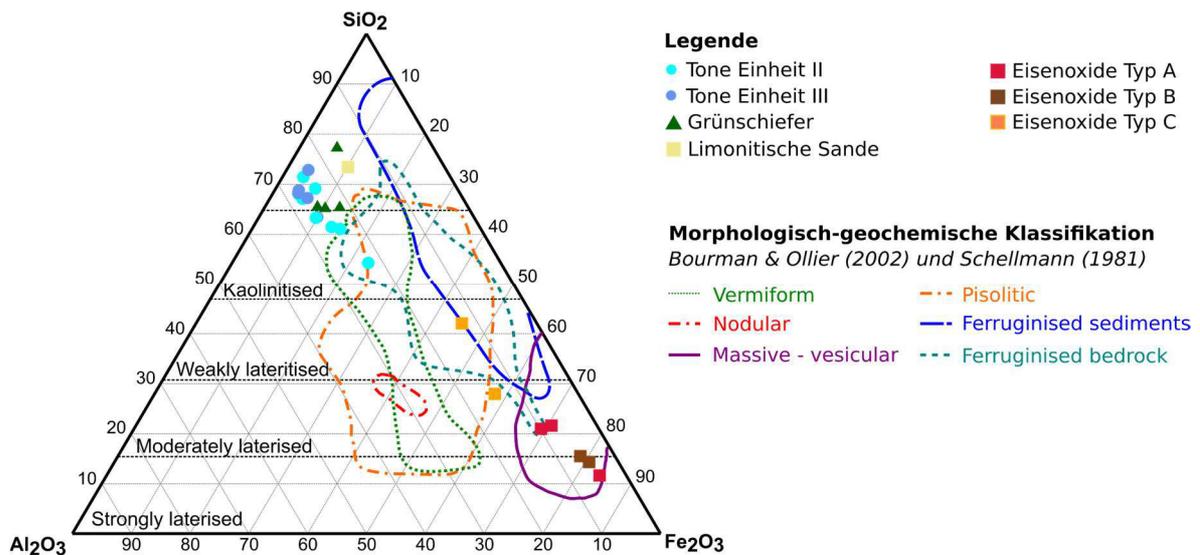


Abb. 21: Morphologisch-geochemische Klassifikation für lateritische Gesteine (SAF-System), verändert nach Bourman & Ollier (2002) und Schellmann (1981) mit den Daten aus der vorliegenden Untersuchung.

Im SAF-System (Abb. 21) bilden die Grünschiefer und Tone eine abgegrenzte Gruppe außerhalb der Alterationsbereiche für Fe-schüssige Sedimente. Die partielle Verschiebung einzelner Tonproben der Einheit II (Proben CL.1C - CL.1E) in das „Kaolinitised“-Feld weist auf Fe-Anreicherung durch Mischungsprozesse mit den Typ C-Eisenoxiden hin. Eisenoxide vom Typ A-C können somit als Ferricretes bezeichnet werden, deren Entstehung auf laterale (sekundäre) Anreicherungsprozesse zurückgeführt wird. Dieser Prozess wird besonders anhand von Typ B deutlich, wo (vermutlich rezente) Lagen von gelbem bis bräunlichem Goethit und Lepidokrokit zusammen mit silikatischem Detritus auf rotbraunen hämatitischen Kernen abgelagert wurden. Dieser Befund wird durch das Mikrogefüge der Eisenoxide erhärtet, wonach die Aggregate aus einem heterogenen Gemenge von silikatischem Detritus und Eisenoxiden bestehen (Abb. 16). Die Wickelstrukturen innerhalb des Kernmaterials (Abb. 13) sind auf die Aufarbeitung bzw. Umlagerung vor der finalen Ablagerung der Eisenoxid-Horizonte zurückzuführen. Eine vergleichbare Anreicherung von Eisenoxidaggregaten durch Erosions- und Verwitterungsprozesse erfolgt rezent am talseitigen Ende der Grabenstruktur, wo die alluviale Talfüllung vorrangig durch Eisenoxidaggregate aufgebaut wird.

5.1.2 Entstehung der Eisenoxide/hydrate

Die Bildung von Eisenoxidkrusten (Ferricrete) durch sedimentäre Umlagerung und Anreicherung von eisenhaltigem Verwitterungsmaterial in Tälern und Rinnen wurde von *Ollier & Galloway (1990)* und *Bourman (1993)* als Erweiterung des traditionellen, autochtonen Bildungsmodells lateritischer Gesteine (*Tardy & Nahon, 1985*) vorgeschlagen und durch zahlreiche Fallstudien bestätigt (*Bourman, 1996; Beauvais, 1999; Widdowson, 1997; Löhr et al., 2010*). Einen ähnlichen Mechanismus beschrieb *Lascelles (2016)* im Zusammenhang mit der Formation pisolithischer Lagerstätten in Australien (*channel iron deposits*), wobei er die Anreicherungsprozesse auf flächige Erosion (engl: *sheetwash*) gering konsolidierter eisenhaltiger Primärgesteine zurückführt. Mögliche Ausgangsmaterialien für derartige Anreicherungsprozesse könnten beispielsweise die limonitischen Sande (AP 02) darstellen, aus denen nach weiterer Verwitterung und Umlagerung die initialen Eisenoxidkrusten (Proto-Eisenoxide) entstanden sind. Die makroskopische, brekziöse Textur und der geringe Rundungsgrad der Komponenten, sowie die diskreten Schichtkontakte und die Mineralogie der limonitischen Sande deuten auf geringe Transportweite hin. Das Günser Gebirge (Rechnitzer Fenster) ist daher als wahrscheinlichstes Liefergebiet für die Eisenoxide aufzufassen.

Aus lithostratigraphischer Sicht stellen die Ablagerungen aufgrund der markanten Eisenoxid-Einschaltungen ein mögliches Äquivalent zur Rabnitz-Formation aus dem Oberpullendorfer Becken im Norden des Rechnitzer Fensters dar, die im Bereich der Ortschaft Langeck (Bezirk Oberpullendorf) unmittelbar auf das Kristallin übergreifen (*Nebert et al., 1970; Herrmann et al., 1988*). Für die Entstehung der Eisenoxide im nördlichen Vorland des Günser Gebirges (Oberpullendorfer Becken) liegen derzeit mehrere Modellvorstellungen vor (*Kurzweil, 1971; Schmid, 1977; Götzinger & Draganits, 2009; Draganits et al., 2009*). Diese Bildungsmodelle sind auf das Untersuchungsgebiet nicht direkt übertragbar. Die beiden Ablagerungsräume werden durch das Günser Gebirge getrennt, wodurch eine Eisenanreicherung durch „*Imprägnation sandiger Horizonte*“ (*zit. Kurzweil, 1971, S.269*) mit Verwitterungslösungen im Zusammenhang mit dem Vulkanismus am Pauliberg bei der Ortschaft Stoob (Pliozän, *Abb. 2*) im gegenständlichen Fall unwahrscheinlich ist. Aufgrund der Mineralogie und Geochemie der Eisenoxide kann eine Anlage durch hydrothermale Prozesse im Zusammenhang mit der Genese der Antimonitlagerstätte ebenfalls ausgeschlossen werden. In der Zusammensetzung der Eisenoxide konnten weder mineralogische noch geochemische Signaturen der Mineralparagenese der Vererzung (Antimonit, Ilmenit, Pyrit, Zinnober; nach *Lukas, 1970a*) festgestellt werden. *Schmid (1977)* ging davon aus, dass eisenreiche Verwitterungslösungen aus den Kristallin-gesteinen an den Beckenrändern im Kontakt zur angrenzenden Beckenfüllung zu einer

Eisenanreicherung führten. Er baute dabei auf der konzeptionellen Vorstellung von *Kurzweil (1971)* auf, der seinerseits die Entstehung der Eisenoxide auf die Durchmischung vulkanischer Lösungen im ufernahen Bereich von Seen oder Sümpfen vermutete und die Ablagerungen mit sogenannten Sumpferzen (engl.: *bog iron*) verglich. Jüngere Bearbeitungen von *Götzinger & Draganits (2009)* bzw. *Draganits et al. (2009)* griffen diese Überlegungen auf, vermuteten die Eisenquellen allerdings unmittelbar im Sedimentkörper durch Verwitterung von Amphibolen, mafischen Glimmern und Gesteinsfragmenten. Die eigentliche Anreicherung der Eisenoxide erfolgte nach *Götzinger & Draganits (2009)* durch Grundwasserschwankungen in Analogie zur Bildung von Raseneisensteinen.

Bei den untersuchten Eisenoxidhorizonten aus dem Raum Stadtschlaining sprechen sowohl makroskopische als auch geochemische Analysendaten gegen die vorgestellten Modelle. Beispielsweise ist die Verteilung der Eisenoxide im stratigraphischen Profil nicht an wenige, verfestigte Primärhorizonte gebunden, wie es bei Raseneisenerzen oder Sumpferzen zu erwarten wäre, sondern umfasst sowohl massive Lagen als auch verstreute Fragmente (Typ C) in der Tonmatrix. Mineralogisch und geochemisch sprechen der Anteil silikatischer Mineralphasen sowie der geringe Gehalt an P_2O_5 und MnO_2 (je $<1\%$) im Vergleich zu publizierten Analysendaten für Sumpf- und Seeerze ($P_2O_5 > 3\%$; $MnO_2 \sim 1-2\%$ gemäß *Ramanidou & Wells, 2014*) gegen derartige Entstehungsmodelle. Eine Anreicherung eisenhaltiger Verwitterungsprodukte in lokalen Depressionen im Vorland des Günser Gebirges, verbunden mit mehrphasiger Umlagerung und Verwitterung nach den Modellvorstellungen von *Bourman (1993)* oder *Lascelles (2016)* stellt daher anhand des mineralogischen, geochemischen und mikrostrukturellen Befundes das wahrscheinlichste Modell für die Entstehung der Eisenoxidlagen im Untersuchungsgebiet dar und wird durch die rezenten Anreicherungsprozesse in den Grabenstrukturen indirekt bestätigt.

5.1.3 Paläogeographisches Ablagerungsmodell

Die geochemische Liefergebietsanalyse deutet darauf hin, dass die geologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes maßgeblich durch die mechanische und chemische Verwitterung der Grünschiefer aus dem Günser Gebirge (Rechnitzer Fenster) im Osten und des Wechsel-Kristallins (Glimmerschiefer und Gneis) im Norden geprägt wurde. Das Wechsel-Kristallin und die angrenzenden Gebirgszüge sind seit dem unteren Miozän (Karpatum) aktive Liefergebiete, während die Abtragung des Rechnitzer Fensters vermutlich erst im unteren Sarmatium einsetzt (*Berka, 2015; Nebert et al., 1970*). Ab dem oberen Sarmatium belegen Schwermineraluntersuchungen eine deutliche Dominanz von Ablagerungsmaterial aus dem Günser Gebirge innerhalb der Beckenfüllung (*Nebert et al., 1970; Pahr et al., 1984*). Aufgrund der massiven Eisenoxidlagen können die Ablagerungen am Rutschhang Stadtschlaining als mögliches lithostratigraphisches Äquivalent zur Rabnitz-Formation aus dem Oberpullendorfer Becken im Norden aufgefasst werden (Oberpannonium-Dazium, *Nebert et al., 1970*).

Die tonigen Sedimente (Einheit II & III) mit eingeschalteten Eisenoxidlagen liegen diskordant über den Grünschiefern und belegen damit die von *Pahr et al (1984)* beschriebene, „*ästuarartige*“ direkte Transgression auf die Schiefer des Rechnitzer Fensters. Am Beginn des Sedimentationszyklus steht die Aufarbeitung und Ablagerung limonitischer Sande (fortgeschrittener Verwitterungsgrad durch das Fehlen von Chlorit und Aktinolith bei AP 02), begleitet von einer kontinuierlichen Sedimentzufuhr aus dem Kristallgebiet im Norden und dem Günser Gebirge (Rechnitzer Fenster). Durch die großflächige Erosion der verwitterten Grünschiefer am Ostrand des Rechnitzer Fensters wurden dem Ablagerungsraum Quarz, Kaolinit, Albit und Smektit, sowie Eisenoxidklasten (Proto-Eisenoxidlagen) aus küstenferneren Bereichen zugeführt (*Abb. 17, Abb. 18*). Die Abtragung des Wechsel-Kristallins aus dem Einzugsgebiet im Norden und die Umlagerung älterer Formationen (Sinnersdorf Formation, Tauchenbach Formation) im alpinen Vorland lieferte vermutlich Muskovit, Kalifeldspat und Quarz. Durch die Transgression wird das Vorland des Rechnitzer Fensters erfasst, während die fluviatile Sedimentzufuhr aus dem nördlichen Ablagerungsgebiet anhält (*Abb. 22*). Durch die Zunahme des terrestrischen Inputs und die Abnahme des Inputs aus dem nunmehr küstenfernen Raum des Günser Gebirges steigt die Mächtigkeit und Intensität der Eisenoxidlagen im oberen Abschnitt des stratigraphischen Profils (Einheit II) tendenziell an, wobei die Zyklizität der Eisenoxidlagen auf hochdynamische Trans- und Regressionsphasen hinweist. Damit verbunden ist eine Zunahme des Muskovit- und Quarzgehaltes in der Tonmatrix gegenüber Kaolinit und Albit, die auf einen gesteigerten Eintrag aus dem nördlichen Liefergebiet durch die anhaltende Hebung des Alpenkörpers im Norden zurückzuführen ist (*Frisch et al, 1998*). Die zyklische

Abfolge der Eisenoxidlagen und die Zunahme der Lagenmächtigkeit zum Hangenden (Abb. 9) sind starke Indizien für progradierende Deltaablagerungen (Schäfer, 2010). Die Schotterflur im Nordwesten von Stadtschlaining könnte dabei als Relikt der dazugehörigen Deltafront aufgefasst werden (Abb. 1). Diese Schotter wären demnach entgegen der derzeitigen Einstufung (Quartär, Pahr et al., 1984) in Analogie zu Winkler-Hermaden (1957) dem Oberpannonium zuzuordnen. Das sedimentäre Ablagerungsmodell kann daher als mehrphasiger Trans- und Regressionszyklus auf den Randbereich des Rechnitzer Fensters aufgefasst werden. Die stratigraphische Abfolge im Untersuchungsgebiet ist das Resultat der sedimentären Entwicklung, die zur Anlage der Wechsellagen von Eisenoxiden und tonig-siltigen Sedimenten führte. Diese Ablagerungen waren nach ihrer Deposition durch die anschließende Heraushebung des Ablagerungsraumes (Wagner et al., 2010) weiteren Verwitterungs- und Alterationsprozessen ausgesetzt. Diese Prozesse dauern rezent an und umfassen die kontinuierliche Umsetzung der Feldspäte zu sekundären Tonmineralen, sowie die laterale Zufuhr und Abscheidung von Fe-Mineralen im Bereich der Proto-Eisenoxidlagen.

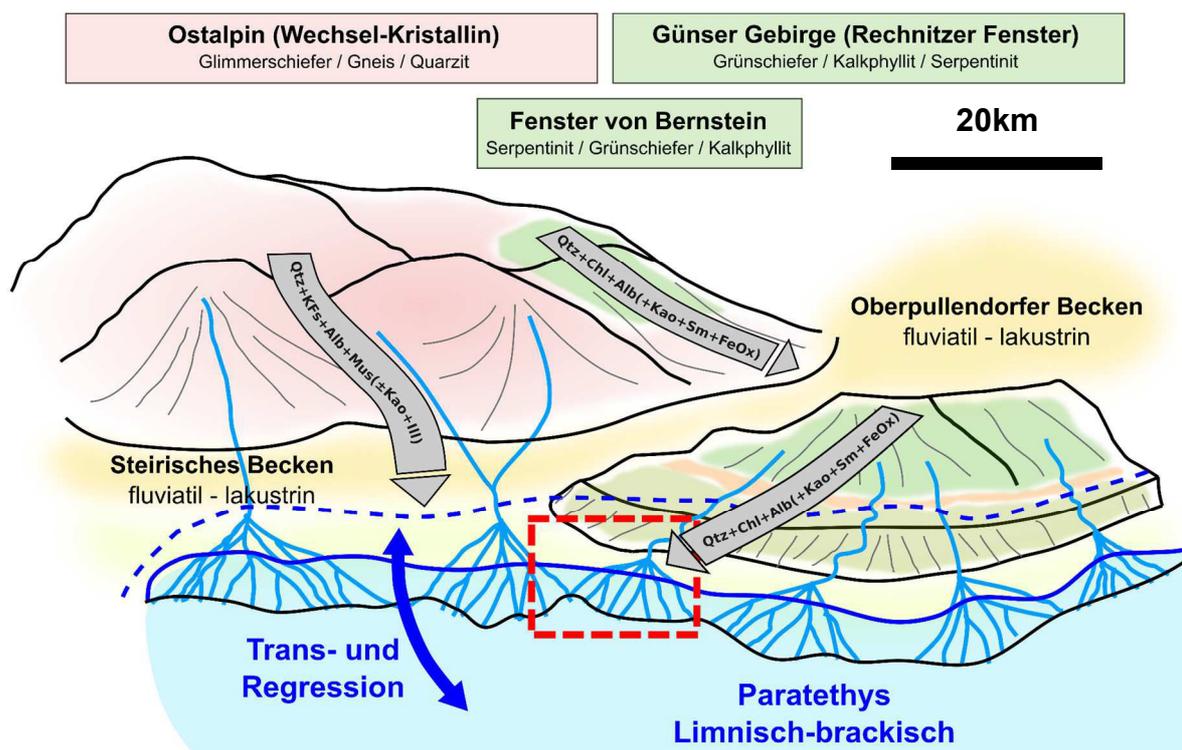


Abb. 22: Paläogeographisches Modell des Ablagerungsraumes im Oberpannon - Pliozän vor der finalen Hebungsphase. Die Grünschiefer und Kalkphyllite des Günser Gebirges und des Fensters von Bernstein liefern die Primärminerale Quarz (Qtz), Chlorit (Chl) und Albit (Alb), sowie die Sekundärminerale Kaolinit (Kao), Smektit (Sm) und (Proto-)Eisenoxide. Das alpine Einzugsgebiet (Wechsel-Kristallin) liefert neben Quarz und Albit auch K_2O -haltige Mineralphasen (Muskovit (Mus), Kalifeldspat (Kfs)), sowie Kaolinit und Illit (Ill) in den Ablagerungsraum.

5.2 Verwitterungs- und Alterationsmechanismen

5.2.1 Hydrochemie der Drainagewässer

Der Chemismus der untersuchten Wässer aus der Ausleitung der Tiefendrainage (*Abb. 4*) wird über die gesamte Beobachtungsdauer dominiert durch die NaCl-Konzentration (Höchstwert: ~40 mmol/l, Durchschnitt: ~10 bis 13 mmol/l). Ihre Zusammensetzung weicht damit deutlich von den regionalen Referenzwerten ab (Na-Ca-HCO₃-Typ bzw. Ca-Mg-HCO₃-Typ; *Abb. 19*). *Brunthaler (2016)* ermittelte bei der Langzeitauswertung der Cl⁻-Konzentrationen im Umfeld des Autobahnknoten Wels (Oberösterreich) Durchschnittswerte von rund 100 bis 200 mg/l (~2 bis 6 mmol/l) und Höchstwerte von 600 mg/l (~17 mmol/l). Untersuchungen an anderen Autobahnabschnitten oder übergeordneten Landstraßen zeigten vergleichbare Konzentrationen (*Scherer, 2004; Wolf & Giuliani, 2009*).

Im Gegensatz zum Cl⁻ wird Na⁺ adsorptiv an Tonminerale gebunden und nur verzögert wieder abgegeben (*Blume et al., 2010; Schwertmann & Niederbudde, 1993*). Daher sinkt die Cl⁻-Konzentration bereits unmittelbar nach der Schneeschmelze auf den Hintergrundwert ab, während die Auswaschung von Na⁺ zeitlich versetzt erfolgt (*Abb. 23a, Beilage VII*). Auch nach dem Abklingen der Messwerte auf konstante Hintergrundwerte (ab Probe P3/17) verbleiben sowohl die Na⁺- als auch die Cl⁻-Konzentrationen deutlich über den Durchschnittswerten der Referenzuntersuchungen am hochrangigen Straßennetz und dominieren weiterhin den Gesamtchemismus der Drainagewässer (*Abb. 23a*). Während der Anstieg der Na⁺- und Cl⁻-Konzentrationen in den Wintermonaten und die positive Korrelation mit den Spurenelementen Ni²⁺ und Zn²⁺ (*Abb. 23b*) auf Einträge aus dem Winterdienst hinweist (*Golwer, 1995; Abb. 24*), deuten die anhaltend hohen Messwerte auf eine langfristige Anreicherung oder weitere, zusätzliche NaCl-Quellen hin. Diese langfristige Anreicherung wird durch die geringe Durchlässigkeit der Sedimente der Einheit II begünstigt, deren primäre Entwässerung über die grobkörnigen Eisenoxidlagen erfolgt.

Eine mögliche sekundäre Beeinträchtigung des Wasserchemismus besteht durch die landwirtschaftliche Nutzung der Felder im Nordwesten des Rutschhanges und die damit verbundenen Einträge aus Wirtschafts- und Mineralstoffdüngern (*Voigt, 1990; Blume et al., 2010; Abb. 24*). Dieser Einfluss wird durch das Ausstreichen der Eisenoxidlagen in den Grabenstrukturen begünstigt, die eine direkte Infiltration in tiefere Horizonte ermöglichen und das hydrologische Einzugsgebiet über die morphologischen Grenzen hinaus erweitern (*Abb. 8*). Das Spektrum landwirtschaftlicher Einträge umfasst üblicherweise K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, PO₄³⁻, NO₃⁻, NH₄⁺, sowie Na⁺, Cl⁻ und SO₄²⁻ (*Appelo & Postma, 2010; Hölling & Coldewey,*

2013). Die Interaktion dieser Ionen mit den Tonmineralen (insbesondere Smektit) führt zu einer strukturellen Fixierung von K^+ und NO_3^- (Schwertmann & Niederbudde, 1993; Bajwa, 1981) und einer Bindung von Ca^{2+} und Na^+ an den Austauschplätzen auf den Tonmineraloberflächen und der Zwischenschicht, während die Anionen aus dem System ausgetragen werden (Blume et al., 2010; Albertsen et al., 1980). Der korrespondierende Verlauf der Nitrat- und Sulfatkonzentration in den Drainagewässern (Abb. 23) deutet auf eine gemeinsame Quelle hin (Wirtschaftsdünger). Eine zusätzliche Oxidation von fein verteilten Sulfidmineralen (Pyrit, etc.) aus der Tonmatrix während wechselnder Nass-Trocken-Zyklen ist sehr wahrscheinlich, da dieser Prozess oftmals zur Bildung von Jarosit führt (Timpson et al., 1986). Das Fehlen von Jarosit in den tieferen Horizonten (Einheit III) weist in Verbindung mit dem geringeren Wassergehalt und der höheren Festigkeit (Beilage I & III) darauf hin, dass diese Horizonte von den rezenten Interaktionsprozessen nicht beeinflusst werden.

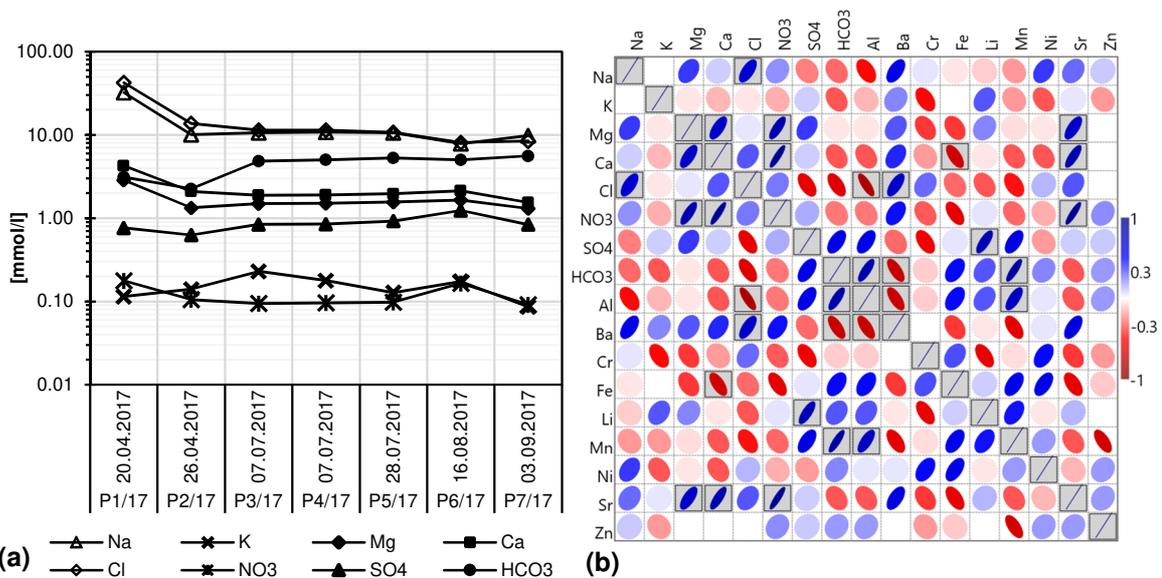


Abb. 23: Hauptelementkonzentrationen und Korrelationsmatrix der hydrochemischen Analysendaten (vertikale Achse logarithmisch). (a) Hauptelementkonzentrationen über den Untersuchungszeitraum [mmol/l]. (b) Korrelationsmatrix (Methode: Kendall's Tau; erstellt mit PAST V. 3.17, Hammer, 2017); längere Achse der Ellipsen: Neigung der Regressionsgeraden; kürzere Achse: Streuung der Parameter; Färbung: Korrelationskoeffizient; Werte in Kästchen: Signifikante Korrelation ($p < 0,05$).

Langfristiges Leaching von tonigen Sedimenten oder ein rascher Eintrag von externen Fe-Quellen unter partiell reduzierenden Bedingungen führt zur Akkumulation von Fe^{2+} im Porenwasser, welches an der Oxidationsfront zu lagenweisen Ablagerungen auf den Eisenoxidgeröllen führt. Die erhöhten Fe-Gehalte (0,75-27 $\mu\text{mol/l}$) und die hohe Übersättigung der Drainagewässer bezüglich Fe-Oxihydraten (Goethit: $SI > 6,4$; Hämatit $SI > 17,9$) verdeutlichen diesen Prozess. Dadurch werden die miozänen Proto-Eisenoxide rezent überprägt.

Neben den Eisenoxidlagen stellen die Stützrippen unterhalb des Straßendamms (Sanierungskonzept 1990) eine weitere Infiltrationsmöglichkeit für Oberflächenwässer dar (Abb. 24). Diese rund 2 m breiten und 4 m tiefen Kieskörper wurden im Bereich des Rutschungskörpers quer zur Achse der Landesstraße angeordnet und im Bereich des Dammfußes ausgeleitet (Reinprecht, 2014). Wird die planmäßige Entleerung dieser Schotterkörper verhindert, erfolgt über die Basis der Rippen eine kontinuierliche Bewässerung der tieferen Horizonte. Durch ihre hohe Durchlässigkeit und die Position im Zentrum der Massenbewegung wirken die Kieskörper damit sowohl als Reservoir als auch als Infiltrationsmöglichkeit für anthropogen beeinträchtigte Wässer. Die Anreicherung von Komponenten aus den Sicker- und Schichtwasserführungen in den Schotterkörpern erfolgte über Jahrzehnte und kann durch die anhaltende Zufuhr im Jahreszyklus nicht vollständig abgebaut werden.

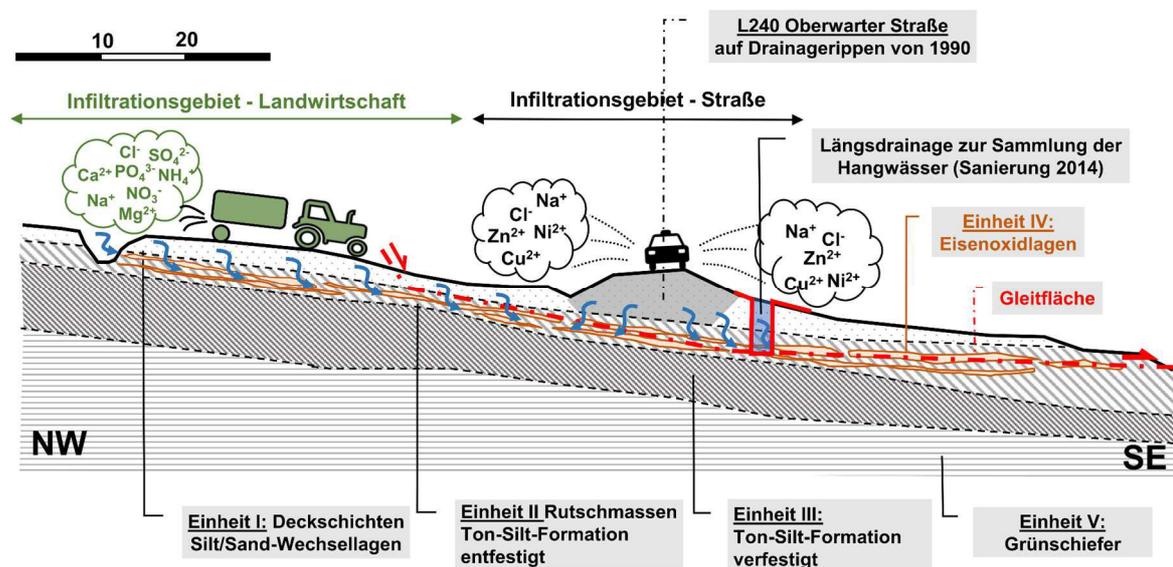


Abb. 24: Anthropogene Einflüsse auf die Hydrochemie der Sickerwässer im Umfeld des Rutschhanges mit Abgrenzung der Infiltrationsgebiete Straße (Na^+ , Cl^- , Cu^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+}) und Landwirtschaft (Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , PO_4^{3-} , NH_4^+ , NO_3^-). Verändert nach Reinprecht (2014).

5.2.2 Verwitterung und Mineralneubildung

Verwitterung und Mineralneubildung im Untergrund werden maßgeblich durch die Interaktion zwischen dem Porenfluid und den Mineralphasen der Ton- und Siltmatrix kontrolliert (Appelo & Postma, 2010; Füchtbauer, 1988; Tardy, 1971; Yoshioka, 1976). Diese Prozesse verlaufen i.d.R. über Zeiträume von 10^4 - 10^6 Jahren (Merkel & Planer-Friedrich, 2008), und führen zu einer kontinuierlichen Schwächung des Untergrundes durch die Neubildung von Tonmineralen und den Abbau der Silt- und Feinsandfraktion im Bereich der Kontaktzonen mit den Wasserführungen (Wen et al., 2004; Suzuki et al., 2005; Lupini et al., 1981). Im untersuchten Profil liegen diese Kontaktzonen an den Rändern der Eisenoxidlagen, die eine episodische Infiltration von meteorischen und anthropogen belasteten Wässern in den tieferen Untergrund ermöglichen. Je nach Aktivität dieser Entwässerungsbahnen werden dadurch unterschiedliche Tiefenbereiche im Untergrund erfasst.

In Abb. 25a-c sind die Stabilitätsfelder der Feldspäte (Mikroklin, Albit und Anorthit) und ihrer jeweiligen Verwitterungsprodukte als Funktion der $a[\text{Na}^+]$, $a[\text{K}^+]$, $a[\text{Ca}^{2+}]$, $a[\text{H}^+]$ und $a[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ bei von 25 °C und 1 atm dargestellt. Dabei zeigt sich, dass bei den vorliegenden hydrochemischen Randbedingungen der Drainagewässer ein Abbau von Plagioklas zu Kaolinit und Montmorillonit zu erwarten ist, während Muskovit und Alkalifeldspat aus thermodynamischer Sicht weitgehend stabil sind. Im Kontaktbereich zu den Porenfluiden ist daher eine Anreicherung

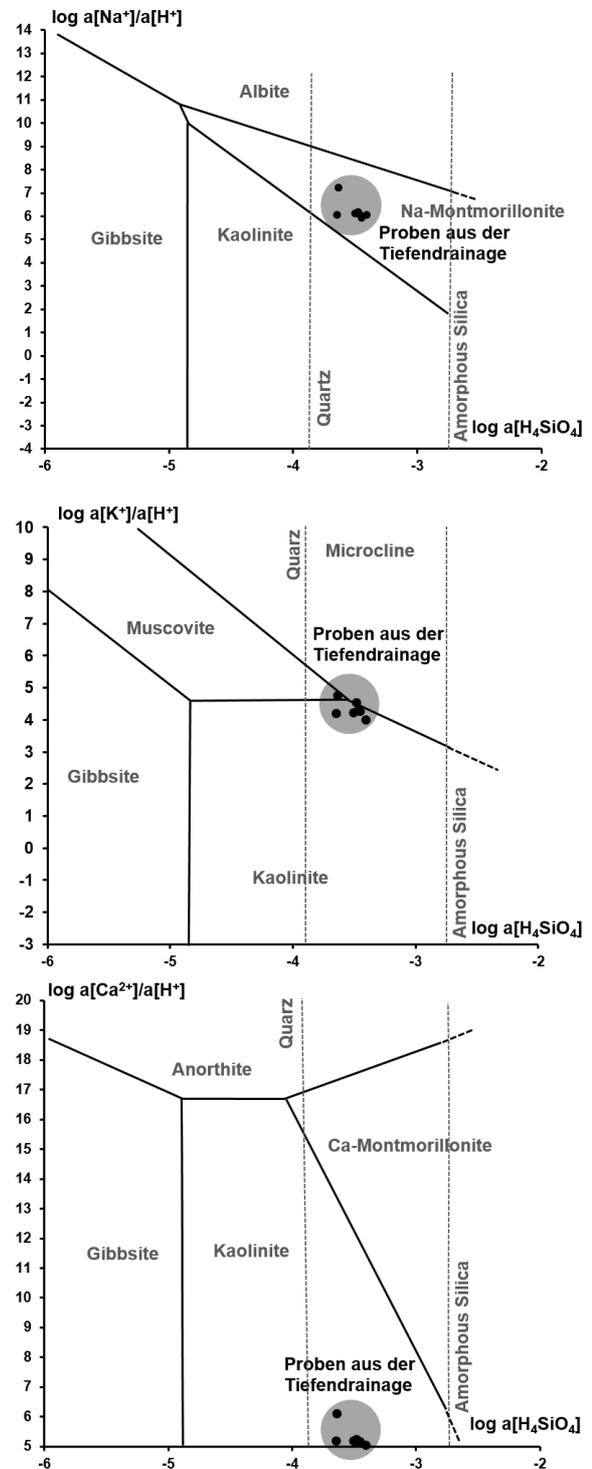


Abb. 25: Interaktionsmechanismen zwischen dem Chemismus der Porenfluide und der Bodenmatrix; (a)-(c) Stabilitätsdiagramme für die inkongruente Verwitterung von Feldspäten und Schichtsilikaten bei 25 °C und 1 atm nach Tardy (1971); Muskovit und Kalifeldspat sind weitgehend stabil, während Albit und Anorthit zu Na-Montmorillonit und Kaolinit umgesetzt werden.

von Kaolinit und Montmorillonit in der Tonmatrix zu erwarten, was durch die Zunahme des Kaolinit:Albit-Verhältnisses mit zunehmender Annäherung zu den Eisenoxidlagen, den Anstieg des Smektitgehaltes an den Kontaktzonen (*Abb. 17, Abb. 18*) und die Sättigungsindizes der Drainagewässer (*Tab. 3*) bestätigt wird. Untersuchungen an Sand-Ton-Silt-Gemischen zeigten mit ansteigendem Gehalt an quellfähigen Tonen eine zunehmende Tendenz zur Ausbildung diskreter Gleitflächen, verbunden mit einem Abfall der Scherfestigkeit (*Lupini et al., 1981*). Tonminerale ohne Fähigkeit zur intrakristallinen Quellung, wie Kaolinit oder Illit, zeigten dabei übereinstimmend höhere Scherfestigkeiten im Vergleich zu Montmorillonit oder Vermikulit (*Müller-Vonmoos & Loken, 1989; Moore, 1991; Madsen, 1996*). Die rezent aktiven Verwitterungsprozesse im Kontaktbereich zu den Eisenoxidlagen führen somit durch die Neubildung von Tonmineralen zu einer Verringerung der Festigkeit und einer Änderung des Materialverhaltens. Diese Zonen stellen strukturelle Schwächezonen und potentielle Gleitflächen im Untergrund dar (*Schelstraete, 2010; Wen et al., 2004*).

5.2.3 Alterationsprozesse

Im Kontrast zu langfristigen Verwitterungsprozessen laufen Alterationsprozesse wie Redoxreaktionen und Ionenaustauschprozesse an Tonmineraloberflächen in wesentlich kürzeren Zeitspannen ab (Stunden bis wenige Jahre; *Merkel & Planer-Friedrich, 2008*). Diese kurzfristigen Interaktionsmechanismen beeinflussen das Materialverhalten und den Stofftransport im Untergrund und werden durch Änderungen im Chemismus der Wasserführungen weiter modifiziert (*Moore, 1991; Madsen, 1996; Moore & Brunsden, 1996; Faulkner, 2000*).

Redoxprozesse sind an die zyklische Variation der Wassersättigung gebunden und werden durch die Zufuhr von Niederschlagswässern und temporäre Überflutungsereignisse angetrieben (*Takai & Kamura, 1966; Peters & Conrad, 1995; Stahr et al., 2016*). Bei den vorliegenden Untergrundverhältnissen wird durch die Infiltration von Niederschlagswässern über die hochpermeablen Eisenoxidlagen sauerstoff- und mineralstoffreiches Wasser in das System eingebracht, welches sich an den umgebenden Tonschichten im Untergrund aufstaut (*Reinprecht, 2014*). Nach Aufzehrung des gelösten Sauerstoffes in den Stagnationswässern führt die Reduktion von hochreaktiven Eisenoxiden (Lepidokrokit, Ferrihydrit) durch biotische und abiotische Prozesse zur Verlagerung des Eisens in die Tonmatrix und zur Ausbildung einer Pseudogley-Struktur. Diese Struktur ist charakterisiert durch eine Blaufärbung der Tonmatrix mit Marmorierungstextur, Eisenoxidkonkretionen sowie „Rostflecken“ durch diffusiven Transport von Eisen in die Tonmatrix (*Essington, 2004*;

Blume et al., 2010). Diese Merkmale treten im untersuchten Profil vorrangig in Einheit II und verstärkt im Nahbereich der Eisenoxidlagen auf. Die Tone in den tieferen Horizonten (Einheit III) sind demgegenüber deutlich ausgebleicht und zeigen derartige Texturen ausschließlich saumartig im unmittelbaren Kontaktbereich zu den eingelagerten Eisenoxidaggregaten. Geochemisch zeichnet sich dieser Verlagerungsprozess durch die erhöhten Fe_2O_3 -Gehalte bei den Proben aus Einheit II ab (*Abb. 20b, Abb. 21*). Innerhalb der wasserführenden Eisenoxidhorizonte führen Variationen im Redoxsystem gemeinsam mit der geringen Löslichkeit der Eisenoxide jedoch zur Präzipitation von Eisenoxidhydraten, wie in *Kapitel 5.2.1* dargestellt. Langfristig bewirkt dieser Fällungsprozess eine Zementation der vorhandenen Poren und eine Reduzierung der Permeabilität („Verockerung“; *Voigt, 1990*) im Untergrund.

Sorptionsprozesse zwischen Porenfluiden und Tonmineralen beeinflussen sowohl die strukturelle Stabilität (*Rengasamy et al., 1984; Essington, 2004*) als auch die Scherfestigkeit der Sedimente (*Müller-Vonmoos & Loken, 1989; Moore, 1991*). Diese Austauschreaktionen zwischen Fluid und Tonmatrix spiegeln sich im Chemismus der Boden:Lösungs-Suspensionen wieder (*Rengasamy et al., 1984; Faulkner, 2001*). Nach 48-stündiger Durchmischung mit Milli-Q-Wasser zeigten die Suspensionen Leitfähigkeiten von 50 bis 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Milli-Q-Wasser: $\sim 15\text{-}20 \mu\text{S}/\text{cm}$) und pH-Werte zwischen 6,6 und 7,0 (*Beilage VII*). Der Chemismus der Suspensionen wird wie bei den Drainagewässern durch das Ionenpaar Na^+ und Cl^- dominiert. Das $([\text{K}^+]+[\text{Na}^+]):([\text{Cl}^-])$ -Verhältnis zeigt mit 2,19 bis 4,34 gegenüber den Proben aus der Drainage (0,74 bis 1,18) einen deutlichen Kationenüberschuss, während das Erdalkali-Alkali-Verhältnis mit 0,14 bis 0,25 vergleichbare Größenordnungen aufweist (Drainagewässer: 0,11 bis 0,32). Diese Trends weisen auf Austauschprozesse der Tonmatrix (Adsorption von Kationen und Abfuhr von Anionen) mit den Poren- bzw. Sickerwässern hin. Die NO_3^- - und SO_4^{2-} -Konzentrationen in den Suspensionen (NO_3^- : 0,004 bis 0,065 mmol/l; SO_4^{2-} : 0,046 bis 0,055 mmol/l) bestätigen die mögliche Infiltration landwirtschaftlich belasteter Wässer.

Der SAR (engl. *sodium adsorption ratio*) der Proben aus den Tiefendrainagen liegt im Mittel bei SAR=5-6 (Ausnahme: Probe P1/17, SAR=12). Der obere Grenzwert für die Bewässerung in der Landwirtschaft beträgt zwischen SAR=10 (*Appelo & Postma, 2010*) und SAR=13 (*Essington, 2004*). Beim Überschreiten dieses Grenzwertes ist eine Beeinträchtigung der Tonmatrix durch Dispergierung der Tonpartikel zu erwarten, was zu einem Festigkeitsverlust und einer Verringerung der Durchlässigkeit führen kann. Die Empfindlichkeit der Tonmatrix wird durch die chemische Zusammensetzung und den Mineralisationsgrad der Porenlösung, sowie den Tonmineraltyp (Empfindlichkeit: Smektit >

Illit> Kaolinit) gesteuert (Essington, 2004). Rengasamy et al. (1984) erarbeiteten eine Klassifikation auf Basis von Boden:Lösungs-Suspensionen, die eine generelle Einstufung der Tonproben in Hinblick auf ihre Strukturempfindlichkeit ermöglicht. Auf Basis dieser Klassifikation wurde von Faulkner et al. (2000, 2003) und Faulkner (2007) ein Klassifikationsdiagramm für die Untersuchung von Erosionsprozessen erstellt (Abb. 26). Die Boden:Lösungs-Suspensionen liegen in dieser Klassifikation mit SAR-Werten von 0,7 bis 1,1 bei Leitfähigkeiten von 50 bis 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in der Klasse der „potentially dispersive soils (class 2a)“.

Das Gefüge dieser Böden verhält sich damit grundsätzlich stabil, solange der SAR-Wert unterhalb des kritischen Grenzwertes von 3 liegt. Austauschprozesse mit Na^+ -haltigen Fluiden (Proben aus der Tiefendrainage in Abb. 26) können dieses System in das Feld der „dispersive soils (class 1)“ verschieben, bei denen ein spontaner Verlust der Gefügestabilität auftreten könnte (Rengasamy et al., 1984). Diese

Störung des Bodengefüges führt zur einer Verlagerung von Tonmineralen und zur Ausbildung von Erosionsrinnen und -kanälen im Untergrund und an der Geländeoberfläche (Faulkner, 2000; Webb, 2011). Derartige Formen konnten makroskopisch im Umfeld der Gräben und kleinmaßstäblich am Bohrkern (im Kontakt zu Eisenoxidlagen) beobachtet werden.

Eine Reduktion der Gefügestabilität ist mit einer Verringerung der Scherfestigkeit und einer Änderung des mechanischen Verhaltens der tonigen Sedimente verbunden. Eine Erhöhung der Elektrolytkonzentration von bivalenten Kationen in der Porenlösung oder die Senkung des pH-Wertes erhöht wiederum die Scherfestigkeit (Madsen, 1996; Moore, 1991; DiMaio & Fenelli, 1994; Man et al., 2003). Der im Labormaßstab nachweisbare und rezent ablaufende Austausch von Mg^{2+} - oder Ca^{2+} - gegen Na^+ -Ionen an Oberfläche und Zwischenschicht der sekundären Tonminerale führt daher zu einer Reduktion der Festigkeit, während der vermutlich saisonale Einfluss hochmineralisierter Lösungen (Streusalze im Winter) zu einer Erhöhung der Scherfestigkeit führt. Versuche zur Ermittlung

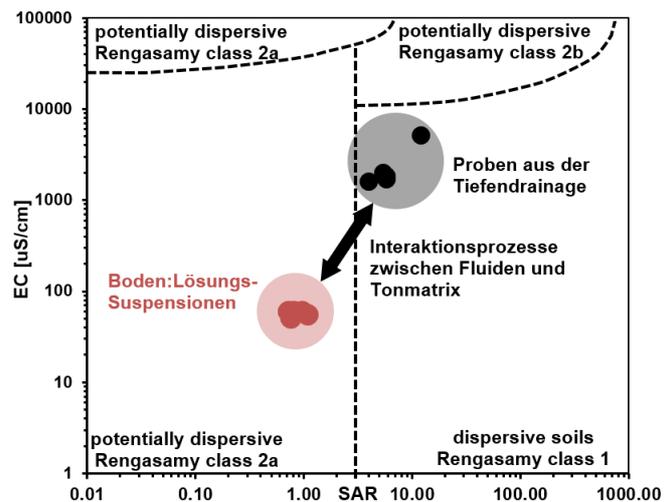


Abb. 26: Gefügestabilität nach Faulkner (2000) auf Basis von Rengasamy et al. (1984). Die Interaktion zwischen Porenfluid und Tonmatrix bewirkt eine Verschiebung in das Feld der dispersiven Böden.

der Restscherfestigkeit (Gleitscherfestigkeit) von Na-Montmorillonit und Kaolinit bei Variation des Ca^{2+} -Gehaltes im Porenfluid bestätigten diese Modellvorstellung und zeigten eine ausgeprägte Sensibilität von Montmorillonit gegenüber Änderungen des Porenfluidchemismus (Anson & Hawkins, 1998). Die niedrigsten Scherfestigkeiten zeigten Montmorillonite mit Na^+ -Belegung bei Scherversuchen mit entionisiertem Wasser (Moore, 1991; DiMaio & Fenelli, 1994; Anson & Hawkins, 1998). Bei der Infiltration von vergleichsweise hochmineralisierten Lösungen in den Untergrund ist daher eine initiale Erhöhung der Scherfestigkeit zu erwarten. Kurz- bis mittelfristig bewirkt die Infiltration mineralisierter meteorischer Wässer (Regenwasser, Schneeschmelze) und der o.g. Ionenaustausch von Na^+ für Ca^{2+} und Mg^{2+} insbesondere beim Montmorillonit einen Festigkeitsverlust, verbunden mit einer Störung des Gefüges durch Dispergierung der Tonmatrix (Abb. 26). Das Verhalten der Kontaktzonen ist damit vergleichbar mit dem Phänomen der „Quick Clays“, die großflächig in Skandinavien und Kanada auftreten (Rankka et al., 2004; Moum et al., 1971; He et al., 2014). Die Infiltration elektrolytarmer Niederschlagswässer in die strukturempfindlichen marinen Tonablagerungen führen in diesen Regionen zu großräumigen, schwer kontrollierbaren Massenbewegungen (Veder & Hilbert, 1981; Cornforth, 2005).

5.3 Physikalisch-chemisches Prozessmodell

5.3.1 Modellsystem und Prozessdynamik

Das Systemverhalten des untersuchten Rutschhanges wird durch die Wechselwirkung zwischen den feinkörnigen Ton / Silt-Horizonten (Einheit II) und den Wasserführungen in den hochpermeablen Eisenoxidlagen (Einheit IV) kontrolliert (*Abb. 27a*). In diesen Kontaktbereichen überlagern sich chemische Verwitterungs- und Alterationsprozesse mit mechanischen Faktoren, deren gegenseitiger Einfluss die Stabilität des Rutschhanges beeinflusst. Durch die flächige Verbreitung der Eisenoxide und das ausgeprägte Relief der Region wird eine Infiltration meteorischer und anthropogen belasteter Oberflächenwässer in tiefere Zonen ermöglicht. Im rezenten Stadium sind Verwitterungs- und Alterationsprozesse vorrangig auf Einheit II (Rutschmassen) begrenzt, während Einheit III (verfestigte Ton/Silt/Feinsand-Wechselfolgen) von Umwelteinflüssen weitgehend abgegrenzt ist. Diese Isolation findet Ausdruck durch die schwach ausgebildete Pseudogley-Textur, dem Fehlen von Jarosit in den Eisenoxidlagen und die stärkere Verfestigung der Tonmatrix. Die verstärkte Interaktion im Kontakt zu den Eisenoxidlagen zeigt sich durch die lokale Zunahme der Verwitterungsintensität (*Abb. 27b*), ausgedrückt durch Variation der chemischen Verwitterungsindizes (CIA, Bases:R₂O₃) und des Kaolinit:Albit-Verhältnisses. Wechselwirkungen zwischen Sedimenten der Einheit II und den Drainagewässern führen zur Verwitterung der primären Minerale (Feldspat, partiell Muskovit) und zur Neubildung und Anreicherung von Tonmineralen wie Kaolinit oder Smektit innerhalb dieser Kontaktzonen (*Abb. 27c*). Zyklisch auftretende Eisenoxidlagen innerhalb der sedimentären Schichtfolge begünstigten die mehrfache Anlage dieser Interaktions- bzw. Schwächezonen (*Abb. 27e*). Die Intensität der Verwitterungs- und Anreicherungsprozesse wird durch den Mineralisierungsgrad, den Chemismus und die Verweilzeiten der Fluide innerhalb dieser Strömungskanäle bestimmt und variiert daher innerhalb der stratigraphischen Abfolge. Die unmittelbaren Kontaktzonen (*Abb. 27d*) sind aufgrund des erhöhten Tongehaltes strukturelle Schwächezonen, deren Scherfestigkeit sensibel auf Variationen im Porenfluidchemismus reagiert. Bei einem Sickerwasser-Rückstau innerhalb der Eisenoxidlagen erfolgt ein Ionenaustausch (Na⁺ gegen Ca²⁺ bzw. Mg²⁺) mit der Tonmatrix. Diese Alterationsprozesse modifizieren die Festigkeit und das mechanische Verhalten der Kontaktzonen und können je nach chemischer Zusammensetzung der Sickerwässer eine stabilisierende oder destabilisierende Wirkung auf den Rutschhang ausüben. Beim episodischen Rückstau innerhalb der Eisenoxidhorizonte erfolgt eine Überlagerung mechanischer Einwirkungen (Porenwasserdruck) mit den chemischen Alterationsprozessen, wodurch Hangbewegungen initiiert und neue Wasserwegigkeiten bereitgestellt werden. Die Anlage der potentiellen Reaktionszonen geht daher auf die sedimentäre

Entwicklung und die chemischen Verwitterungsprozesse nach der Ablagerung zurück, während das Materialverhalten maßgeblich durch den Chemismus der Porenfluide und rezent wirksame Alterationsprozesse gesteuert wird.

Geologische Einheit	Lithologie T / Si ₂ Sa Kie/GS	Infiltration	Verwitterungsgrad und Eisenoxidgehalt	Mineralverwitterung TM-Neubildung	Mechanische Eigenschaften	
					Scherfestigkeit	Permeabilität
Einheit I Deckschichten						
Einheit II Rutschmassen IV						
Einheit III Ton / Silt / Feinsand Wechselfolgen IV						
Einheit V Grünschiefer						

Abb. 27: Generalisiertes lithologisches Profil durch die Ablagerungen am Rutschhang Stadtschlaining (a) Infiltrationszonen liegen innerhalb der Rutschmassen und führen zu einer Durchströmung und einem Austausch mit den Tonen an der Kontaktzone. (b) Der Verwitterungsgrad nimmt mit zunehmender Tiefe kontinuierlich ab, steigt allerdings durch die Interaktion mit den Schichtwasserführungen im Kontakt zu den Eisenoxidlagen (IV) lokal an. (c) Zonen intensiver Mineralneubildung sind an den Austausch mit den Wasserführungen gebunden. (d) Scherfestigkeit und Permeabilität variieren im Kontaktbereich zu den Eisenoxiden.

Der Wechsel zwischen der Infiltration hochmineralisierter, anthropogen beeinflusster Sickerwässer und gering mineralisierter meteorischer Wässer (Regen, Schneeschmelze von den angrenzenden Feldern) führt zu einer saisonalen Variation der Scherfestigkeit in den Kontaktzonen zu den Eisenoxidhorizonten. Die Massenbewegung reagiert dabei in Abhängigkeit vom jahreszeitlichen Verlauf der Ionenkonzentration in den Sickerwässern und der Wechselwirkung anthropogener, geogener und meteorischer Einträge (Abb. 28). Die Sensibilität der Schwächezonen gegenüber Änderungen im Porenfluidchemismus wird durch die kontinuierliche Anreicherung von Na-Montmorillonit in den Kontaktzonen zu den Wasserführungen (zwischen Einheit II und Einheit IV) weiter verstärkt. Wässer mit hoher Elektrolytkonzentration und NaCl-Dominanz (Phase 1) wirken sich kurzfristig positiv auf die Scherfestigkeit aus; mittel- und langfristig bewirkt der Ionenaustausch („labile Phase“) jedoch eine Verringerung der Scherfestigkeit (Moore, 1991; Müller-Vonmoos, 1993), was zu einem plötzlichen Zusammenbruch des strukturellen Gefüges führen kann (Phase 2 in Abb. 28). Der erhöhte Porenwasserdruck in den wasserführenden Lagen und die verringerte Scherfestigkeit führen in dieser Prozessphase zum ruckartigen Versagen der Rutschmassen (Abbau des Porenwasserdrucks), gefolgt von einer anhaltenden kontinuierlichen Bewegung (Kriechphase). Die Phase der Destabilisierung wird im

Untersuchungsgebiet im Spätherbst und Frühjahr eingeleitet, während in den Sommermonaten eine graduelle Stabilisierung (Phase 3 und Phase 4) erfolgt. Durch die Parallel-drainage am Fuß des Straßendamms (Sanierung 2014; *Reinprecht, 2014*) wird dieser Destabilisierungsprozess im Bereich der L240 unterbrochen und das Reaktionspotential im Umfeld der Straße verringert.

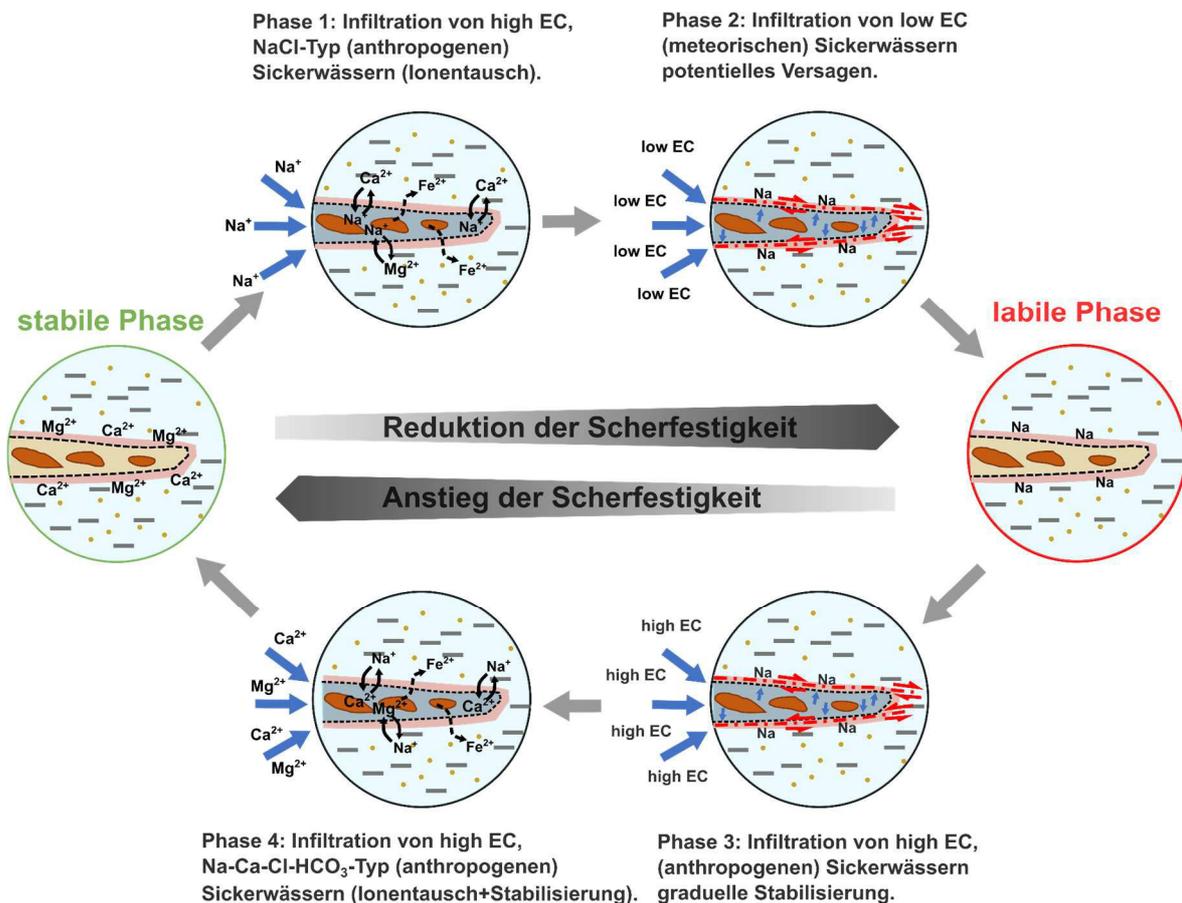


Abb. 28: Alterationsprozesse zwischen den Tonmineralen und dem Porenfluidchemismus und Auswirkung auf die Scherfestigkeit. Der Austausch von Ca²⁺ und Mg²⁺ an den Tonmineralen gegen Na⁺ aus der Porenlösung führt zur Verringerung der Scherfestigkeit. Eine erneute Infiltration von Wässern mit niedriger Elektrolytkonzentration („low EC“) begünstigt die Rutschungsdisposition (labile Phase). Durch Zufuhr von elektrolythaltigen Wässern („high EC“) wird das System stabilisiert.

Die detaillierten Deformations- und Niederschlagsaufzeichnungen aus dem Zeitraum der ersten Versagensphase zwischen Oktober 1966 und April 1969 ermöglichen eine Rekonstruktion der Interaktionsmechanismen in Hinblick auf die Bewegungsphasen der Rutschung (Abb. 29). In diesem Zeitraum waren noch keine Entwässerungsmaßnahmen vorhanden, wodurch lange Verweil- und Interaktionszeiten der Infiltrationswässer im Untergrund ermöglicht wurden. Das initiale Versagen fällt mit einer Überlagerung von Schneefall- und Regenfällen im Spätherbst zusammen (Phase 1 gefolgt von Phase 2). Anschließend folgte eine kontinuierliche Kriechbewegung, die bis Mai 1967 andauerte und sich in den Sommermonaten zunehmend stabilisierte (Phase 3 und Phase 4). Eine zweite

Deformationsphase wurde durch die Dammerhöhung im Herbst 1967 (rund 1 m) eingeleitet und durch die anschließende Infiltration Na⁺-haltiger Wässer (Phase 1) weiter begünstigt. Diese Deformationsphase hält bis zum Ende der Aufzeichnungen an und die Raten nehmen in den Wintermonaten weiter zu.

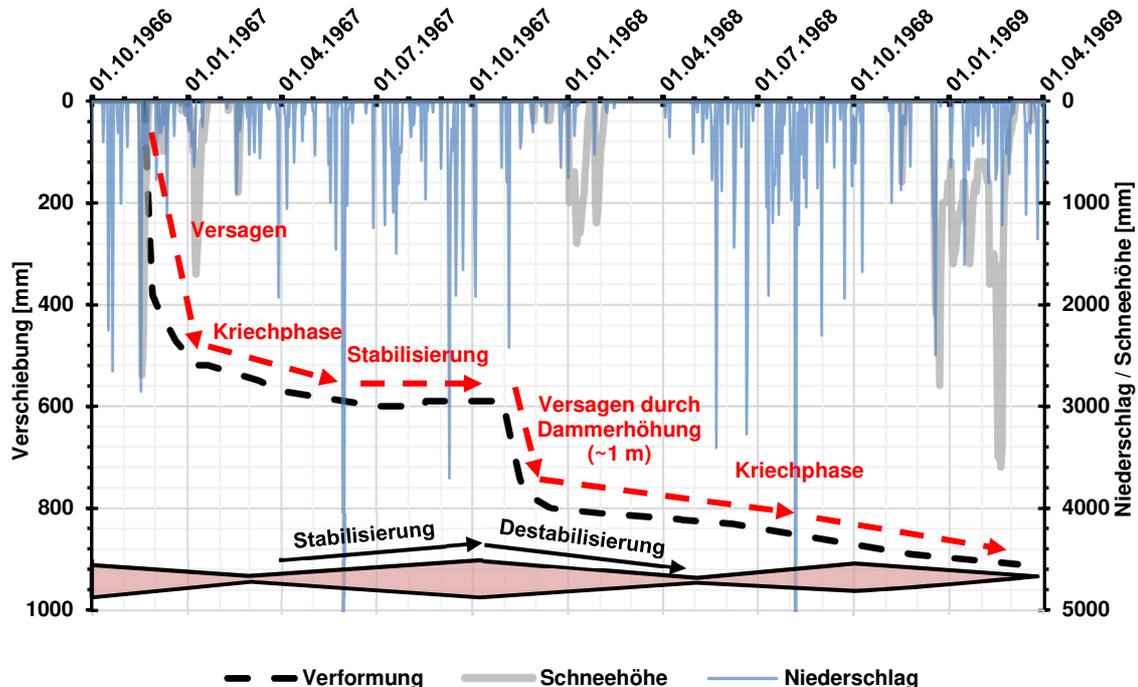


Abb. 29: Interaktionsphasen im Niederschlags-Deformations-Diagramm aus der Initialphase der Rutschung im Zeitraum 1966-1969, verändert nach Reinprecht (2014).

5.3.2 Überregionale Bedeutung und Folgerungen für die Praxis

Die Untersuchungen am Rutschhang Stadtschlaining zeigten einen ausgeprägten Einfluss chemischer Verwitterungs- und Alterationsprozesse auf die Hangstabilität pelitischer Lockergesteine. Die beschriebenen Interaktionsmechanismen sind prinzipiell auf vergleichbare sedimentäre Ablagerungssysteme anwendbar, die durch eine Wechselagerung hochpermeabler Horizonte mit gering durchlässigen Tonen und Silten gekennzeichnet sind. Diese Bedingungen treffen auf weite Bereiche des Steirischen Beckens zu, die von den limnisch-fluviatilen Ablagerungen des Pannoniums eingenommen werden (Berka, 2015; Schubert, 2015). Durch das Ausstreichen der durchlässigen Horizonte an der Geländeoberfläche wird die Infiltration von Oberflächenwässern in den Untergrund ermöglicht. Die Wechselwirkung mit diesen Fluiden steuert die Verwitterungs- und Alterationsprozesse in den tonigen Kontaktzonen und wird durch anthropogene Einträge weiter modifiziert (Landwirtschaft, Verkehr, Industrie). Strukturelle Schwächezonen liegen damit im unmittelbaren Kontaktbereich zu wasserführenden Schichten

(Sandlagen, Eisenoxidlagen, Kieslinsen) und steuern durch die chemisch-mechanische Wechselwirkung die Stabilität der betroffenen Hänge. Art und Intensität der Wechselwirkungen sind dabei abhängig von den Umweltbedingungen. Während in tropischen Regionen der Abbau der Primärminerale und die Neubildung von Tonmineralen begünstigt wird, dominieren in ariden Gebieten Alterationsprozesse, wo durch Dispergierung der vegetationsarmen Oberflächenschichten die Oberflächenerosion erhöht wird (*Faulkner et al., 2000; Kasanin-Grubin, 2013*). In gemäßigt-humiden Regionen überlagern sich Verwitterungs- und Alterationsprozesse. *Moore & Brunsden (1996)* entwickelten ein Prozessmodell für die jahreszeitliche Schwankung der Dynamik eines Schlammstromes (eng.: *mudflow*) in Südengland (Worbarrow Bay, Dorset). Ähnlich wie in Stadtschlaining erfolgten die Bewegungsphasen dabei jeweils im Anschluss an die Wintermonate, wenn die Ionenkonzentrationen der Sickerwässer durch Frischwassereinträge verringert wurden (*Moore & Brunsden, 1996*). Im regionalen Umfeld von Stadtschlaining stellt die Rutschung am Oberwarter Berg (rund 5 km südwestlich von Stadtschlaining) ein vergleichbares Fallbeispiel dar. Nach *Steidl (1991)* ist die Ausbildung der Gleithorizonte am Oberwarter Berg auf Variationen in der Porenradienverteilung der feinkörnigen Horizonte und dem damit verbundenen Porenwasserdruckanstieg bei Infiltrationsereignissen zurückzuführen. Tonmineralogische Untersuchungen zeigten im hangenden und liegenden Kontaktbereich zu weichplastischen, wasserführenden Zonen einen signifikanten Anstieg des Smektit-Gehaltes (*Steidl, 1991*). Ähnliche Verwitterungs- und Alterationsmechanismen, wie sie in Stadtschlaining auftreten, sind daher auch am Oberwarter Berg wahrscheinlich und könnten durch hydrochemische Untersuchungen verifiziert werden.

Gekoppelte geochemische, mineralogische und hydrochemische Analysen ermöglichen eine Rekonstruktion der Interaktionsmechanismen und ein erweitertes Verständnis für die mechanisch-chemischen Wechselwirkungen in Bezug auf Massenbewegungen (*Bogaard et al., 2007*). Das spezifische Reaktionsverhalten von Rutschungen und Kriechhängen in Relation zur Porenfluidchemie ist dabei von den jeweiligen lokalen Randbedingungen abhängig, folgt jedoch grundsätzlich dem in Abschnitt 5.3.1 und 5.3.2 dargelegten Modell (*Moore & Brunsden, 1996; Anson & Hawkins, 1998; Preuth et al., 2010*). Schlüsselparameter für die Modellierung vergleichbarer Systeme sind die Mineralogie der Tone, die Hydrochemie der Porenfluide oder Infiltrationswässer, sowie die hydrologische Erfassung der Einzugsgebiete und der Verweilzeiten im Untergrund (*Bogaard et al., 2007; Moore, 1991; Tardy, 1971*). Die Erfassung der hydrologischen Randbedingungen und die Überwachung des Responseverhaltens könnte beispielsweise über Tracerversuche erfolgen (*Bogaard et al., 2007*). Durch Kombination mit isotopenchemischen Untersuchungen wird eine Differenzierung der Belastungsquellen und eine Bestimmung der

Verweilzeiten im Untergrund ermöglicht (Knöller & Trettin, 2003; Ronchetti et al, 2009). Indikatoren für laufende Austauschprozesse im Untergrund sind markante Änderungen in der Bodentextur (Gley- bzw. Pseudogley-Strukturen; Norbury, 2016; Blume et al., 2010), sowie Variationen der Leitfähigkeit und des pH-Wertes der Fluide. Nach statistischen Auswertungen österreichischer Grundwässer durch Kralik et al. (2005) sind Leitfähigkeiten $> 1250 \mu\text{s}/\text{cm}$ bei einem pH-Wert $> 7,5$ ein Hinweis auf Sulfat- bzw. Chlorid-belastete Wässer. Diese Wässer sind tendenziell dazu in der Lage, vergleichbare Alterationsprozesse wie am untersuchten Rutschhang zu initiieren.

Anhand des erstellten Prozessmodelles können bodenmechanische Parameter gezielt an strukturellen Schwächezonen im Interaktionsbereich ermittelt und die Variation der Porenfluidchemie bei der Durchführung von Scherversuchen berücksichtigt werden. Dadurch können saisonale Einflüsse auf die Hangstabilität im Labormaßstab simuliert werden. Dieses Vorgehen ermöglicht die Berücksichtigung möglicher hydrochemischer Wechselwirkungen bei der Planung und Anordnung von Entwässerungs- und Stabilisierungsmaßnahmen. Für die baupraktische Umsetzung von Entwässerungsrippen wird aufgrund der Erfahrungen bei der Rutschung Stadtschlaining die Anordnung einer Längsentwässerung gegenüber Querrippen empfohlen. Bei einer Längsentwässerung wird das gesammelte Sickerwasser aus dem Rutschungsgebiet geleitet (Abb. 30a). Beim Ausfall einer Drainageebene bleibt die Ableitung durch die verbleibenden Ebenen zumindest teilweise erhalten. Im Gegensatz dazu führt eine eingeschränkte Funktionstüchtigkeit bei Querrippen (z.B. durch Setzung) zu einem zusätzlichen Eintrag hochmineralisierter Wässer in den Rutschungsbereich (Abb. 30b).

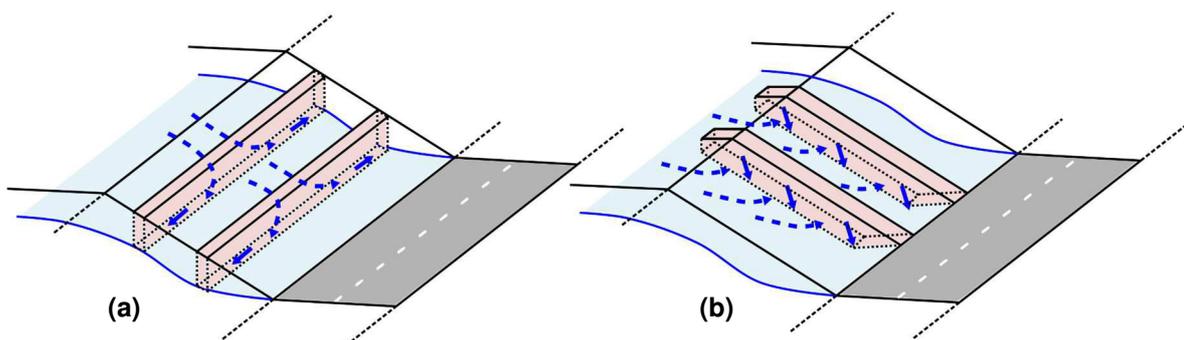


Abb. 30: Paralleldrainagen und Querdrainagen. (a) Die Längsentwässerung führt die anfallenden Sickerwässer aus dem Rutschungsbereich. (b) Querdrainagen führen Sickerwässer gezielt ab, bewässern beim Ausfall jedoch direkt den kritischen Hangabschnitt.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Durch die vorliegende Masterarbeit wurden die Kenntnisse zur regionalgeologischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet erweitert und die mineralogischen, geochemischen und hydrochemischen Wechselwirkungen am Rutschhang Stadtschlaining (Burgenland, Österreich) erfasst. Die Ergebnisse dieser Studie können wie folgt zusammengefasst werden:

- a) Die sedimentäre Entwicklung des Untersuchungsgebietes wurde durch zwei separate Einzugsgebiete geprägt. Während durch die Verwitterung der Grünschiefer des Rechnitzer Fensters im Osten vorrangig Quarz, Chlorit und Albit (\pm Kaolinit und Smektit) in das System eingetragen wurden, lieferte das Wechsel-Kristallin im Norden vermutlich Muskovit, Kalifeldspat und Quarz (\pm Kaolinit und Smektit). Die Ablagerung erfolgte in einem limnisch-brackischen Deltagebiet im Vorland des Günser Gebirges.
- b) Die massive Fe-Anreicherung in den tonreichen Sedimenten und den eingeschalteten Eisenoxidlagen steht in Zusammenhang mit der chemischen Verwitterung der Grünschiefer des Rechnitzer Fensters. Die Verwitterungsprodukte (Smektit, Kaolinit, sowie Eisenoxide und Eisenhydroxide) wurden mehrfach umgelagert und während Trans- und Regressionszyklen in das Ablagerungssystem transportiert.
- c) Mineralogische und geochemische Untersuchungen an den Kontaktzonen zu den Eisenoxidlagen zeigten eine kontinuierliche Zunahme der Verwitterungsintensität, ausgedrückt durch Variation der chemischen Verwitterungsindizes und des Kaolinit:Albit-Verhältnisses.
- d) Die mineralogische Differenzierung zwischen den hämatitischen Kernen und den Goethit- und Lepidokrokit-imprägnierten äußeren Schalen der Eisenoxidaggregate ist auf rezente Präzipitation von Eisenhydroxiden durch die variierenden Redoxbedingungen im Untergrund zurückzuführen.
- e) Die Wasserführungen in den Tiefendrainagen weisen eine deutliche NaCl-Dominanz auf und liegen im gesamten Untersuchungszeitraum über vergleichbaren Messwerten an hochrangigen Straßen. Diese hohen Ionenkonzentrationen beeinflussen die Verwitterungs- und Alterationsprozesse im Umfeld der Rutschung.
- f) Der Chemismus der Fluide im Untersuchungsgebiet begünstigt die Verwitterung von Feldspäten zu Kaolinit und Na-Montmorillonit. Dadurch erfolgt in diesen Zonen eine aktive Anreicherung von sekundären (und partiell quellfähigen) Tonmineralen.

- g) Die chemischen Zusammensetzungen der Boden:Lösungs-Suspensionen weisen im Vergleich zu den Sickerwässern auf einen aktiven Ionenaustausch zwischen Porenfluid und den Tonmineralen hin. Dieser Ionenaustausch steuert das saisonale Verhalten der Rutschung durch die Beeinflussung der Scherfestigkeit der Tone.
- h) Gekoppelte hydrochemische und ingenieurgeologische Monitoringkampagnen ermöglichen durch gezielte Tracerversuche und Deformationsmessungen die Bestimmung der Verweilzeiten und die Erfassung des räumlichen Einzugsgebietes von Sickerwässern in Hinblick auf die Bewegungsphasen. Dadurch können saisonale Einflüsse auf die Hangbewegung differenziert werden.
- i) Um primäre und sekundäre Prozesse bei der Bildung und Alteration der Eisenoxidanreicherungen weiter zu differenzieren, könnten gekoppelte mikrostrukturelle und geochemische Detailanalysen durchgeführt werden. Dabei könnte auch das Verhältnis der Porenraumstruktur in Bezug auf die hydraulische Permeabilität näher beleuchtet werden.
- j) Um die Quellen der hydrochemischen Belastung weiter zu differenzieren bieten sich isotopenchemische Untersuchungen an. Beispielsweise könnten die Isotopensysteme $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4^{2-}), $\delta^{18}\text{O}$, δD zur Abgrenzung zwischen landwirtschaftlichen Belastungen und geogenen Hintergrundwerten eingesetzt werden.
- k) Interdisziplinäre Untersuchungen bodenmechanischer und hydrochemischer Prozesse an Massenbewegungen ermöglichen die Ausarbeitung chemisch-mechanischer Interaktionsmodelle und eine quantitative Modellierung des Systemverhaltens.

7 Literatur

- Ad-hoc-AG Boden, (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage, Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Albertsen et al., (1980): Quantifizierung von Verwitterungsvorgängen. In: *Geologische Rundschau*, Vol. **69**, Iss. 2, pp. 532-54.
- Alker, A., (1969): Hangbewegungen in der Steiermark. In: Murban, K. [Hrsg.]: *Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“ Graz*, Heft 30; Graz.
- Anson, R.W.W. & Hawkins, A.B., (1998): The effect of calcium ions in pore water on the residual shear strength of kaolinite and sodium montmorillonite. *Geotechnique*, Issue **48**, No.6, pp. 787-800.
- A.d.Bgld.LR Abt.2 – HR Landesplanung, (2010a): Flächendeckendes digitales Geländemodell (DGM) des Landes Burgenland. Erzeugt aus Airborne Laserscan Daten. Befliegung 2010, Auflösung 10m. URL (abgerufen am 27.12.2017): <https://geodaten.bgld.gv.at/de/downloads.html>
- A.d.Bgld.LR Abt.2 – HR Landesplanung, (2010b): Flächendeckendes digitales Geländemodell (DGM) des Landes Burgenland. Erzeugt aus Airborne Laserscan Daten. Befliegung 2010, Auflösung 1m [unveröffentlicht].
- Appelo, C.A.J. & Postma, D., (2010): *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd edition, 5th corrected reprint; Leiden: A.A. Balkema Publishers.
- Bajwa, M.I., (1981): Soil clay mineralogy in relation to fertility management: effect of soil clay mineral composition on potassium fixation under conditions of upland rice soils. In: *Fertilizer Research*, Vol. **2**, pp: 193-197.
- Beauvais, A. (1999): Geochemical balance of laterization and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **63**, No. 23/24, pp. 3939-399.
- Babechuk, et al., (2014): Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. In: *Chemical Geology*, Vol. **363**, pp. 56-75.
- Brunthaler, A. (2016): Auswirkungen straßenabwasserrelevanter Inhaltsstoffe auf das Grundwasser im Autobahnknoten Wels, Oberösterreich. Wien: Universität für Bodenkultur: [unveröffentlicht]
- Berka, R. (2015): Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes. In: Schubert, G. [Red.]: *Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich; Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Band **64**, pp. 71-141, Wien.
- Blume, et al. (2010): Scheffer / Schachtschabel – Lehrbuch der Bodenkunde, 16. Auflage, Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag.
- Blume, et al. (2011): *Bodenkundliches Praktikum*, 3. Auflage. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Bogaard et al. (2007): Hydrogeochemistry in landslide research: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Issue **2**, pp. 113-126.
- Boley, C., [Hrsg.], (2012): *Handbuch Geotechnik; Grundlagen - Anwendungen - Praxiserfahrungen*. Wiesbaden: Vieweg+Teubner Verlag.
- Bourman, R. P., (1993): Perennial problems in the study of Laterite: A review. In: *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. **40**, pp. 387-401.
- Bourman, R. P., (1996): Towards distinguishing transported and in situ ferricretes: data from southern Australia. In: *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, Vol. **16** (3), pp. 231-241.
- Bourman, R.P. & Ollier, CD., (2002): A critique of the Schellmann definition and classification of 'laterite'. In: *Catena*, Vol. **47**, pp. 117-131.
- Bremer, H., (1995): Boden und Relief in den Tropen: Grundvorstellung und Datenbank. In: *Relief, Boden Paläoklima*, Band **11**; Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW), (2015): *Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan*; Wien.

- Calcaterra, D. & Parise, M. [eds.], (2010): Weathering as a Predisposing Factor to Slope Movements, Geological Society, London, *Engineering Geology Special Publications*, Vol. **23**.
- Chigira, M., (1989). A mechanism of chemical weathering of mudstone in a mountainous area. In: *Engineering Geology*, Issue **29**, pp. 119-138.
- Colman, S.M., (1982): Chemical Weathering of Basalts and Andesites: Evidence from Weathering Rinds. *Geological Survey Professional Paper 1246*, Washington.
- Cornforth D. (2005): Landslides in Practice; Investigation, Analysis and Remedial/Preventative Options in Soils; Hoboken: John Wiley&Sons, Inc.
- Dietrich, V. & Schwandner, F., (2000): Preparation of glass beads and powder pills for XRF analysis of silicic and calcareous rocks (standard version). Institute of Mineralogy and Petrography, ETH Zürich.
- DiMaio, C. & Fenelli, C.B., (1994): Residual strength of kaolin and bentonite: the influence of their constituent pore fluid. In: *Geotechnique*, Vol. 44, No. 4, pp. 217-226.
- Draganits, et al. (2009): Die sedimentologischen Rahmenbedingungen der Eisenvererzung von Unterpullendorf (Zerrwald II). In: A. d. Bgl. LR, Abt. 7 - Landesmuseum, [Hrsg.]: *Die Mineralien des Burgenlandes - Geologie, Mineralogie und mineralische Rohstoffe; Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band **126**, pp. 103-111; Eisenstadt.
- Dunkl, I. & Demeny, A. (1997): Exhumation of the Rechnitz Window at the border of the Eastern Alps and Pannonian Basin during Neogene extension. In: *Tectonophysics*, Vol. **272**, pp. 197-211.
- Duzgoren-Aydin et al. (2002): Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks in Hong Kong. In: *Engineering Geology*, Vol. **63**, pp. 99-119.
- Duzgoren-Aydin, N.S. & Aydin, A., (2005): Chemical and mineralogical heterogeneities of weathered igneous profiles: implications for landslide investigations. In: *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, Vol. **6**, pp. 315-322
- Ebner, F. & Sachsenhofer, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. In: *Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum*, Heft **49**, Graz.
- Ebner, F. & Sachsenhofer, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). In: *Tectonophysics*, Vol. **242**, pp. 133-150.
- Einsele, G. & Gierer H., (1976): Entfärbung bei Disintegration und Gleitflächenbildung im Knollenmergel (oberste Trias) SW-Deutschlands. In: *Geologisches Jahrbuch*, Reihe C, Heft **16**, pp. 3-21; Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- Elster et al. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000; Wien.
- Engel, J. & Lauer, C. (2017): Einführung in die Boden- und Felsmechanik, Grundlagen und Berechnungen; 2., aktualisierte Auflage. Leipzig: Carl Hanser Verlag
- Essington, M. E., (2004): Soil and Water Chemistry, An integrated approach. Boca Raton: CRC Press.
- Ferencz et al., (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 138 Rechnitz; Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Faulkner et al., (2000): The role of some site geochemical processes in the development and stabilization of three badland Sites in Almeria, Southern Spain. In: *Geomorphology*, Vol. **35**, pp. 87-99.
- Faulkner et al., (2001): Comparisation of three cation extraction methods and their use in the determination of the sodium adsorption ratios of some sodic soils. In: *Communications in Soils Science and Plant Analysis*. Vol. **32** (11 & 12), pp. 1765-1777.
- Faulkner et al. (2003): Changes to the dispersive characteristics along an evolutionary slope sequence in the Vera badlands, southeast Spain: implications for site stabilization. In: *Catena*, Vol. **50**, pp. 243-254.

- Faulkner, H., (2007): Improvements to the dispersion status of piped gully soils following reworking and stabilization by vegetation. In: *Catena*, Vol. **70**, pp. 410-415.
- Fink, J., (1957): Quartär. In: Kümel, F. [Hrsg.]: *Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deuschkreutz 1:50.000*, pp. 36-49; Wien.
- Frank S. & Rey R., (1996): N4 Flurlingen: Durch Tunnelbau beschleunigte Kriechbewegungen und deren Konsequenzen für die Bauausführung. In: Oddson, B., [Hrsg.]: *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse: Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften*. Basel Boston Berlin: Birkhäuser Verlag, pp. 203-219.
- Frisch et al. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. In: *Tectonophysics*, Vol. **297**, pp. 1-15.
- Füchtbauer, H. [Hrsg.], (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*, 4. Auflage. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- Furtak, H. & Langguth, H.R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. In: *Mem. IAH-Congress*, 1965, Vol. **7**, pp. 89-96; Hannover.
- Golwer, A. (1995): Verkehrswege und Grundwasserschutz. In: *Eclogae Geologicae Helveticae*, Vol. **88**, Heft 2, pp. 403-419.
- Götzinger, A. M. & Draganits, E., 2009. Die oxidischen Eisenerze des mittleren Burgenlandes. In: A. d. Bgl. LR, Abt. 7 - Landesmuseum, [Hrsg.]: *Die Mineralien des Burgenlandes - Geologie, Mineralogie und mineralische Rohstoffe; Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band **126**, pp. 103-111; Eisenstadt.
- Gross, M., (2003): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). In: Piller, W.E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca.- Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission*, Band **16**, pp. 11-62, Wien
- Gross et al., (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to excursions. In: *Joannea – Geologie und Paläontologie*, Band **9**, pp. 117-193, Graz.
- Grum et. al. (1992): Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland), In: *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten*, Band **38**, pp. 73-92, Wien.
- Hammer, Ø. (2017): Past - PAleontological STatistics (Version 3.17), Reference Manual, URL (abgerufen am 12.12.2017): <https://folk.uio.no/ohammer/past/>
- Hardy R. & Tucker, M., (1996): Röntgendiffraktometrie von Sedimentgesteinen. In: Tucker, M. [Hrsg.]: *Methoden der Sedimentologie*; Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- He et al. (2014): Quick Clay Development and Cation Composition of Pore Water in Marine Sediments from the Ariake Bay Area, Japan. In: *International Journal of Geosciences*, Vol. **5**, pp. 595-606.
- Heitfeld, K.-H. [Hrsg.], (1985). *Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen*. Berlin: Springer Verlag.
- Herrmann et. al., (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt **138** Rechnitz; Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Hobiger, G. & Klein, P. [Red.], (2004): Österreichweite Abschätzung von regionalisierten, hydrochemischen Hintergrundgehalten in oberflächennahen Grundwasserkörpern auf der Basis geochemischer und wasserchemischer Analysendaten zur Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG; (Geogene Hintergrundgehalte oberflächennaher Grundwasserkörper) – „GEOHINT“; Wien.
- Hölting, B., Coldewey, W.G., (2013): *Hydrogeologie; Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*, 8. Auflage. Berlin-Heidelberg: Springer Spektrum.
- Holtz et al. (2011): *An Introduction to Geotechnical Engineering*; 2nd Edition; Upper Saddle River: Pearson Education, Inc.
- Horvath et al., (1995): Extensional Collapse of the Alpine Orogene and Hydrocarbon Prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian

- Basin. In: *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No.6*; Hungary.
- Inorganic Crystal Structure Database – ICSD, (2008): Scientific Manual. Karlsruhe: FIZ Karlsruhe; URL (abgerufen am 17.10.2017): http://www2.fiz-karlsruhe.de/fileadmin/be_user/ICSD/PDF/sci_man_ICSD_v1.pdf.
- Jasmund, K. & Lagaly, G. [Hrsg.], (1993): Tonminerale und Tone; Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt; Darmstadt: Steinkopff Verlag.
- Kasanin-Grubin, M. (2013): Clay mineralogy as a crucial factor in badland hillslope processes. In: *Catena*, Vol. **106**, pp. 54-67.
- Kenedi, P. (1990): Oberwarter Straße L240 „Drumling-Schlaining“ – Auszug aus dem Technischer Bericht zur Straßensanierung (Seite 10), Eisenstadt: [unveröffentlicht].
- Knöller, K. & Trettin, R., (2003): Isotopenanalytische Bewertung des Sulfathaushaltes in landwirtschaftlich genutzten Wassergewinnungsgebieten. Abschlussbericht zum Teilprojekt 4 des BMBF-Verbundforschungsvorhabens: „*Wasserversorgung und Sulfatbelastung des Grundwassers unter land- und forstwirtschaftlich genutzten Flächen*“. Halle: Bundesministerium für Bildung und Forschung.
- Kollmann, K. (1964): Jungtertiär im Steirischen Becken. In: *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, Band **57**, Heft 2, pp. 479-632; Wien.
- Kollmann, W. (1986): Geohydrologische Untersuchung zur Beurteilung der Wasserhöflichkeit im südlichen Burgenland. In: *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band **76**; Eisenstadt.
- Kölle, W. (2001): Wasseranalysen – richtig beurteilt. Grundlagen, Parameter, Wassertypen, Inhaltsstoffe, Grenzwerte nach Trinkwasserverordnung und EU-Trinkwasserrichtlinie. Weinheim: Wiley-VCH Verlag
- Koller, F., (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Band **128(1)**, pp. 83-150.
- Kralik et al., (2005): Hydrochemische Karte Österreichs; Oberflächennaher Grundwasserkörper und Fließgewässer; Mittelwerte von Wassergüteehebungsdaten (WGEV-DATEN) 1991-2001; 2. überarbeitete Auflage; Wien: Umweltbundesamt.
- Krenmayr et al., (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt; In: *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*; Band **152**; Heft 1-4; pp. 57-66; Wien.
- Kurzweil, H., (1970): Granulometrische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Lockersedimenten und Verwitterungsbildungen aus dem Burgenland. In: *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band **44**, pp. 58-93; Eisenstadt.
- Kurzweil, H., (1971): Mineralbestand und Genese einiger Eisenerzvorkommen in den Sedimenten der „Landseer Bucht“, Burgenland. In: *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Band **16**, pp. 268-280.
- Lackner, K. (2012): Rutschungssanierung Stadtschlaining, Bodenmechanisches Gutachten zur Rutschungssanierung, Graz: [unveröffentlicht].
- Löhr et al., (2010): Genesis of ferruginous concretions in a ferric soil and implications for past and present iron mobility. In: *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*, pp. 31-34.
- Lukas, W., (1970a): Zur Genese der Antimonlagerstätte Schlaining (Burgenland). In: *TMPM Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol. **14**, pp. 87-101.
- Lukas, W., (1970b): Tektonische Analyse der Antimonlagerstätte Schlaining (Burgenland), Eine gefügekundliche Untersuchung vom Großbereich bis zum Mikrobereich. In: *Verhandlungen der*

- Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1, pp. 34-60, Wien.
- Lupini et al., (1981): The drained residual strength of cohesive soils. In: *Geotechnique*, Vol. 31, No. 2, pp. 181-213.
- Madsen, F.T. & Müller-Vonmoos, M., (1989): The Swelling Behavior of Clays. In: *Applied Clay Science*, Vol. 4, pp. 143-156.
- Madsen, F. T., (1996): Tonmineralogische Grundlagen der Scherfestigkeit tonhaltiger Lockergesteine. In: Oddson, B., [Hrsg.]: *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse: Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften*. Basel Boston Berlin: Birkhäuser Verlag, pp. 33-55.
- Man et al., (2003): Effect of pore fluid chemistry on the triaxial behavior of a high-plastic clay. In: *Proc., Symposium on Geotechnical Engineering for Geoenvironmental Applications*. Vancouver Geotechnical Society, Vancouver BC, pp. 39-46.
- Maresch, et al., (2014): Gesteine, Systematik, Bestimmung Entstehung. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Merkel, B.J.; Planer-Friedrich, B. (2008): Grundwasserchemie, Praxisorientierter Leitfaden zur numerischen Modellierung von Beschaffenheit, Kontamination und Sanierung aquatischer Systeme. Berlin u.a.: Springer-Verlag.
- McCann, T. & Valdivia Manchego, M., (2015): Geologie im Gelände, Das Outdoor Handbuch. Heidelberg Berlin: Springer Verlag.
- Mitchell J., (1993): *Fundamentals of Soil Behavior*; 2nd edition; New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Moore, D. & Reynolds, R. C., 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. New York: Oxford University Press.
- Moore, R., (1991): The chemical and mineralogical controls upon the residual strength of pure and natural clays. In: *Geotechnique*, Vol. 41, No. 1, pp. 35-47.
- Moore, R. & Brunsden, D., (1996): Physico-chemical effects on the behavior of a coastal mudslide. In: *Geotechnique*, Vol. 46, No. 2, pp. 259-278.
- Moum et al., (1971): A geochemical investigation of the sensivity of a normally consolidated clay from Drammen, Norway. In: *Geotechnique*, Vol. 21, No. 4, pp. 329-340.
- Müller-Vonmoos, M. & Loken, T., (1989): The Shearing Behavior of Clays. In: *Applied Clay Science*, Vol. 4, pp. 125-141.
- Müller-Vonmoos, M., (1993): Bedeutung der Tonminerale in der Bodenmechanik. In: Jasmund, K. & Lagaly, G. [Hrsg.], (1993): *Tonminerale und Tone; Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*. pp.: 312-332; Darmstadt: Steinkopff Verlag.
- Nebert, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Band 122, Heft 1, pp. 143-180.
- Nebert et al., (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Band 123, Heft 1, pp. 39-112.
- Nebert, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen. In: *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*; Band 6, pp. 23-77.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M., (1982): Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. In: *Nature*, Vol. 299, pp. 715-717.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M., (1984): Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. In: *Geochimica et Cosmochimica*, Vol.48, pp.1523-1534.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M., (1989): Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. In: *The Journal of Geology*, Vol. 97, No. 2, pp. 129-147.
- Neubauer, F. & Genser, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. In: *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, Band 120, pp. 203-219.
- Norbury, D. (2016): *Soil and Rock Description in Engineering Practice*. 2nd Edition, Dunbeath: Whittles Publishing.

- Okrusch, M. & Matthes, S. (2014): Mineralogie, Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 9. Auflage; Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.
- Ollier, C.D. & Galloway, R.W., (1990): The Laterite Profile, Ferricrete and Unconformity. In: *Catena*, Vol. 17, pp. 97-109.
- ÖNORM ISO 3696:1995 08 01: Wasser für analytische Zwecke – Spezifikationen und Prüfverfahren (ISO 3696:1987).
- Pahr, A. (1955): Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). Wien: Universität Wien, [unveröffentlicht].
- Pahr A. & Herrmann, P. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 137 Oberwart; Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Pahr et al., (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart; Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Peters, V. & Conrad R., (1995): Sequential reduction processes and initiation of CH₄ production upon flooding of oxic upland soils. In: *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 28, pp: 371-382.
- Preuth et al., (2010): Stability analysis of a human-influenced landslide in eastern Belgium. In: *Geomorphology*, Vol. 120, pp. 38-47
- Posch-Trözmüller, G. & Peresson M., (2015): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme an burgenländischen Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen; Neue Bauaufschlüsse – Neues Geowissen: Burgenland. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Quantum GIS Development Team (2017): Quantum GIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project.
<http://qgis.osgeo.org>.
- Ramanaidou, E. & Wells, M.A., (2014): Sedimentary Hosted Iron Ores. In: Holland, H. & Turekian, K. [eds.]: *Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, Vol. 13, pp. 313-355.
- Rantitsch et al., (2004): Geochemische und mineralogische Untersuchungen an pannonischen Sedimenten der Ton-Lagerstätte Mataschen (Steirisches Becken, Österreich). In: *Joannea – Geologie und Paläontologie*, Band 5, pp. 219-230.
- Rankka et al., (2004): Quick clay in Sweden. Rapport / Report No. 65; Swedish Geotechnical Institute. Linköping.
- Reinprecht, V., (2014). Rutschhang Stadtschlaining, Graz: Technische Universität Graz, [unveröffentlicht].
- Rengasamy et al., (1984): Identification of Disperse Behavior and the Management of Red-brown Earths. In: *Australian Journal of Soil Research*, Vol. 22, pp. 413-431.
- Rengasamy et al., (1986): Influence of Magnesium on the Aggregate Stability in Sodic Red-Brown Earths. In: *Australian Journal of Soil Research*, Vol. 24, pp. 229-237.
- Richoz et al. (2017): Geochemistry and mineralogy of the Oligo-Miocene sediments of the Valley of Lakes, Mongolia. In: *Paleobiodiversity and Paleoenvironments*, Vol. 97, pp.233-258
- Riedmüller, G. (1978): Neoformations and Transformations of Clay Minerals in Tectonic Shear Zones. In: *TMPM Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol. 25, pp. 219-242.
- Rogers, J.D. & Doyle, B.C., (2004): Mapping of Seismically-Induced Landslipping in the Benton Hills and Crowley's Ridge, New Madrid Seismic Zone. Missouri and Arkansas: U.S. Geological Survey National Earthquake Hazards Reduction Program, awarded November 1, 2002. Final report submitted May 1, 2004.
- Rögl, F. & Steininger, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes. In: *Annalen des naturhistorischen Museums in Wien*, Band 85/A, pp. 135-163.
- Ronchetti et al., (2009): Groundwater processes in a complex landslide, northern Apennines, Italy. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 9, pp. 898-904.

- Santi, P., (2006): Field Methods for Characterizing Weak Rock for Engineering; In: *Environmental & Engineering*, Vol. **XII**, No. 1; The Geological Society of America.
- Sauerzopf, F., (1985): Die Geologische Karte Blatt 137 Oberwart. In: *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band: **71**, pp. 271-274.
- Schäfer, A., (2010): Klastische Sedimente, Fazies und Sequenzstratigraphie. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Schellmann, W., (1981): Considerations on the definition and classification of laterites. In: *Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes*, Trivandrum, India. A.A. Balkema, pp. 1–10.
- Schelstraete, C., (2010): Lithology and weathering products at the slip plane of landslides in SW Ethiopia, Gent: Universität Gent [unveröffentlicht].
- Scherer, J. (2004): Bodenschutz – Einfluss der Salzstreuung auf den Bodenzustand. Umweltinstitut des Landes Vorarlberg, *Kurzbericht UI-01/2004*. Bregenz: Amt der Vorarlberger Landesregierung.
- Schmid, H., (1977): Die montangeologischen Voraussetzungen des Ur- und Frühgeschichtlichen Eisenhüttenwesens im Gebiet des Mittleren Burgenlandes. In: *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, Band **59**, pp. 11-23; Eisenstadt.
- Schönlaub, H.P., (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Band **116**, pp. 35-49; Wien.
- Schubert, G., (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich. In: Schubert, G. [Hrsg.]: *Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich; Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Band **64**, pp. 71-141; Wien.
- Schwertmann, U., (1976): Die Verwitterung mafischer Chlorite. In: *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, Heft **1**, pp. 27-36.
- Schwertmann, U. & Niederbudde, E.-A., (1993): Tonminerale in Böden. In: Jasmund, K. & Lagaly, G. [Hrsg.], (1993): *Tonminerale und Tone; Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*, pp. 212-265; Darmstadt: Steinkopff Verlag.
- Steidl, A., (1991): Geowissenschaftliche Untersuchungen am Oberwarter Berg, Graz: Technische Universität Graz: [unveröffentlicht].
- Stow D.A.V., (2008): Sedimentgesteine im Gelände; Ein illustrierter Leitfaden; Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Stahr et al., (2016): Bodenkunde und Standortlehre, 3. Auflage. Stuttgart: Eugen Ulmer.
- Strawn et al., (2015): Soil Chemistry, 4th edition. Chichester: John Wiley & Sons.
- Suzuki et al., (2005): Physical and chemical index properties of residual strength of various soils. In: *Memoirs of the Faculty of Engineering*, Yamaguchi University, Vol. **56** (1), pp. 1–10.
- Tardy, Y. (1971): Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. In: *Chemical Geology*, Vol. **7**, pp. 253-271.
- Tardy, Y & Nahon D., (1985): Geochemistry of Laterites, stability of Al-Goethite, Al-Hematite, and Fe³⁺-Kaolinite in Bauxites and Ferricretes: An Approach to the mechanism of concretion formation. In: *American Journal of Science*, Vol. **285**, pp. 865-903.
- Takai, Y. & Kamura, T., (1966): The Mechanisms of Reduction in Waterlogged Paddy Soil. In: *Folia Microbiologica*, Vol. **11**, 304-313.
- Timpson et al., (1986): Evaporite mineralogy associated with saline seeps in Southwestern North Dakota. In: *Soil Science Society of America Journal*, Vol. **50**, pp. 490-493.
- Trevin, N., (1996): Rasterelektronenmikroskopie in der Sedimentologie. In: Tucker, M. [Hrsg.]: *Methoden der Sedimentologie*; Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- Trustrum, N.A. & DeRose, R.C., (1988): Soil depth-age relationship of landslides in deforested hillslopes, Taranaki, New Zealand. In: *Geomorphology*, Vol. **1**, pp. 143-160.
- Veder, C., (1968): Rutschhang Stadtschlaining (Zwischenbericht), Graz: [unveröffentlicht].

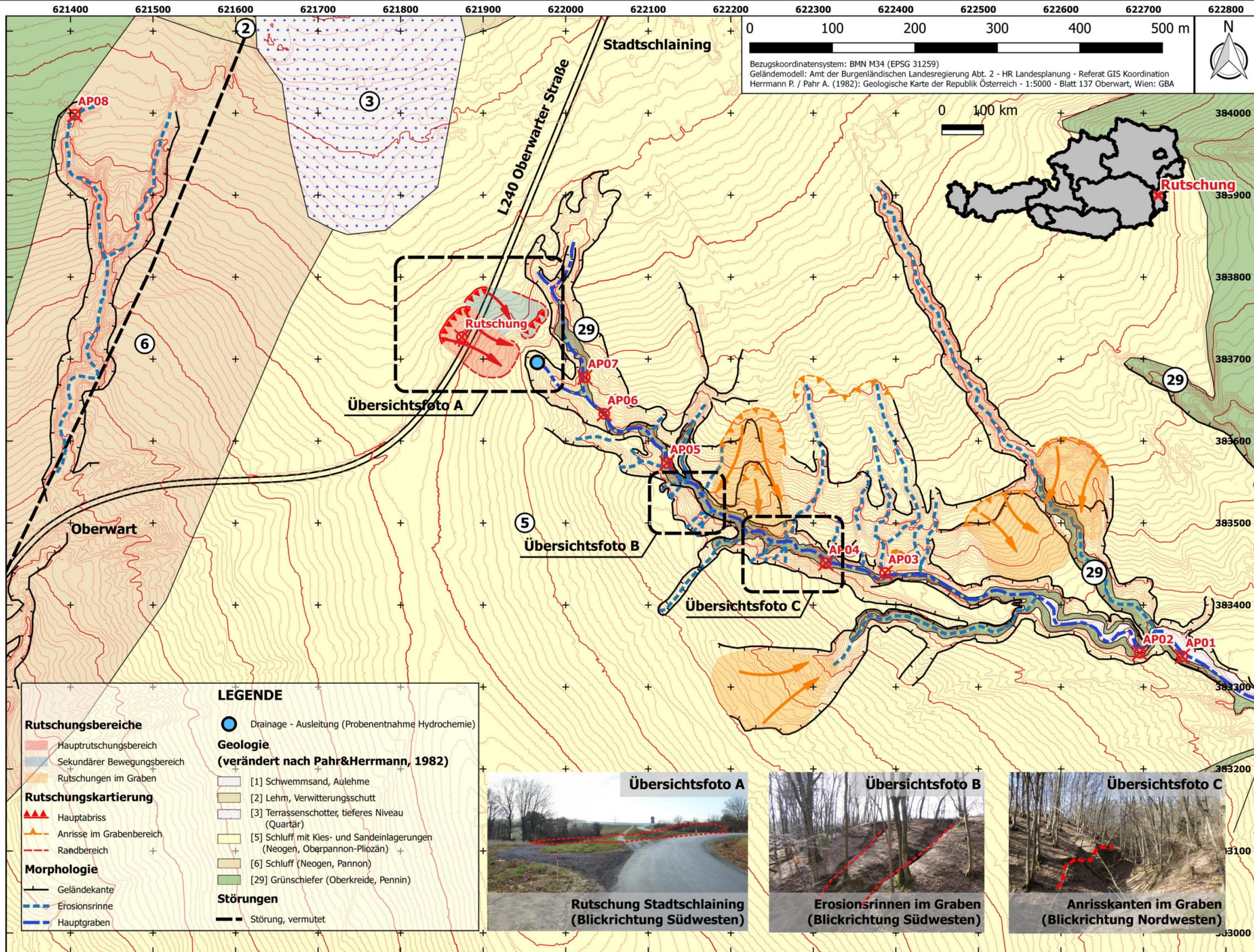
- Veder, C. (1969): Landesstraße Oberwart-Schlaining, Rutschungssanierung (Endbericht), Graz: [unveröffentlicht].
- Veder, C. & Hilbert, F., (1981): Landslides and Their Stabilization. New York: Springer Verlag.
- Velde, B. & Meunier, A., (2008). The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- Voigt, H.-J., (1990): Hydrogeochemie, Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. Berlin u. a.: Springer
- Wagner et al. (2010): Young uplift in the non-glaciated parts of the Eastern Alps. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **295**, pp. 159-169.
- Webb, A., (2011); Salinity management Handbook, 2nd edition. Queensland: Department of Environment and Resource Management.
- Weber, L., [Hrsg.], (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs; Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. In: *Archiv für Lagerstättenforschung*, Band **19**, Wien
- Weinhandl, R., (1960): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Oberwart (137). In: *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, pp. A89-A90; Wien.
- Weinert H.H., (1980): The Natural Road Construction Materials of Southern Africa. Pretoria: Academica.
- Wen et al., (2004): Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. In: *Environmental Geology*, Vol. **47**, pp. 140-154.
- Widdowson, M., (1997): Tertiary paleosurfaces of the SW Dekkan, Western India: implications for a passive margin uplift. In: Widdowson, M. [Hrsg.], (1997): *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation. Geological Society Special Publication*, No. **120**, pp. 221-248; London: The Geological Society of London.
- Widdowson, M., (2007): Laterite and Ferricrete. In: Nash, D.J. & McLaren, S.J. [Eds.], (2007): *Geochemical Sediments and Landscapes*. USA-UK-Australia: Blackwell Publishing Ltd.
- Winkler-Hermaden, A., (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung, Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. Wien: Springer-Verlag.
- Wipki, M., (1997): Stöchiometrische Mineralberechnung auf der Grundlage von RDA- und RFA-Daten am Beispiel von Kaolinen und Lateriten aus dem Nordsudan. In: *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, Band **4**, Heft 2, pp. 83-87.
- Witt, K. J. [Hrsg.], (2008): Grundbau Taschenbuch; Teil 1: Geotechnische Grundlagen; 7. Auflage; Berlin: Ernst & Sohn.
- Wolf C. & Giuliani, G., (2009): Auftaumittel im Porengrundwasser - Ermittlung von Auftaumittelfrachten und Evaluierung bestehender Rechenansätze im Nahbereich übergeordneter Straßennetze am Beispiel des Grundwasserfeldes im Abstrom der A3 bei Guntramsdorf. Endbericht im Auftrag des BMVIT (BMVIT-322.090/0005-II/ST1/2008).
- Yoshioka, R. (1976): Chemical Composition of Natural Water in Landslide Area. In: *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, Vol. **17**, No.4, pp. 187-196.
- Zaruba Q. & Mencil V., (1969): Landslides and their Control; Amsterdam: Elsevier Publishing Company
- Zhang et al., (2014): Effect of pore-water chemistry on undrained shear behavior of saturated loess. In: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, Vol. **47**, No. 2, pp. 201-210.
- Zötl, J. & Goldbrunner, J.E., [Hrsg.], (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs, Geologische Grundlagen und Spurenelemente. Wien: Springer-Verlag.

UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

Volker Reinprecht, BSc

Beilage I – Übersichtskarten

5 Seiten inkl. Deckblatt

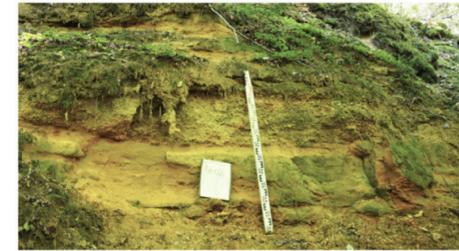


Aufschlussfotos



Aufschlusspunkt AP01

Vollständig verwitterter und saprolitisierter Grünschiefer (Probe GS.W4)



Aufschlusspunkt AP02

Lateritische Feinsandlage im Kontakt mit verwitterten Grünschiefern (Probe AP02)



Aufschlusspunkt AP03

Eisenoxidausfällungen auf den Trennflächen des verwitterten Grünschiefers



Aufschlusspunkt AP04

Lockergesteinsaufschluss am Grabenrand



Aufschlusspunkt AP05

Angewitterte bis frische Grünschiefer (Probe GS.W1)



Aufschlusspunkt AP06

Verwitterte Grünschiefer (Probe GS.W2)



Aufschlusspunkt AP07

Grenze verwitterte/stark verwitterte Grünschiefer (Probe GS.W3) / (Proben L.HS/B/R1, L.HS/B/R2, L.HS.K)



Aufschlusspunkt AP08

Infiltrationsbereich im Nordwesten der Rutschung mit oberflächlichen Limonitkrusten

Untersuchung chemischer Verwitterungsprozesse und deren Auswirkungen auf Massenbewegungen am Beispiel der Rutschung StadtSchlaining (Burgenland, Österreich)
 Volker Reinprecht, BSc

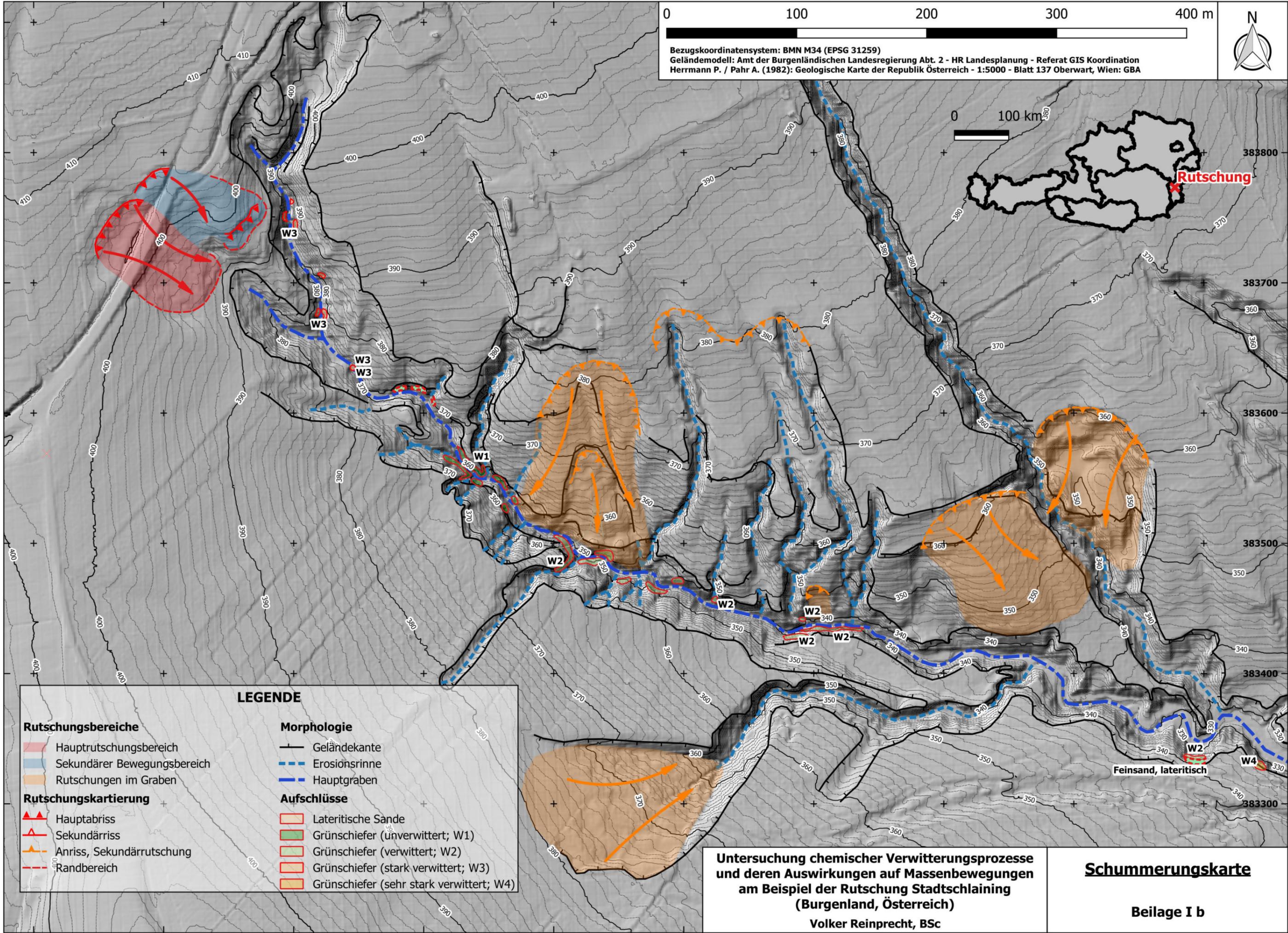
Geologische Übersichtskarte

Beilage Ia

621800 621900 622000 622100 622200 622300 622400 622500 622600 622700

0 100 200 300 400 m

Bezugskoordinatensystem: BMN M34 (EPSG 31259)
 Geländemodell: Amt der Burgenländischen Landesregierung Abt. 2 - HR Landesplanung - Referat GIS Koordination
 Herrmann P. / Pahr A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich - 1:5000 - Blatt 137 Oberwart, Wien: GBA

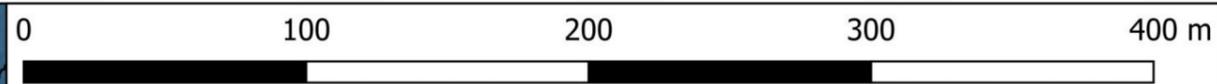
LEGENDE

Rutschungsbereiche	Morphologie
Hauptrutschungsbereich	Geländekante
Sekundärer Bewegungsbereich	Erosionsrinne
Rutschungen im Graben	Hauptgraben
Rutschungskartierung	Aufschlüsse
Hauptabriss	Lateritische Sande
Sekundärabriss	Grünschiefer (unverwittert; W1)
Anriss, Sekundärrutschung	Grünschiefer (verwittert; W2)
Randbereich	Grünschiefer (stark verwittert; W3)
	Grünschiefer (sehr stark verwittert; W4)

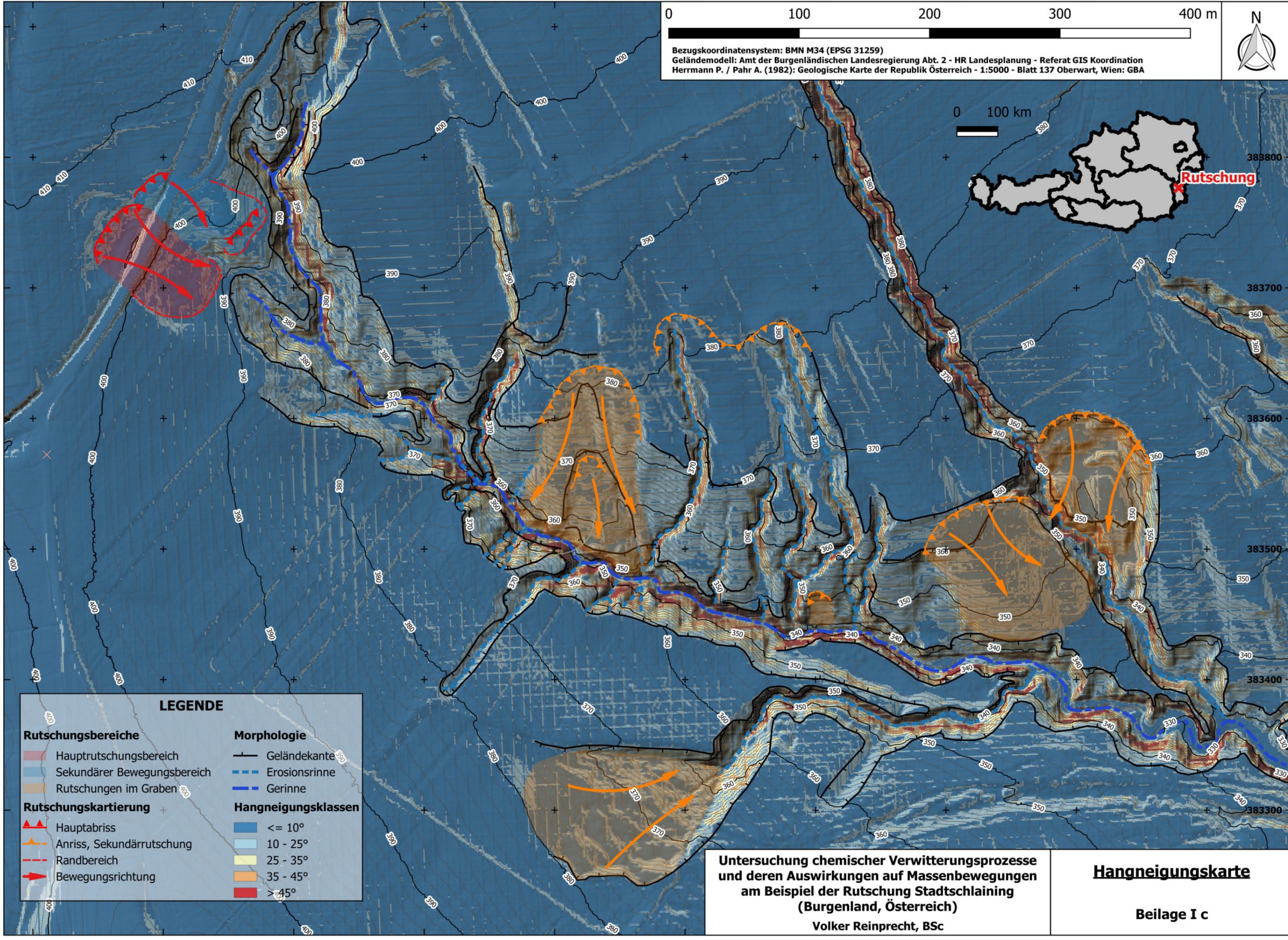
**Untersuchung chemischer Verwitterungsprozesse
 und deren Auswirkungen auf Massenbewegungen
 am Beispiel der Rutschung Stadtschlaing
 (Burgenland, Österreich)**
 Volker Reinprecht, BSc

Schummerungskarte
 Beilage I b

621800 621900 622000 622100 622200 622300 622400 622500 622600 622700



Bezugskoordinatensystem: BMN M34 (EPSG 31259)
Geländemodell: Amt der Burgenländischen Landesregierung Abt. 2 - HR Landesplanung - Referat GIS Koordination
Herrmann P. / Pahr A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich - 1:5000 - Blatt 137 Oberwart, Wien: GBA



LEGENDE

Rutschungsbereiche	Morphologie
Hauptrutschungsbereich	Geländekante
Sekundärer Bewegungsbereich	Erosionsrinne
Rutschungen im Graben	Gerinne
Rutschungskartierung	Hangneigungsklassen
Hauptabriss	≤ 10°
Anriss, Sekundärrutschung	10 - 25°
Randbereich	25 - 35°
Bewegungsrichtung	35 - 45°
	> 45°

Untersuchung chemischer Verwitterungsprozesse und deren Auswirkungen auf Massenbewegungen am Beispiel der Rutschung Stadtschlaibling (Burgenland, Österreich)
Volker Reinprecht, BSc

Hangneigungskarte
Beilage I c

621800

621850

621900

621950

622000

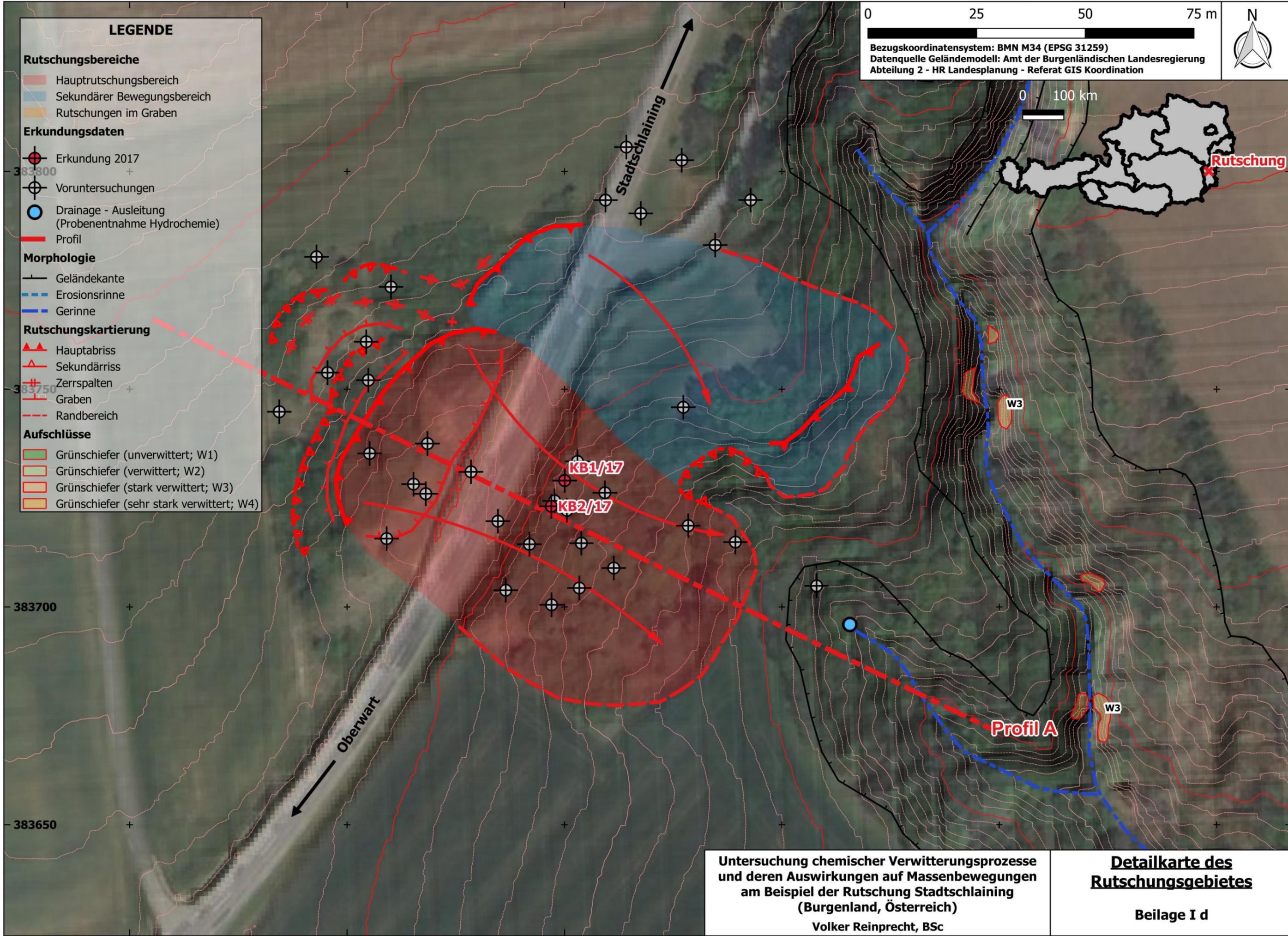
622050

LEGENDE

- Rutschungsbereiche**
 - Hauptrutschungsbereich
 - Sekundärer Bewegungsbereich
 - Rutschungen im Graben
- Erkundungsdaten**
 - Erkundung 2017
 - Voruntersuchungen
 - Drainage - Ausleitung (Probenentnahme Hydrochemie)
 - Profil
- Morphologie**
 - Geländekante
 - Erosionsrinne
 - Gerinne
- Rutschungskartierung**
 - Hauptabbriss
 - Sekundärriss
 - Zerrspalten
 - Graben
 - Randbereich
- Aufschlüsse**
 - Grünschiefer (unverwittert; W1)
 - Grünschiefer (verwittert; W2)
 - Grünschiefer (stark verwittert; W3)
 - Grünschiefer (sehr stark verwittert; W4)

0 25 50 75 m

Bezugskoordinatensystem: BMN M34 (EPSG 31259)
 Datenquelle Geländemodell: Amt der Burgenländischen Landesregierung
 Abteilung 2 - HR Landesplanung - Referat GIS Koordination



**Untersuchung chemischer Verwitterungsprozesse
 und deren Auswirkungen auf Massenbewegungen
 am Beispiel der Rutschung Stadtschlaining
 (Burgenland, Österreich)**
 Volker Reinprecht, BSc

**Detailkarte des
 Rutschungsgebietes**
 Beilage I d

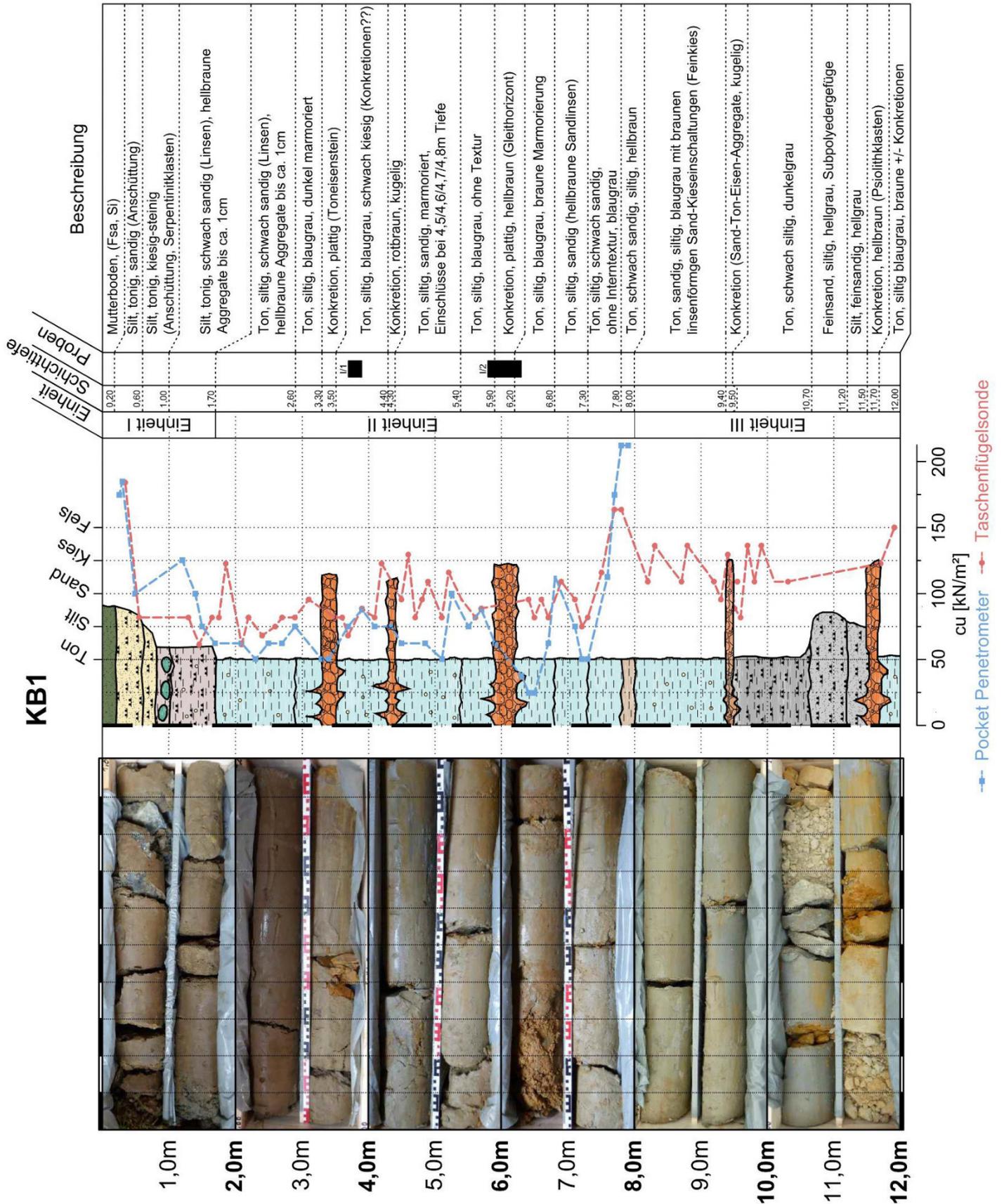
UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

Volker Reinprecht, BSc

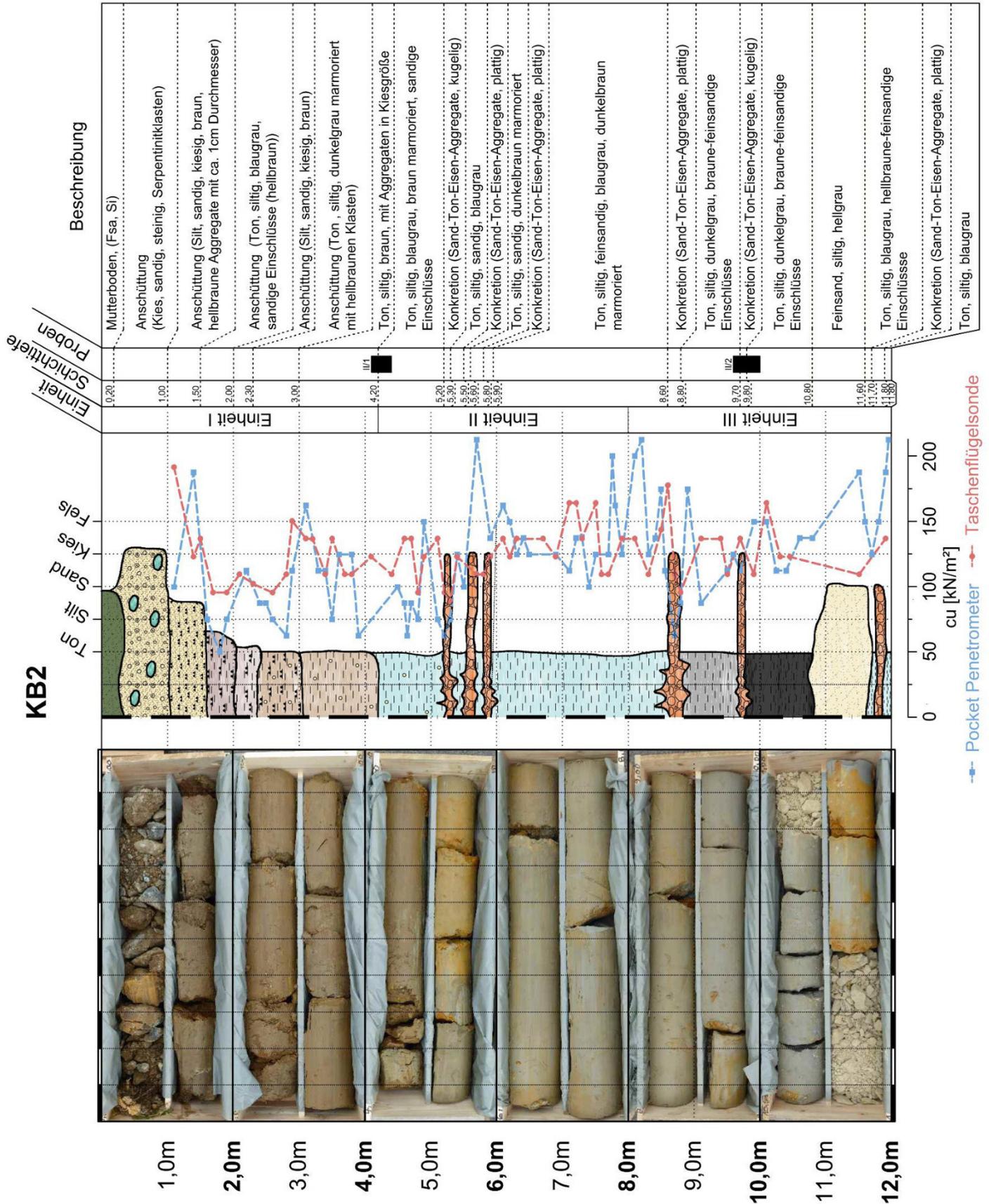
Beilage II – Profilaufnahme & Probenliste

4 Seiten inkl. Deckblatt

Profilaufnahme - Kernbohrung KB1



Profilaufnahme - Kernbohrung KB2



Probenliste

#	Bezeichnung	Typ	Entnahmestelle	Entnahmetiefe	Beschreibung	Analysen			
						XRD	XRF	TM	REM
1	GS.W1	Grünschiefer	Handstück	Aufschluss	Grünschiefer, schwach verwittert	x	x	o	o
2	GS.W2	Grünschiefer	Handstück	Aufschluss	Grünschiefer, mäßig verwittert	x	x	o	o
3	GS.W3	Grünschiefer	Handstück	Aufschluss	Grünschiefer, stark verwittert	x	x	x	o
4	GS.W4	Grünschiefer	Handstück	Aufschluss	Grünschiefer, sehr stark verwittert	x	x	o	x
5	CL.1A	Ton Einheit II	KB1	5.85	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	x	x
6	CL.1B	Ton Einheit II	KB1	5.9	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	x	o
7	CL.1C	Ton Einheit II	KB1	6	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	o	o
8	CL.1D	Ton Einheit II	KB1	6.05	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	o	o
9	CL.1E	Ton Einheit II	KB1	6.15	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	x	o
10	CL.1F	Ton Einheit II	KB1	6.25	Tonmaterial, Hauptbewegungszone	x	x	x	o
11	CL.1G	Ton Einheit II	KB1	3.8	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	o
13	CL.2A	Ton Einheit III	KB2	9.65	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	x
14	CL.2B	Ton Einheit III	KB2	9.75	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	o
15	CL.2C	Ton Einheit III	KB2	9.8	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	o
16	CL.2D	Ton Einheit III	KB2	9.85	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	o
17	CL.2E	Ton Einheit III	KB2	9.9	Tonmaterial, Referenzprobe	x	x	o	o
18	L.1/A/6.0	Limonit (Typ A)	KB1	6.0	Limonit, homogen, gelblich	x	x	o	o
19	L.1/A/6.1	Limonit (Typ A)	KB1	6.1	Limonit, rötlich, laminiert	x	x	o	o
20	L.HS/B/R1	Limonit (Typ B)	Handstück	Aufschluss	Limonit, rot, massig, braune Strichfarbe	x	x	o	o
21	L.HS.K	Ton Einheit II	Handstück	Aufschluss	Kernmaterial, Ton, blau-braun	x	x	o	o
22	L.1/C/3.8	Limonit (Typ C)	KB1	3.8	Limonit, braun-rot-laminiert, Referenzprobe	x	x	o	o
12	L.1/C/6.0	Limonit (Typ C)	KB1	6	Limonit, Fraktion >63µm	x	x	o	x
23	L.HS/B/R2	Limonit (Typ B)	Handstück	Aufschluss	Limonit, rot, massig, weich	x	x	o	o
24	L.2/A/9.8	Limonit (Typ A)	KB2	9.8	Limonit, braun-rot-laminiert, Referenzprobe	x	x	o	o
25	AP02	Limonitischer Sand	Handstück	Aufschluss	Limonitischer Feinsand	x	x	o	o

XRD... Gesamtmineralbestimmung (Röntgendiffraktometrie)

XRF... Gesteinschemismus (Röntgenfluoreszenzanalyse)

TM... Tonmineralbestimmung (Röntgendiffraktometrie)

REM... Rasterelektronenmikroskopie

UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

Volker Reinprecht, BSc

Beilage III – Petrographische Beschreibung

6 Seiten inkl. Deckblatt

Einheit I – Deckschichten

Beilage IIIa



Beschreibung

Beispielfoto: KB1, Tiefe 0,0 bis 2,0m

Lokalität / regionale Verbreitung:

Die Deckschichten bilden die obersten sedimentären Auflagehorizonte der Hügellinie östlich von Stadtschlaining.

Sedimentäre Gefüge:

Einheit I umfasst eine lateral und vertikal heterogene Wechselfolge aus Feinsanden und Schluffen mit Schichtmächtigkeiten zwischen 0,2 und 1,5 m.

In der Matrix verteilt sind subangulare bis angulare Klaster mit Korngrößen von ca. 1 bis 2 mm. Die Schichtgrenzen sind deutlich wellig bis taschenförmig und deutlich ausgeprägt. Das Interngefüge einzelner Lagen ist weitgehend strukturlos.

Sedimentäre Strukturen:

Im Nahbereich der L240 wurden die Deckschichten durch Bautätigkeit umgelagert, wodurch eine Vermengung mit Anschüttungsmaterial (kantige Serpentinittklasten mit bis zu 10 cm Kantenlänge) und Material aus tieferen Horizonten erfolgte (Beispielfoto oben, Tiefe ca. 0,8 m).

Die Gesamtmächtigkeit der Einheit schwankt gemäß Bohrergebnissen zwischen ca. 2 m (Kernbohrung KB1) bis 4 m (Kernbohrung KB2).

Die gesamte Abfolge zeigt eine Abnahme der Korngröße mit zunehmender Tiefe (coarsening-upward Trend). Die Bodenfärbung wird durch Brauntöne dominiert (graubraun – gelblichbraun). Mit zunehmender Tiefe zeigt sich ein gradueller Übergang zu braungrau bis blaugrau.

Festigkeit:

Die Cu-Festigkeit schwankt in dieser Einheit deutlich zwischen 50 und 190 kPa (*) und nimmt tendenziell mit zunehmender Tiefe ab. Spitzenwerte wurden in Schichten mit höherem Feinsandanteil gemessen.

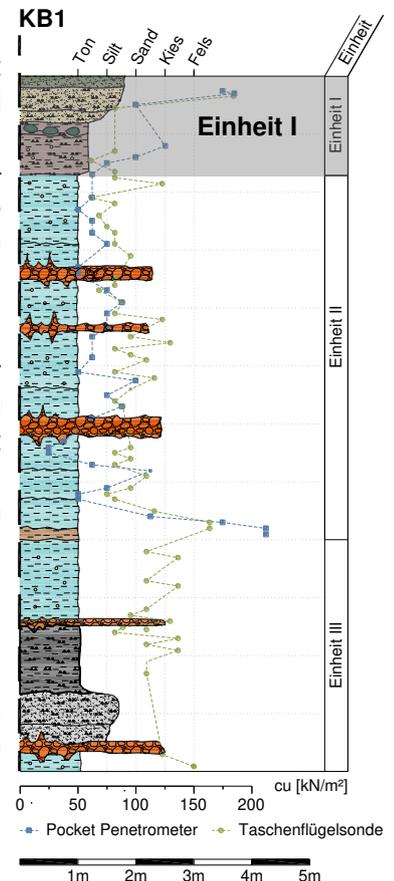
Mineralogie:

Makroskopisch erkennbar sind Plagioklas, Muskovit, Quarz und Eisenoxide. Im Umfeld der L240 treten exotische Komponenten aus dem Straßenbau hinzu.

Die Gesamtmineralogie umfasst gemäß XRD-Analyse: Quarz, Muskovit, Albit, Kaolinit, Goethit, Jarosit, Montmorillonit.

Stratigraphie:

Quartär bzw. umgelagertes Neogen (Oberpannon-Pliozän).



(*) Bestimmt mit Taschenpenetrometer und Taschenflügelsonde am Bohrkern unmittelbar nach der Entnahme

Verwendete Literatur:
 Reinprecht, 2014: Rutschung Stadtschlaining, Bakkalaureatsarbeit am Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Graz, unveröffentlicht
 Stow, 2008: Sedimentgesteine im Gelände: Ein illustrierter Leitfaden, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag
 Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5.Auflage, Hannover: BGR

Detailaufnahmen des Bodengefüges (Durchmesser: 40 mm)



Kernbohrung KB1
Tiefe: 0,2 m



Kernbohrung KB1
Tiefe: 1,5 m



Kernbohrung KB1
Tiefe: 2,5 m



Kernbohrung KB2
Tiefe: 3,1 m

Einheit II – Rutschmasse

Beilage IIIb



Beschreibung

KB1, Tiefe 4,0 bis 6,0m

Lokalität / regionale Verbreitung:

Aufgelockerte Rutschmassen treten unmittelbar unterhalb der Deckschichten auf. Neben dem Vorkommen im Bereich der Hauptrutschung an der L240 finden derartige Ablagerungen die sekundären Rutschungskörper an den Rändern der südöstlichen Grabenstruktur.

Sedimentäre Gefüge:

Aufgebaut werden die Rutschmassen durch Wechselfolgen von siltigen Tonen und tonigen Silten mit grobsandigen bis feinkiesigen Nebenkomponenten. Die Nebenkomponenten umfassen vereinzelte, regellos in der feinkörnigen Matrix der Tone verteilte Eisenoxide und Feldspat- bzw. Quarzklasten, deren Korngröße zwischen 2 mm und 2 cm liegt. Die gesamte Abfolge wird mehrfach durch ca. 0,1 bis 0,3 m mächtige Eisenoxidschichten (Korngröße: Grobsand- bis Feinkiesfraktion) unterbrochen. Die Einheit umfasst eine Gesamtmächtigkeit von ca. 6 m (KB1) und 4 m (KB2).

Sedimentäre Strukturen:

Die rund 0,5 bis 1 m mächtigen Schichten weisen interne Gekröse-schichtung (KB2, Tiefe, 4,6 m und 7,6 m) und Rutschfalten (KB1, Tiefe 5,1 und 6,1 m) im Millimeter- bis Zentimeterbereich auf und bilden undeutliche bis wellige Kontaktbereiche aus.

Im Kontakt zum Bewegungshorizont wurden bei der Bohrkernaufnahme Röhrenstrukturen mit bis zu 1,5 cm Durchmesser angetroffen, die ausgeprägte, episodische Wasserführungen ermöglichen. Farblich dominieren Grau- und Blautöne (blaugrau), unterbrochen durch die rotbraunen Eisenoxid-Einschaltungen.

Festigkeit:

Die Cu-Festigkeit (*) schwankt zwischen 25 und 160 kPa, mit deutlichem Rückgang im Nahbereich der Eisenoxidhorizonte. Anzeichen rezenter Wasserführungen (Aufweichung Marmorierungstextur) wurden im Umfeld des primären Bewegungshorizontes im Kontakt zur Eisenoxidlage festgestellt.

Mineralogie:

Der makroskopisch erkennbare Mineralbestand umfasst Quarz, Muskovit, Plagioklas und Eisenoxide.

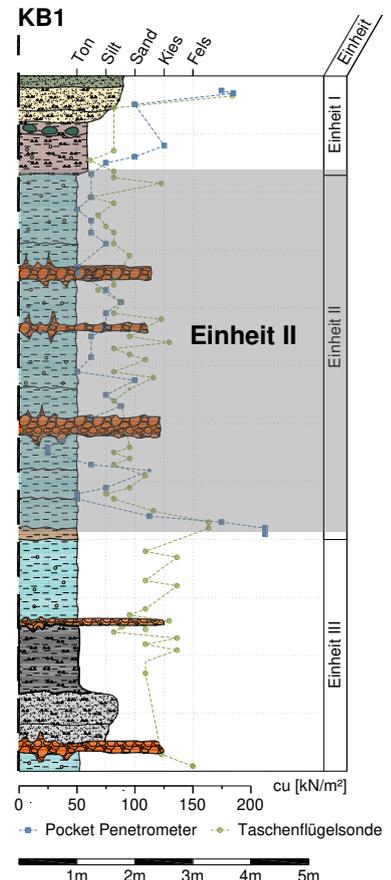
Die Gesamtmineralogie umfasst gemäß XRD-Analyse: Quarz, Muskovit, Albit, Kaolinit, Goethit, Jarosit, Montmorillonit.

Referenzproben:

KB1: CL.1A bis CL.1F (Tiefe 5,85-6,3 m)
CL.1G (Tiefe 3,8m).

Stratigraphie:

Neogen (Oberpannon - Pliozän).



(*) Bestimmt mit Taschenpenetrometer und Taschenflügelsonde am Bohrkern unmittelbar nach der Entnahme

Verwendete Literatur:

Reinprecht, 2014: Rutschung Stadtschlaining, Bakkalaureatsarbeit am Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Graz, unveröffentlicht
Stow, 2008: Sedimentgesteine im Gelände; Ein illustrierter Leitfaden, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag
Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Auflage, Hannover: BGR

Detailaufnahmen des Bodengefüges (Durchmesser: 40 mm)



Kernbohrung KB2
Tiefe: 4,6 m



Kernbohrung KB1
Tiefe: 5,2 m



Kernbohrung KB1
Tiefe 6,1 m



Kernbohrung KB02
Tiefe 7,9 m

Einheit III – Ton/Silt/Feinsand Wechselagen

Beilage IIIc



Beschreibung

Beispielfoto: KB1, Tiefe 10,0 bis 12,0m

Lokalität / regionale Verbreitung:

Im Liegenden der Rutschmassen treten massige und verfestigte Ton/Silt/Feinsand Wechselagen auf. Diese Einheit stellt die von Massenbewegungen unbeeinflusste Form der neogenen Feinsedimente im Untersuchungsgebiet dar.

Sedimentäre Gefüge:

Das Korngrößenspektrum von Einheit III umfasst siltige Tone, tonige Silte und schluffige Fein- bis Mittelsandlagen (Beispielfoto). Eisenoxidhydrate treten vorrangig als vereinzelte Klasten mit Durchmessern von 2 bis 15 cm auf. Die lagenförmigen Einschaltungen aus Einheit II wurden in dieser Einheit nicht angetroffen. Die Gesamtmächtigkeit von Einheit III umfasst nach den Ergebnissen der Kernbohrungen mindestens 4 m (Kernbohrung KB1 und KB2). Der Übergang zum Festgestein wurde bei den aktuellen Bohrungen nicht erreicht.

Sedimentäre Strukturen:

Die Einheit umfasst eine Mächtigkeit von mindestens 4 m (KB2). Nach Reinprecht (2014) ist das verwitterte Festgestein in ca. 13 m Tiefe zu erwarten.

Die Mächtigkeit der primären Schichtung schwankt zwischen 0,5 und 20 m. Die Schichtgrenzen sind scharf und deutlich erkennbar. Internstrukturen im Millimeter-

bis Zentimetermaßstab finden sich nur im Grenzbereich zu Eisenoxidhydraten (Gekröseschichtung, Rutschfalten; siehe Detailaufnahmen). Farblich dominieren insbesondere im liegenden Teil der Einheit grau und beige, sowie rotbraune Verfärbung im Umfeld der Eisenoxidhydrate.

Festigkeit:

Die Schichten sind gegenüber Einheit III stärker verfestigt und weisen Cu-Festigkeiten (*) zwischen 100 und 200 kPa auf. Aufgeweichte Schichten oder rezente Wasserführungen wurden in dieser Einheit nicht festgestellt.

Mineralogie:

Der makroskopisch erkennbare Mineralbestand ist identisch mit Einheit II und umfasst Quarz, Muskovit, Plagioklas und Eisenoxidhydrate.

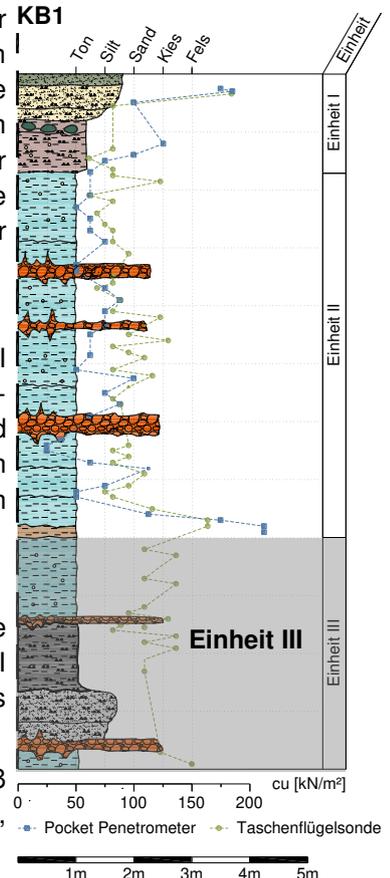
Die Gesamtmineralogie umfasst gemäß XRD-Analyse: Quarz, Muskovit, Albit, Kaolinit, Goethit, Montmorillonit.

Referenzproben:

KB2: CL.2A bis CL.2E, Tiefe 9,6-9,9 m.

Stratigraphie:

Neogen (Oberpannon - Pliozän).



(*) Bestimmt mit Taschenpenetrometer und Taschenflügelsonde am Bohrkern unmittelbar nach der Entnahme

Verwendete Literatur:

- Reinprecht, 2014: Rutschung Stadtschlaining, Bakkalaureatsarbeit am Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Graz, unveröffentlicht
- Stow, 2008: Sedimentgesteine im Gelände; Ein illustrierter Leitfaden, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag
- Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Auflage, Hannover: BGR

Detailaufnahmen des Bodengefüges (Durchmesser: 40mm)



Kernbohrung KB1
Tiefe: 8,2 m

Kernbohrung KB1
Tiefe: 9,1 m

Kernbohrung KB1
Tiefe 10,3 m

Kernbohrung KB2
Tiefe 11,6 m

Eisenoxide

Beilage III d



Beispielfoto: KB1, Tiefe 5,0 bis 6,0 m; Markierung: Eisenoxidlage im Hauptbewegungsbereich

Beschreibung

Lokalität / regionale Verbreitung:

Eisenoxide und Eisenhydroxide treten als massive Lagen (Typ A), vereinzelte Klaster (Typ B) und in der Ton-Silt-Matrix der geologischen Einheiten als verteilte Komponenten (Typ C) auf. Das Spektrum der Eisenoxidanreicherungen in den Bohrungen umfasst sämtliche von Schmid (1977) beschriebenen Grundtypen aus dem Oberpullendorfer Becken am Nordrand des Günser Gebirges.

Typ A (Abbildung 1): Plattige, feinkörnige Eisenoxidaggregate (Typ A) mit Stärken von bis zu 5 cm stellen den häufigsten Typus dar. Die einzelnen Aggregate weisen eine interne Lamination im Millimeterbereich durch Wechsel von braunen und gelblichen Lagen auf.

Typ B (Abbildung 2): Runde bis nierenförmige Aggregate werden dem Typ B zugerechnet. Die Korngröße schwankt zwischen 5 mm und 20 cm. Im Bereich des primären Bewegungshorizontes sind Eisenoxide des Typus B mit Korngrößen von 1 bis 2 mm in einer rund 0,5 m mächtigen Lage angereichert. Größere Komponenten (Kantenlänge >5 cm) sind lagenförmig aufgebaut mit einem intensiv rot gefärbten Kern und braun-gelblichen Außenschalen. Im Querschnitt zeigten sich an Handstücken konzentrische Lagen- und Wickelstrukturen um einen rötlichen Kern. Das Innere eines Kern-

stücks zeigte sich im Querschnitt als Wickelstruktur mit einem Kern aus Tonmaterial.

Typ C (Abbildung 3): Der dritte Eisenoxidhydrattypus (Typ 3) umfasst diffus in der Tonmatrix von Einheit II und III verteilte, angerundete und gerundete Eisenoxid-Fragmente (Pisolithe) mit Korngrößen zwischen 2 und 5 mm (Grobsand bis Feinkies). Durch ihre Resistenz gegenüber Verwitterung und Erosion sind diese Komponenten im Umfeld der Massenbewegung auch an der Oberfläche angereichert.

Mineralogie:

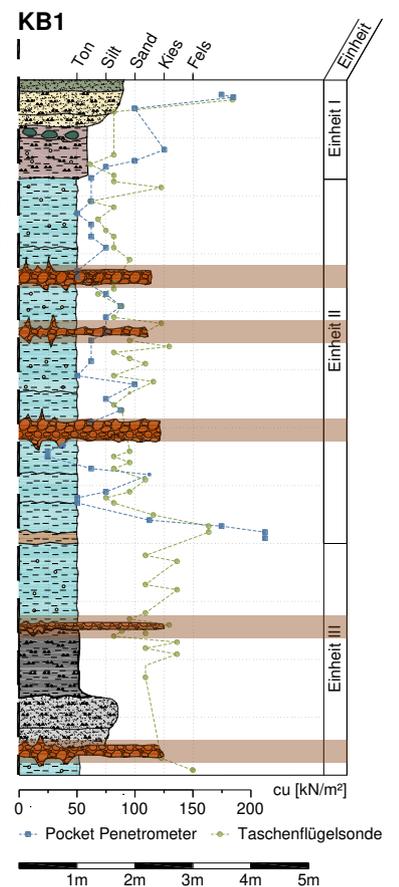
Die Gesamtmineralogie umfasst gemäß XRD-Analyse: Goethit, Hämatit (Typ B), Quarz, Muskovit, Albit, Jarosit (Typ C), Kaolinit.

Referenzproben:

- Typ A: L.1/A/6.0 (gelb-braun)
L.1/A/6.1 (rötlich)
- Typ B: L.HS/B/R1, L.HS/B/R2
(innere Schale, Kern)
- Typ C: L.1/C/3,8, L.1/C/6,0 (Fraktion >63µm)

Stratigraphie:

Neogen (Oberpannon) bis Pliozän



Verwendete Literatur:
 Stow, 2008: Sedimentgesteine im Gelände; Ein illustrierter Leitfaden, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag
 Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5.Auflage, Hannover: BGR
 Schmid, H. (1977): Die montangeologischen Voraussetzungen des ur- und frühgeschichtlichen Eisenhüttenwesens im Gebiet des mittleren Burgenlandes (Becken von Oberpullendorf), Burgenländische Heimatblätter, Jahrgang 35, Nr. 3, Seite 97 bis 109

Beispielaufnahmen



Abbildung 1: Typ A



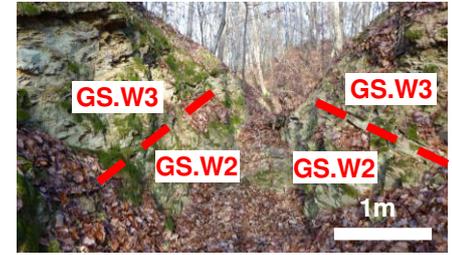
Abbildung 2: Typ B



Abbildung 3: Typ C

Grünschiefer

Beilage IIIe



Beschreibung

Lokalität / regionale Verbreitung:

Die Grünschiefer im Liegenden der Lockergesteinsbedeckung formen die Basis der Hügel im Osten von Stadtschlaining. Aufschlüsse finden sich in den tief eingeschnittenen Gräben und Erosionsrinnen im Umfeld der Massenbewegung. Sie stellen die stratigraphisch höchsten Schichtglieder des Rechnitzer Fensters dar, die einen Ost-West verlaufenden Gürtel am südlichen Rand des Günser Gebirges bilden (Pahr, 1984).

Mineralogie:

Im unverwitterten Zustand sind die Gesteine blassgrün gefärbt und bestehen aus idiomorphen Aktinolithkristallen mit bis 2 mm Länge, die in einer grau-grünen Matrix aus fein verteiltem Epidot, Chlorit und Albit (Epidot-Amphibolitfazies) eingebettet sind. Quarz tritt vereinzelt als sekundäre Gangfüllung auf. Mit zunehmender Verwitterung erfolgt ein Zerfall der Amphibole und eine Braunfärbung und Ausbleichung der Matrix.

Metamorphes Gefüge:

Die Gesteine sind engständig geschiefert (Lagenabstand 5 bis max. 15 mm) und fallen mit ca. 40 Grad in südliche bis südwestliche Richtung ein (190/040).

Verwitterungsprozesse:

Beim weitgehend unverwitterten Material im Bereich der Aufschlüsse an der Grabensohle sind gut ausgebildete Kristallformen der Amphibole erkennbar, während Eisenoxide nur vereinzelt an den Trennflächen auftreten (Referenzprobe GS.W1). Es werden mehrere Hammerschläge benötigt, um das Gestein zu zerteilen. Mit zunehmender Verwitterung erfolgt eine Braunfärbung der Schieferungsflächen und eine Ausbleichung der Matrix. Mit fortschreitender Verwitterung nimmt die Gesteinsfestigkeit deutlich ab und das Gestein lässt sich insbesondere in Richtung der Schieferungsflächen einfach zerteilen. Die primäre Grünfärbung bleicht zunehmend aus (GS.W2) und weicht einer durchgehenden Braunfärbung, sodass der Habitus der feingeschiefert Gesteine bei fortgeschrittener Verwitterung zunehmend einem Feinsand- bzw. Siltstein gleicht (Referenzprobe GS.W3 und GS.W4). Die primären Minerale sind in diesem Stadium weitgehend zerfallen.

Verwendete Literatur:

Pahr, 1984: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000; Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart, Wien: Geologische Bundesanstalt
Maresch et al., 2017: Gesteine; Systematik, Bestimmung, Entstehung, 2. Auflage, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Weinert, 1980: The Natural Road Construction Materials of Southern Africa; Pretoria: Academica Publishing

Detailaufnahmen



Probe GS.W1
Unverwittert: Gestein weitgehend intakt



Probe GS.W2
Trennflächen oxidiert, Festigkeit deutlich reduziert



Probe GS.W3
Stark verwittert: Gestein vollständig entfärbt und entfestigt



Probe GS.W4
Sehr stark verwittert: Das Gestein ist stark zersetzt und ausgebleicht

fortschreitende Verwitterung →

UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

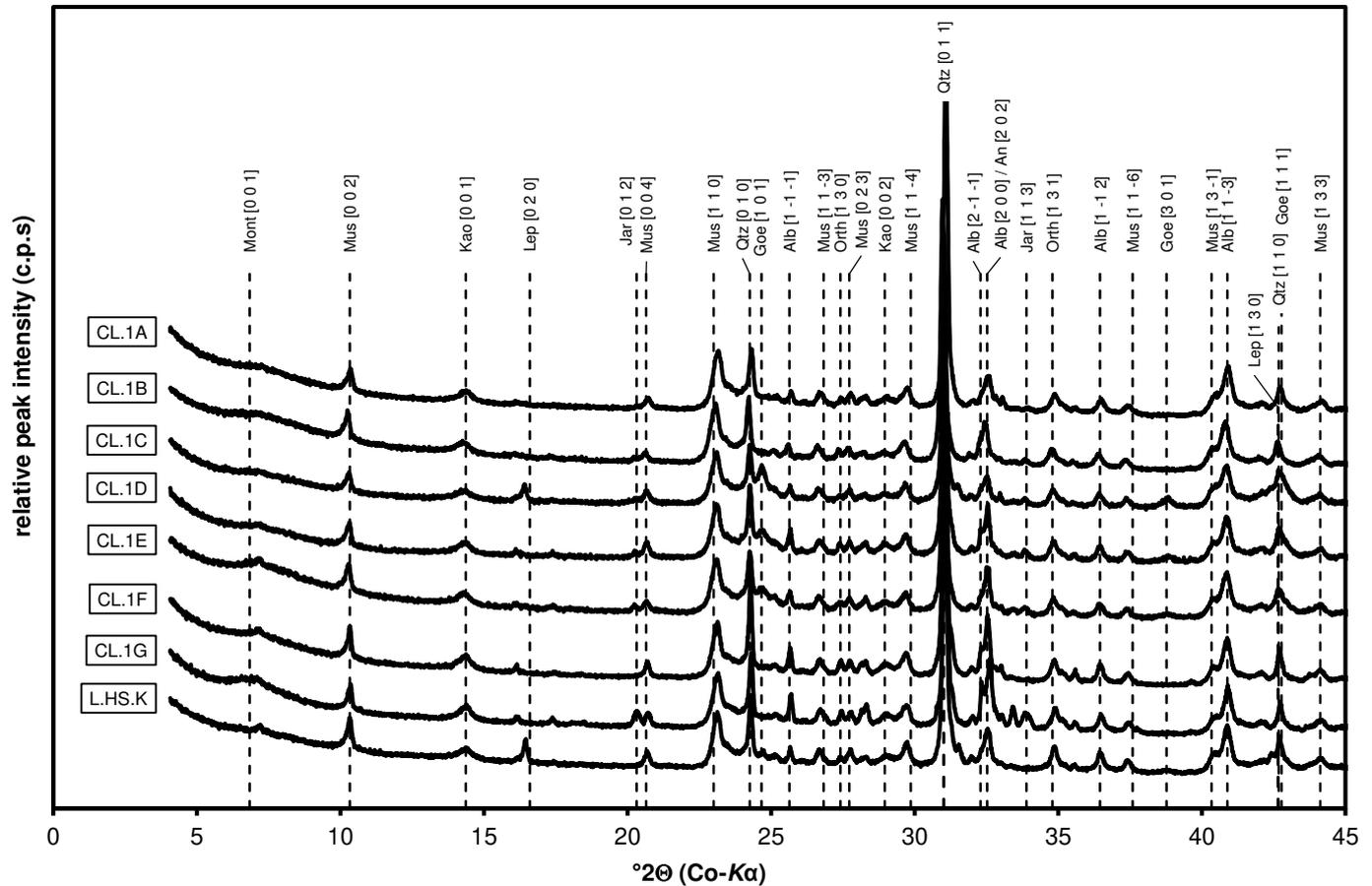
Volker Reinprecht, BSc

Beilage IV - Gesamtmineralogie

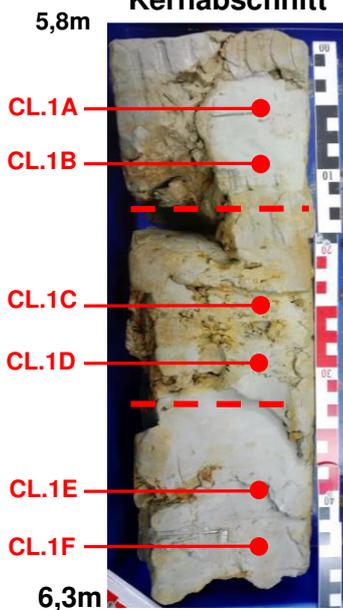
5 Seiten inkl. Deckblatt

Tonproben Kernbohrung KB1

Beilage IVa



beprobter Kernabschnitt



Phasenzusammensetzung

Kürzel	Mineral	L.H.S.K	CL.1A	CL.1B	CL.1C	CL.1D	CL.1E	CL.1F	CL.1F
Qtz	Quartz	++	++	++	++	++	++	+++	++
Ms	Muskovit	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++
Alb	Albit	+	++	+	+	++	++	++	++
An	Anorthit	o	o	o	o	o	o	o	o
Ort	Orthoklas	o	o	o	o	o	o	o	o
Kaol	Kaolinit	+	++	++	++	++	++	++	+++
Goe	Goethit	+	+	+	++	++	++	o	+
Jar	Jarosit				o	o			o
Ana	Anatas	o	o	o	o	o	o	o	o
Mont	Montmorillonit	+	+	+	+	+	+	+	+

Zeichenerklärung

[o] Spuren, <3% / [+] geringer Anteil, 5-10% / [++] mittlerer Anteil, 10-25% / [+++] hoher Anteil >25%

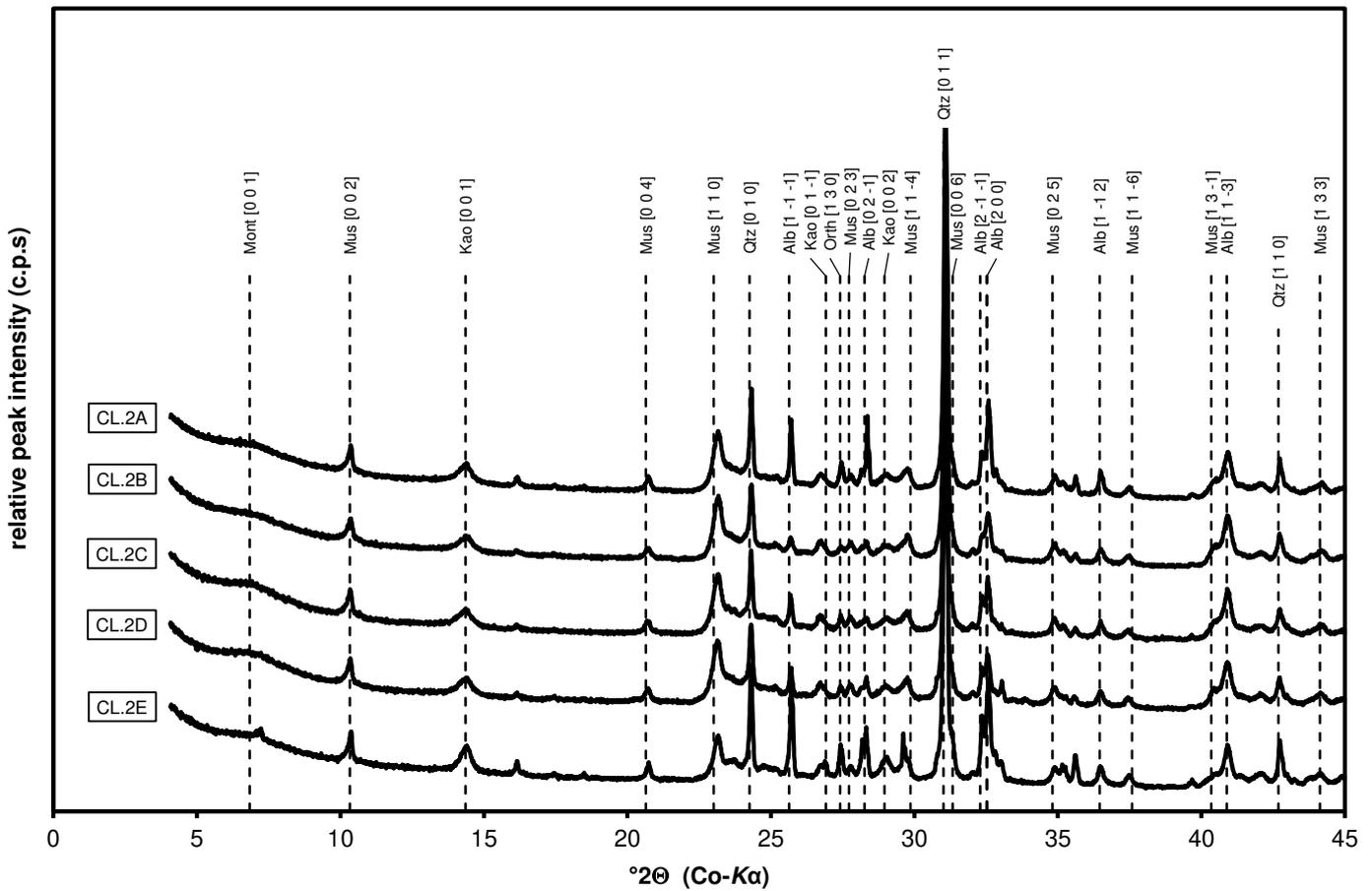
Referenzproben:

Probe L.H.S.K.: Tonmaterial aus dem Kern eines Eisenoxid-Handstückes

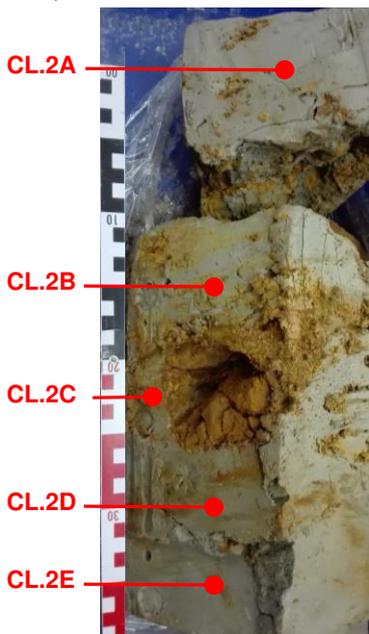
Probe CL.1G: Referenzmaterial aus 3,8m Tiefe

Tonproben Kernbohrung KB2

Beilage IVb



9,6m
beprobter Kernabschnitt



10,0m

Phasenzusammensetzung

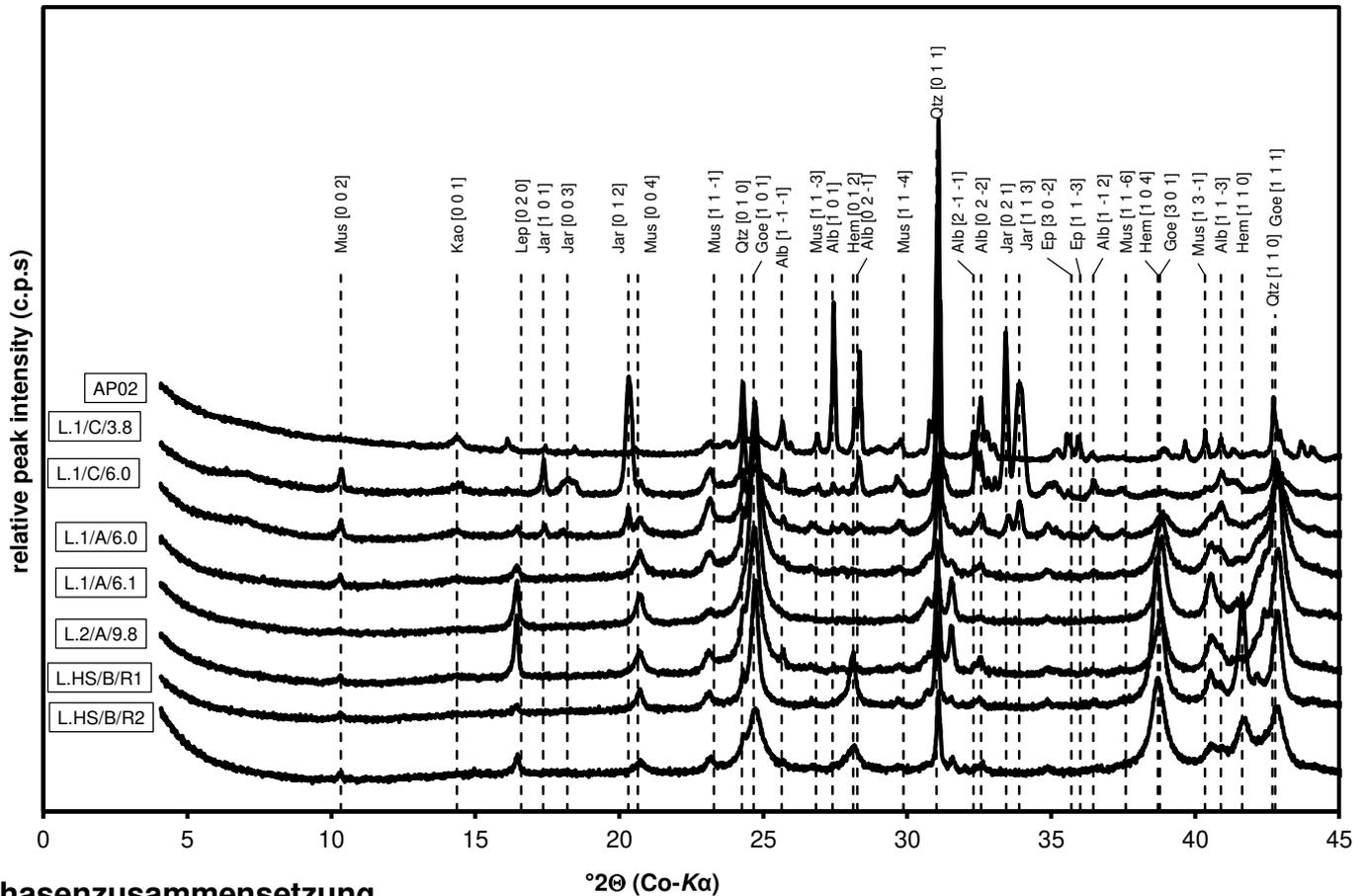
Kürzel	Mineral	CL.2A	CL.2B	CL.2C	CL.2D	CL.2E
Qtz	Quartz	++	++	++	++	++
Ms	Muskovit	++	+++	++	+++	++
Alb	Albit	++	++	++	++	+++
An	Anorthit	o	o	o	o	o
Ort	Orthoklas	o	o	o	o	o
Kaol	Kaolinit	+++	+++	+++	+++	++
Goe	Goethit	+	+	+	+	+
Ana	Anatas	o	o	o	o	o
Mont	Montmorillonit	+	+	+	+	+

Zeichenerklärung

[o] Spuren, <3% / [+] geringer Anteil, 5-10% / [++] mittlerer Anteil, 10-25% / [+++] hoher Anteil >25%

Eisenoxide

Beilage IVc



Phasenzusammensetzung

Kürzel	Mineral	AP02	L.1/C/3.8	L.1/C/6.0	L.1/A/6.0	L.1/A/6.1	L.2/A/9.8	L.HS/B/R1	L.HS/B/R2
Qtz	Quartz	+++	+	+	o	+	+	+	+
Ms	Muskovit	o	++	++	+	+	+	+	+
Ep	Epidot	+							
Alb	Albit	+++	++	+	+	o	+	o	+
An	Anorthit	+	o	o	o	o	o	o	
Or	Orthoklas	o							
Kaol	Kaolinit	++	+	++	++	+	+	+	+
Goe/Hem/Lep	Goethit / Hematit / Lepidokrokit	+	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Jar	Jarosit		o					o	
Ana	Anatas	o	o	o	o	o	o	o	o

Zeichenerklärung

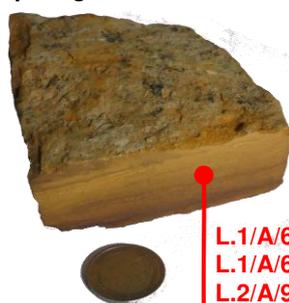
[o] Spuren, <3% / [+] geringer Anteil, 5-10% / [++] mittlerer Anteil, 10-25% / [+++] hoher Anteil >25%

Auflassungspunkt AP02



AP02

Eisenoxid-Typ A plattiger Habitus



L.1/A/6.0
L.1/A/6.1
L.2/A/9.8

Eisenoxid-Typ B Schalenförmiger Habitus



L.HS/B/R1
L.HS/B/R2

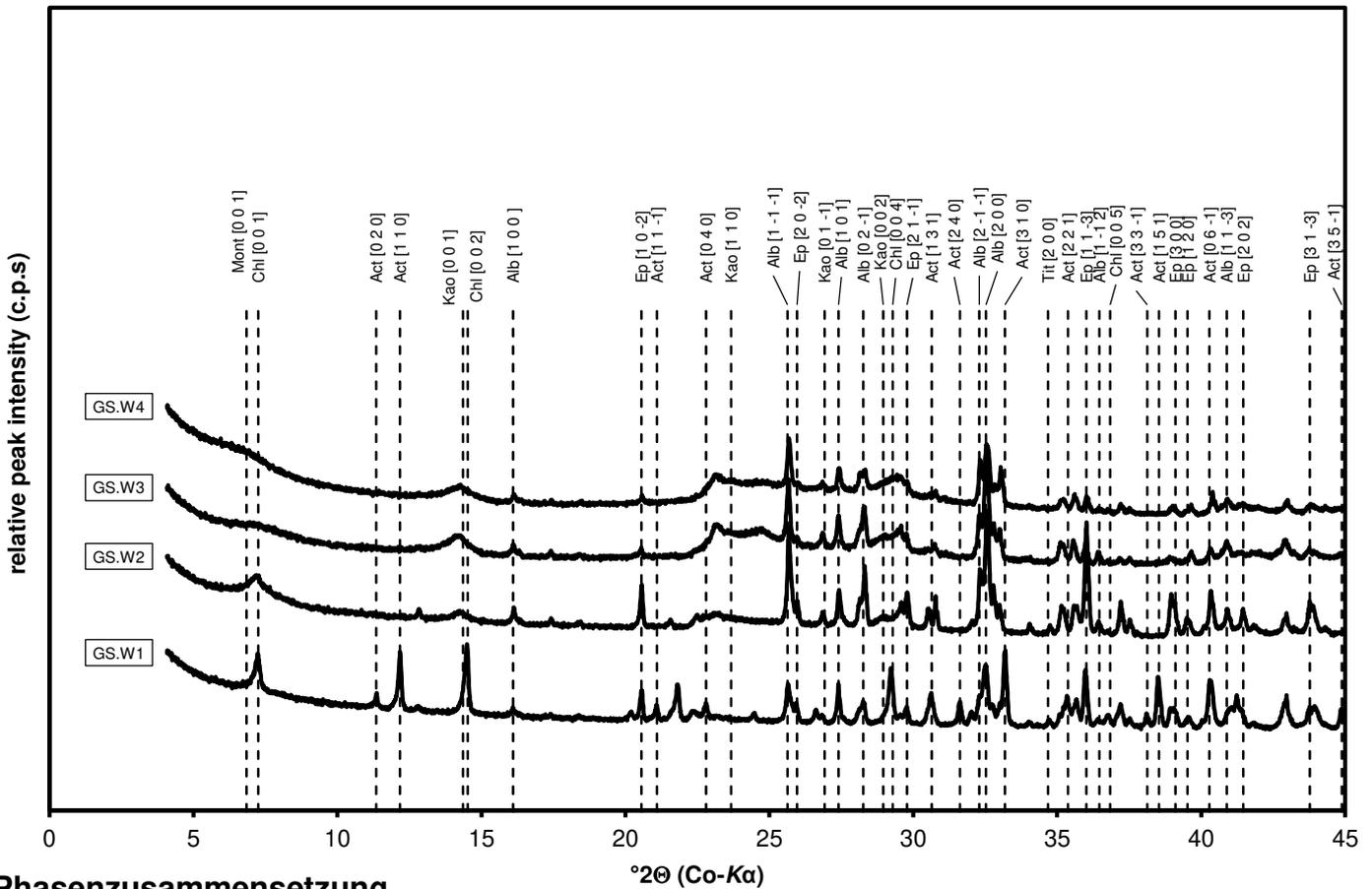
Eisenoxid-Typ C Eisenoxid-Fragmente



L.1/C/3.8
L.1/C/6.0

Grünschiefer

Beilage IVd



Phasenzusammensetzung

Kürzel	Mineral	GS.W4	GS.W3	GS.W2	GS.W1
Qtz	Quartz	+++	++	++	
Act	Aktinolith				+++
Ep	Epidot	+	+	++	++
Alb	Albit	++	++	+++	++
An	Anorthit	0	0	+++	+
Ort	Orthoklas	0	0	0	
Chl	Chlorit			+	++
Kaol	Kaolinit	++	+++	+	
Goe	Goethit	0	+		
Tit / Ana	Titanit/Anatas	0	0	0	0
Mont	Montmorillonit	0	+		

Zeichenerklärung

[o] Spuren, <3% / [+] geringer Anteil, 5-10% / [++] mittlerer Anteil, 10-25% / [+++] hoher Anteil >25%



fortschreitende Verwitterung →

UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

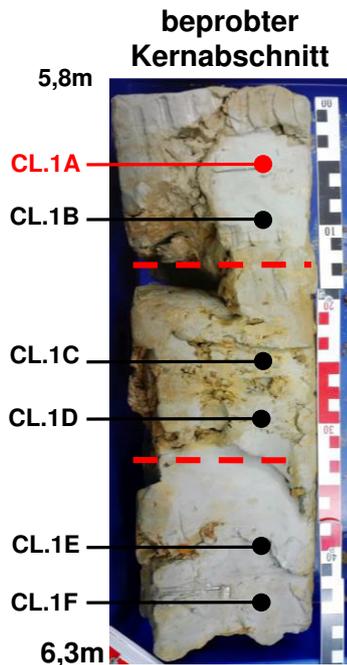
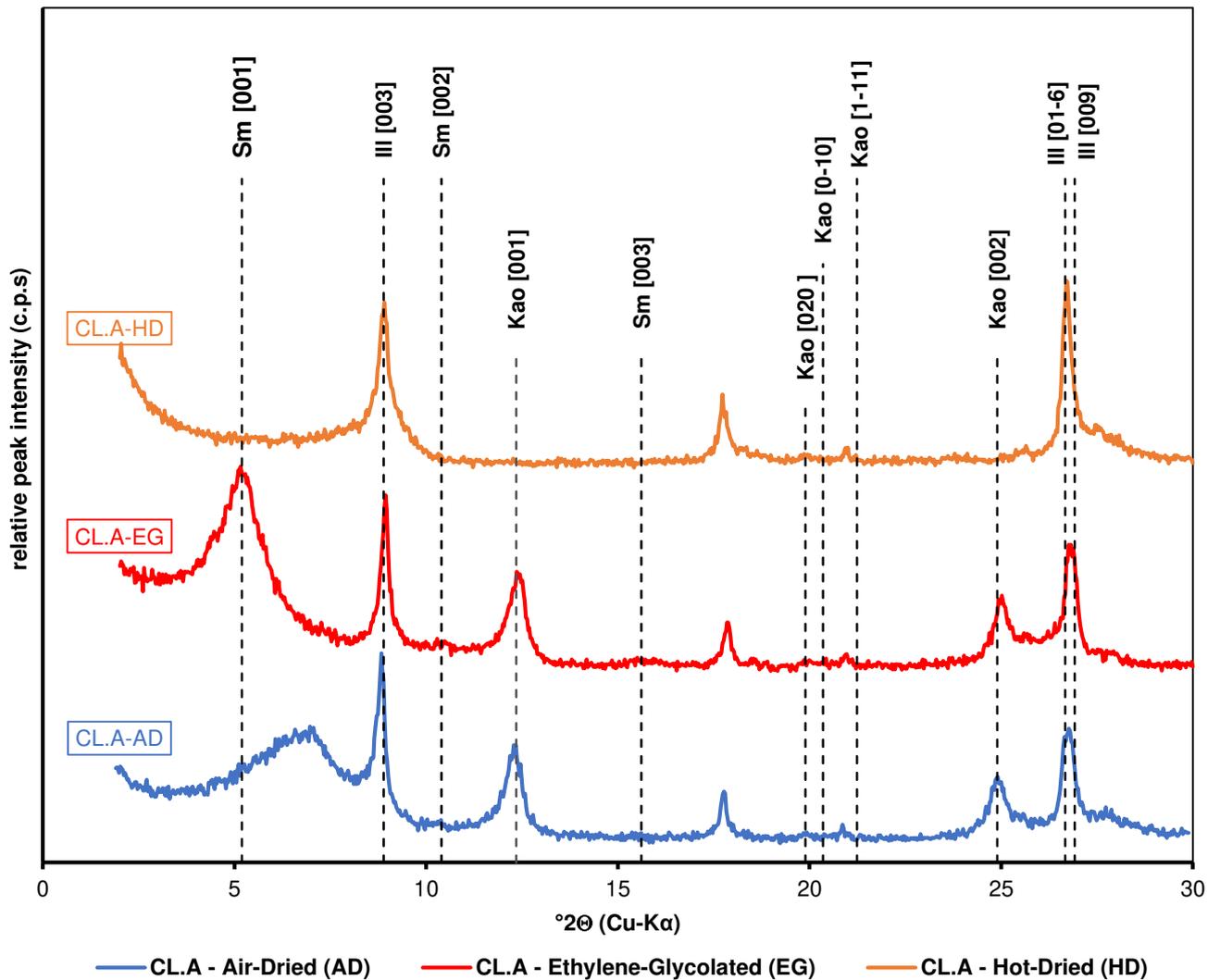
Volker Reinprecht, BSc

Beilage V - Tonmineralogie

5 Seiten inkl. Deckblatt

Probe CL.1A

Beilage Va



Semiquantifizierung der Tonminerale

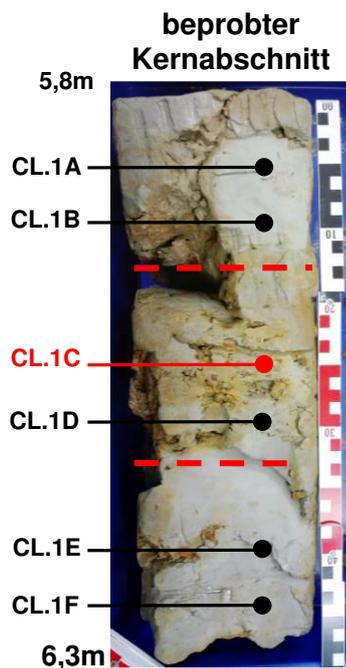
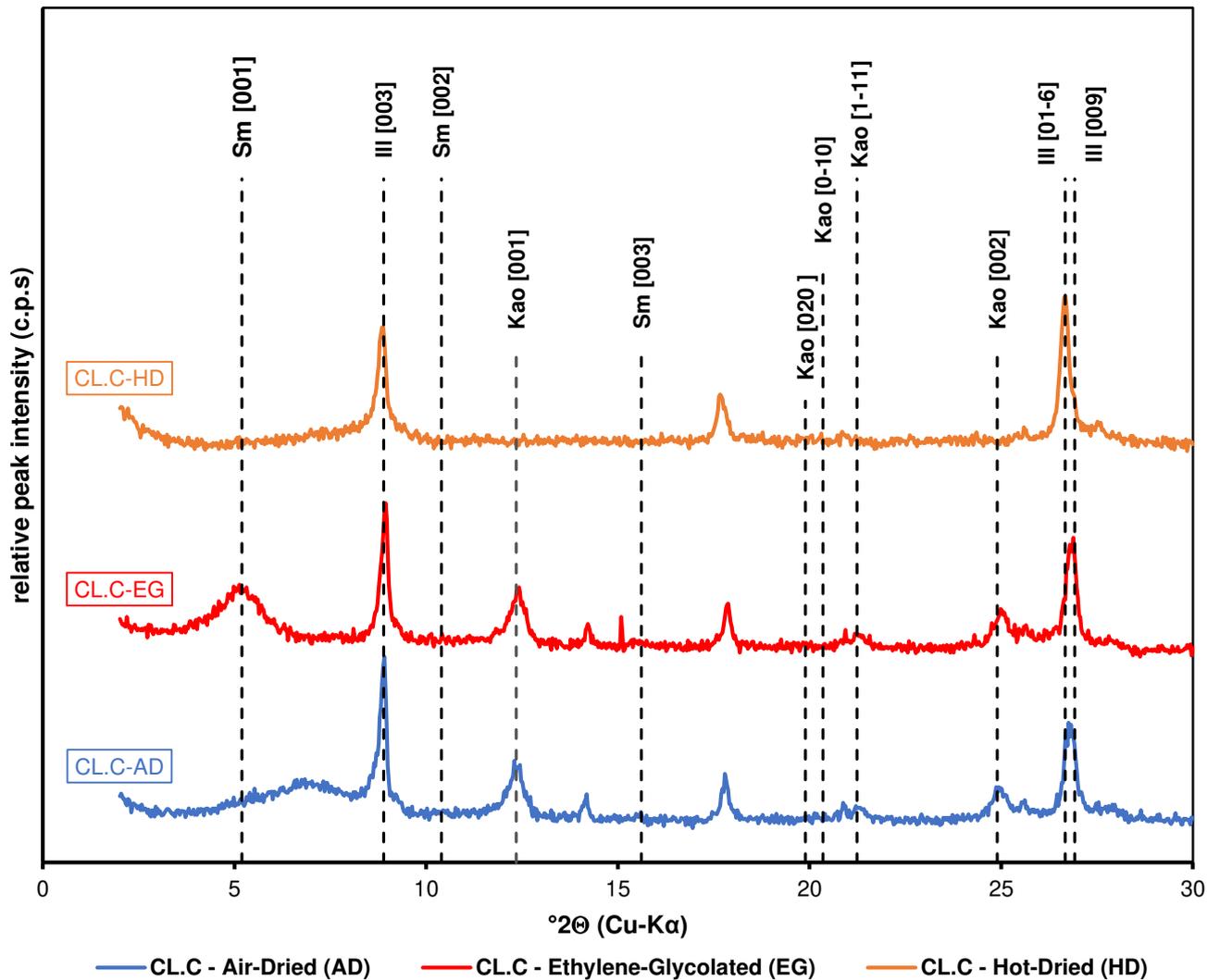
(Moore & Reynolds, 1997)

Kürzel	Mineralgruppe	H K L	Intensität Peakfläche (ctsx2θ)	MIF	Intensität / MIF	wt. % ^(a)
Sm	Smektit	003	26.9	0.8	33.1	14.2
Kao	Kaolinit	002	137.3	2.2	62.7	26.9
Ill	Illit	002	69.9	0.5	137.1	58.9
				Summe	233.0	100.0

^(a) wt. % = 100 x (Intensität / MIF) / Summe

Probe CL.1B

Beilage Vb



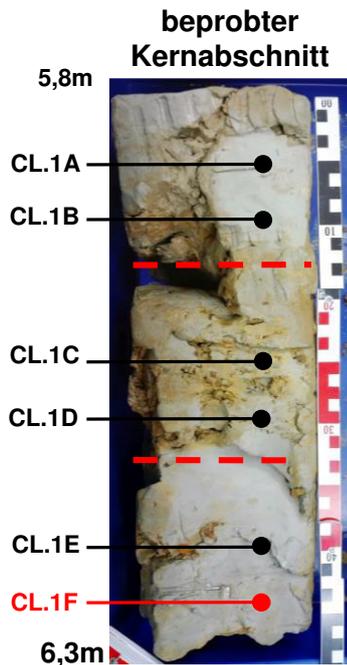
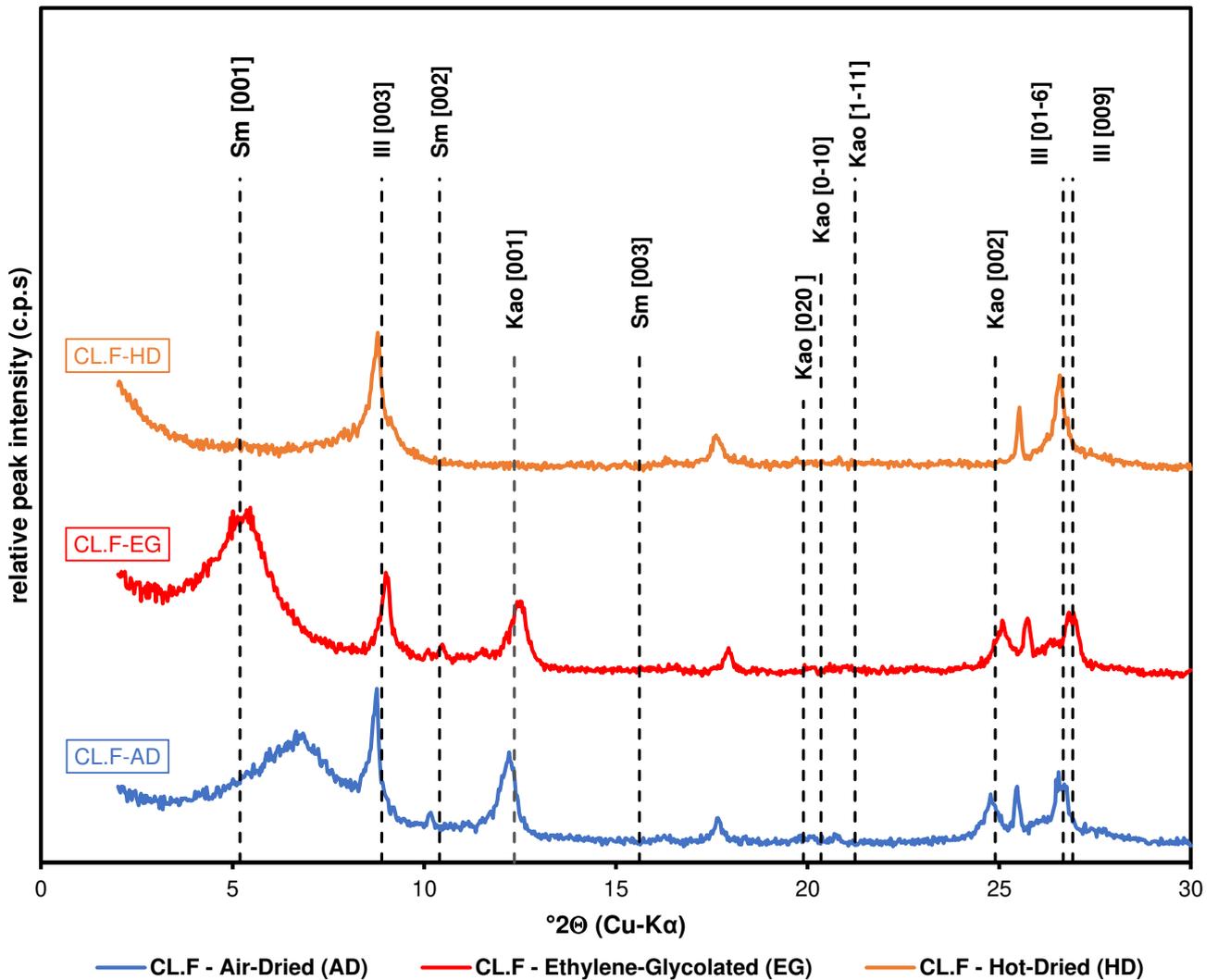
Semiquantifizierung der Tonminerale

(Moore & Reynolds, 1997)

Kürzel	Mineralgruppe	H K L	Intensität Peakfläche (ctsx2θ)	MIF	Intensität / MIF	wt. % ^(a)
Sm	Smektit	003	8.1	0.8	10.0	5.9
Kao	Kaolinit	002	120.7	2.2	55.1	32.6
Ill	Illit	002	52.9	0.5	103.8	61.5
^(a) wt. % = 100 x (Intensität / MIF) / Summe				Summe	168.9	100.0

Probe CL.1F

Beilage Vc



Semiquantifizierung der Tonminerale

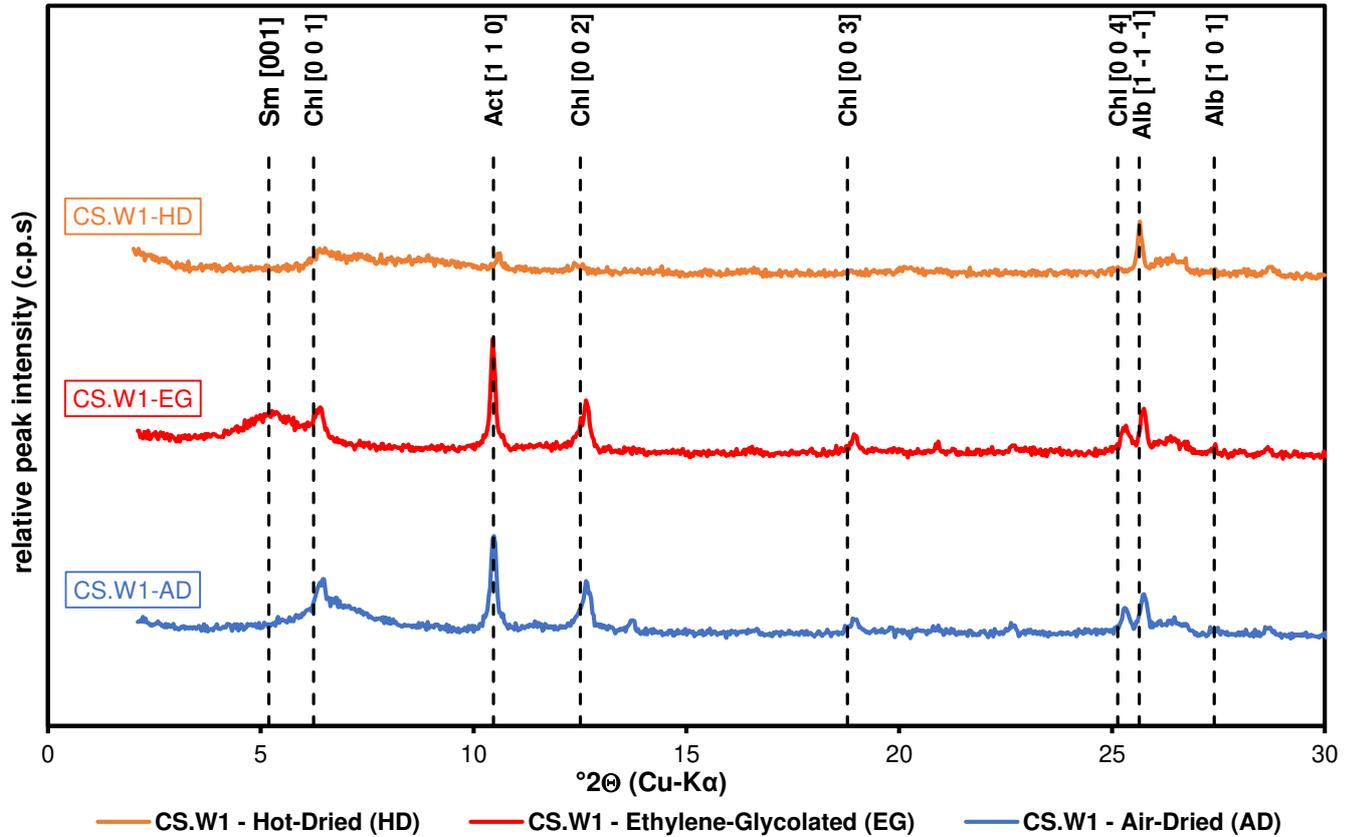
(Moore & Reynolds, 1997)

Kürzel	Mineralgruppe	H K L	Intensität Peakfläche (ctsx2θ)	MIF	Intensität / MIF	wt. % ^(a)
Sm	Smektit	003	10.8	0.8	13.3	11.5
Kao	Kaolinit	002	93.1	2.2	42.5	36.7
Ill	Illit	002	30.6	0.5	59.9	51.8
				Summe	115.8	100.0

^(a) wt. % = 100 x (Intensität / MIF) / Summe

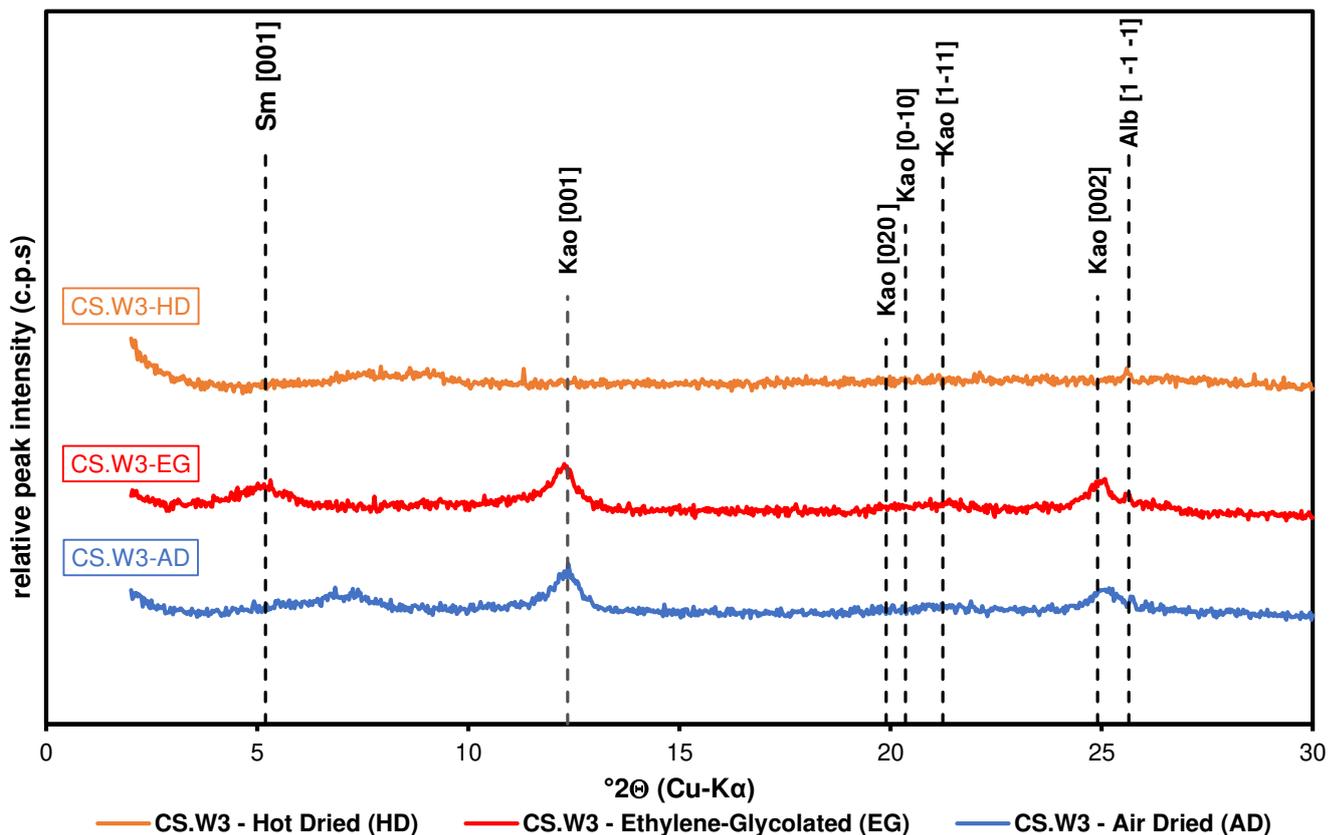
Probe CS.W1

Beilage Vd



Probe CS.W3

Beilage Ve



UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

Volker Reinprecht, BSc

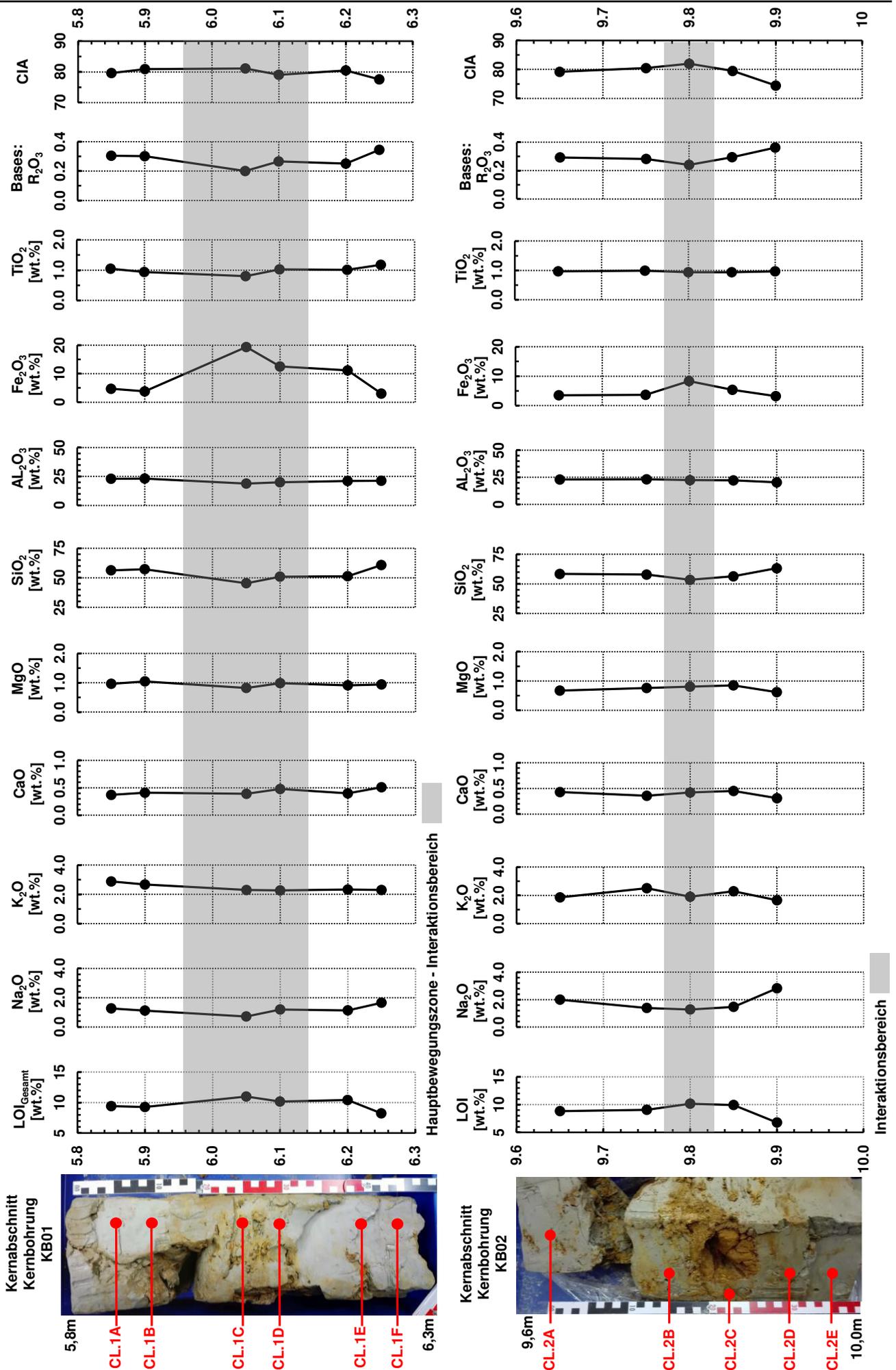
Beilage VI – Geochemie & REM Aufnahmen
5 Seiten inkl. Deckblatt

Beilage VIa - Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen
Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte, sowie Verwitterungsindizes CIA und Bases:R₂O₃

Probe	Typ	Tiefe m	LOI _{105°C}	LOI _{1050°C}	LOI _{gesamt}	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	RbO	SrO	ZrO ₂	SO ₃	MnO ₂	Summe	Bases: R ₂ O ₃	CIA
			wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
GS.W1	Grünschiefer	Handstück	0.34	3.62	3.96	2.66	6.98	17.98	48.54	0.09	0.00	10.92	1.07	7.58	0E+00	0.02	0.01	0.00	0.20	100.01	1.73	42.60
GS.W2	Grünschiefer	Handstück	1.43	5.36	6.79	2.86	1.80	19.72	50.99	0.07	0.16	8.95	1.80	6.80	0E+00	0.04	0.02	0.00	0.00	100.00	0.98	48.25
GS.W3	Grünschiefer	Handstück	2.07	8.88	10.95	2.53	0.75	17.74	53.63	0.12	0.06	1.96	1.90	10.32	0E+00	0.01	0.02	0.00	0.00	99.99	0.36	69.48
GS.W4	Grünschiefer	Handstück	0.94	7.27	7.27	1.83	0.49	13.94	66.72	0.07	0.08	1.75	2.45	5.34	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	99.98	0.37	68.94
CL.1A	Ton Einheit II	5.85	1.47	7.96	9.43	1.27	0.96	22.93	56.26	0.10	2.88	0.37	1.05	4.69	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	100.00	0.30	79.59
CL.1B	Ton Einheit II	5.9	1.34	7.95	9.29	1.11	1.04	23.21	57.29	0.08	2.68	0.41	0.94	3.83	0.02	0.02	0.03	0.05	0.00	100.01	0.30	80.92
CL.1C	Ton Einheit II	6.05	1.55	9.46	11.01	0.72	0.82	18.88	45.40	0.12	2.31	0.39	0.80	19.39	0.01	0.02	0.02	0.00	0.09	100.00	0.20	81.12
CL.1D	Ton Einheit II	6.1	1.46	8.72	10.18	1.19	0.98	20.00	50.99	0.14	2.28	0.48	1.03	12.53	0.02	0.01	0.02	0.03	0.08	99.99	0.27	79.06
CL.1E	Ton Einheit II	6.2	1.43	9.00	10.43	1.13	0.91	21.08	51.34	0.00	2.33	0.40	1.01	11.16	0.01	0.02	0.02	0.00	0.09	99.94	0.25	80.49
CL.1F	Ton Einheit II	6.25	1.18	7.07	8.25	1.66	0.94	21.29	60.71	0.05	2.31	0.51	1.18	3.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	99.96	0.35	77.56
CL.1G	Ton Einheit II	3.8	1.81	8.43	10.24	1.78	0.81	20.09	57.49	0.07	2.16	0.43	1.09	5.61	0.01	0.02	0.03	0.11	0.06	100.00	0.32	76.86
CL.2A	Ton Einheit III	9.65	1.42	7.40	8.82	1.99	0.67	23.10	58.54	0.07	1.85	0.43	0.97	3.50	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	100.00	0.29	79.22
CL.2B	Ton Einheit III	9.75	1.64	7.42	9.06	1.39	0.76	23.32	57.86	0.06	2.50	0.36	0.99	3.64	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	100.01	0.28	80.50
CL.2C	Ton Einheit III	9.8	1.66	8.49	10.15	1.28	0.81	22.49	53.45	0.15	1.90	0.42	0.94	8.36	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	100.01	0.24	82.03
CL.2D	Ton Einheit III	9.85	1.91	8.01	9.92	1.47	0.85	22.18	56.41	0.10	2.29	0.45	0.94	5.34	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	100.00	0.29	79.51
CL.2E	Ton Einheit III	9.9	0.69	6.08	6.77	2.82	0.62	20.37	63.17	0.05	1.65	0.31	0.97	3.22	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	99.99	0.36	74.45
L.1/A/6.0	Limonit (Typ A)	6.00	0.46	13.00	13.46	0.54	0.29	8.24	17.39	0.44	0.76	0.28	0.28	57.72	0.00	0.00	0.01	0.00	0.49	100.01	0.06	78.78
L.1/A/6.1	Limonit (Typ A)	6.10	0.70	8.20	8.90	0.24	0.14	4.13	10.27	0.17	0.36	0.19	0.15	74.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	99.99	0.03	78.52
L.HS/B/R1	Limonit (Typ B)	Handstück (Rand)	0.98	12.95	13.93	0.30	0.19	4.98	12.87	0.13	0.64	0.15	0.24	65.85	0.00	0.00	0.00	0.06	0.64	99.98	0.04	77.34
L.HS.K	Ton Einheit II	Handstück (Kern)	3.00	7.74	10.74	0.88	0.97	22.42	52.64	0.14	2.71	0.44	0.87	8.12	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	100.01	0.27	81.23
L.1/C/3.8	Limonit (Typ C)	3.79	1.28	20.16	21.44	2.15	0.49	9.30	30.49	0.53	1.12	0.46	0.45	32.88	0.01	0.04	0.00	0.30	0.21	100.00	0.22	62.48
L.1/C/6.0	Limonit (Typ C)	6.00	2.04	13.67	13.67	0.36	0.43	11.88	23.17	0.38	1.00	0.35	0.34	48.19	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	99.80	0.08	83.71
L.HS.R2	Limonit (Typ B)	Handstück (Kern)	1.39	9.99	11.38	0.37	0.28	4.32	12.09	0.80	0.51	0.32	0.24	68.80	0.00	0.00	0.01	0.00	0.77	100.00	0.05	71.26
L.2/A/9.8	Limonit (Typ A)	9.80	4.04	12.11	16.15	0.52	0.23	6.38	17.55	0.24	0.61	0.17	0.29	57.73	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	100.00	0.06	77.76
AP02	Limonitischer Sand	Handstück	6.33	3.98	3.98	3.85	0.09	14.52	64.81	0.06	0.15	3.16	0.38	8.96	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	99.99	0.60	54.26

Beilage VIb – Chemische Variation entlang der untersuchten Kernabschnitte

Haupt- und Nebenelementgehalte, sowie Verwitterungsindizes Bases:R₂O₃ und CIA



REM-Aufnahmen der Tone

Beilage VIc

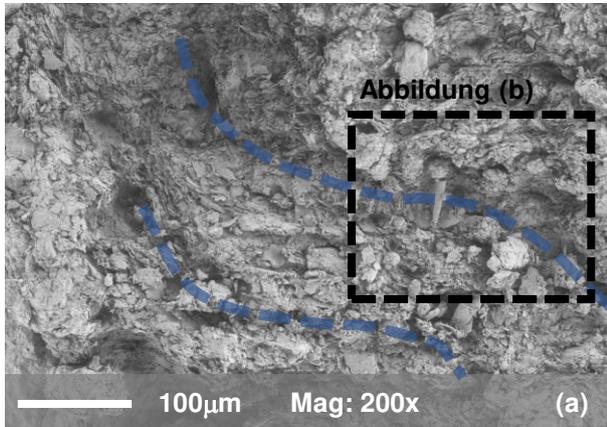


Abbildung [VIc-(a)]: Übersichtsaufnahme der Tonmatrix aus dem Bereich der Hauptbewegungszone mit röhrenförmigen Strukturen (Markierung).

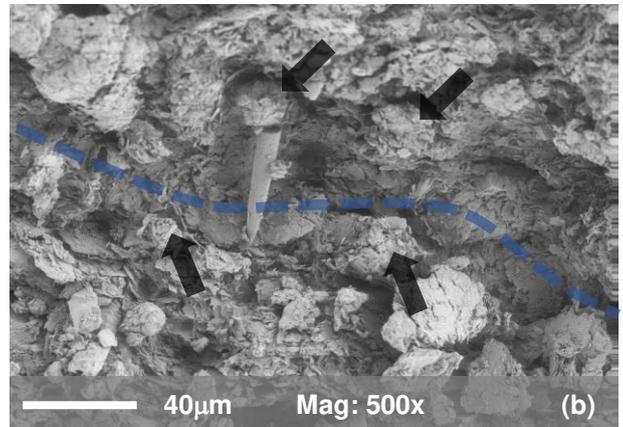


Abbildung [VIc-(b)]: Detailaufnahme der röhrenförmigen Strukturen innerhalb der Tonmatrix; Markierungspfeile: aggregierte Zusammenballungen von Tonmineralen und Eisenoxiden an den Rändern der Röhrenstruktur.

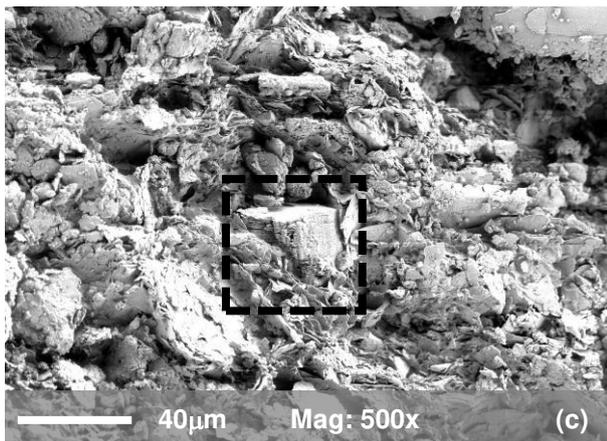


Abbildung [VIc-(c)]: Übersichtsaufnahme der Tonmatrix mit Kaolinitstapel (Markierung).

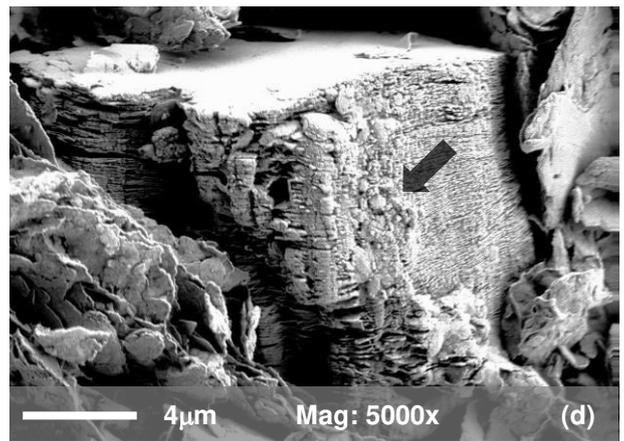


Abbildung [VIc-(d)]: Detailaufnahme des Kaolinitstapels in Abbildung [VIb-(c)]; Markierungspfeil: Eisenoxidanlagerung an den Kanten der Tonminerale.

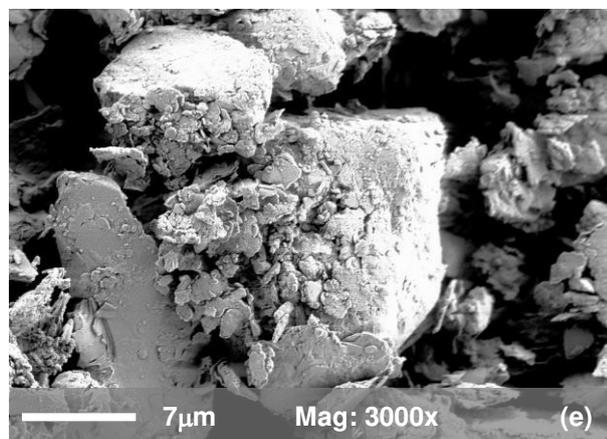


Abbildung [VIc-(e)]: Detritisches Korn (Quartz?) in der Tonmatrix mit Tonmineral-Eisenoxid-Anlagerungen an der Mineraloberfläche.

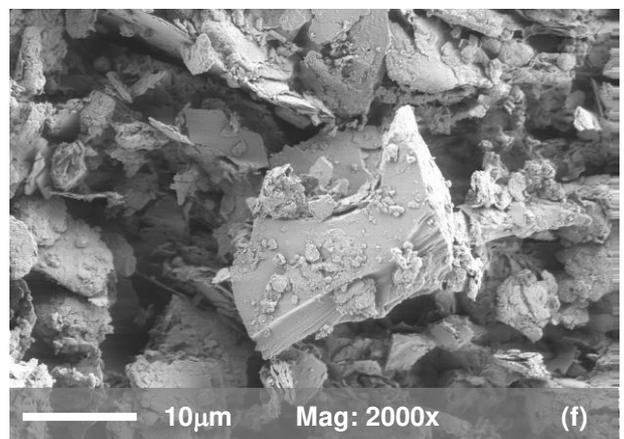


Abbildung [VIc-(f)]: Detritisches Korn (Feldspat?) in der Tonmatrix mit Tonmineral-Eisenoxid-Aggregaten an Oberfläche und Kanten.

REM-Aufnahmen der Tone

Beilage VI d

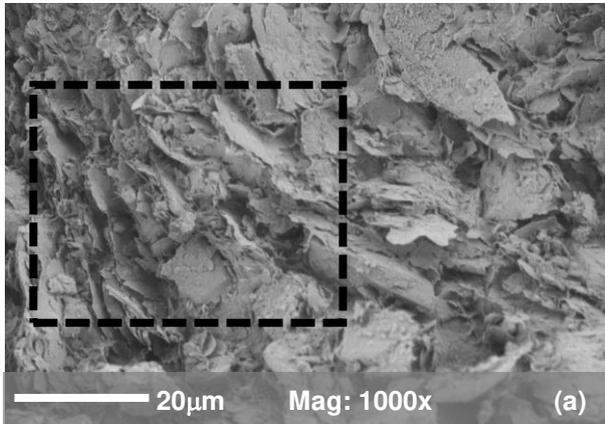


Abbildung [VI d-(a)]: Übersichtsaufnahme der Tonmatrix; Markierung: fasrige Tonmineral-Aufwachsungen zwischen den tafelförmigen primären Schichtsilikaten.

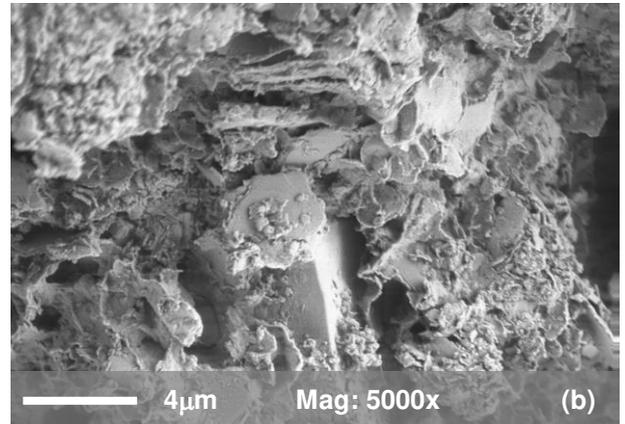


Abbildung [VI d-(b)]: Detailaufnahme der Eisenoxid-Aggregate. Die Mikrostruktur ist geprägt von detritischem Material in einer dichten Eisenoxid-Matrix.

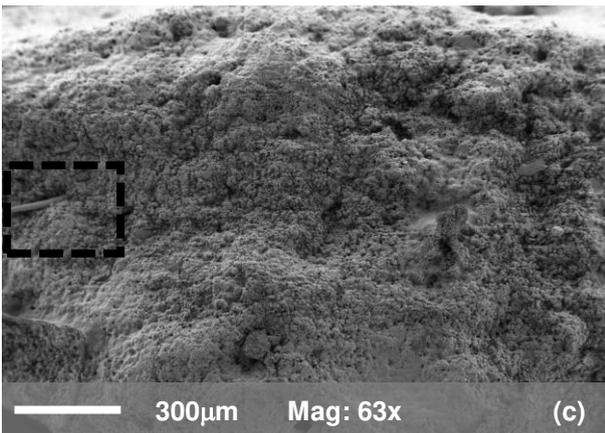


Abbildung [VI d-(c)]: Übersichtsaufnahme der Oberflächenstruktur der Eisenoxidaggregate (Typ 3), Markierung: Detailaufnahme in Abbildung [VI d-(d)].

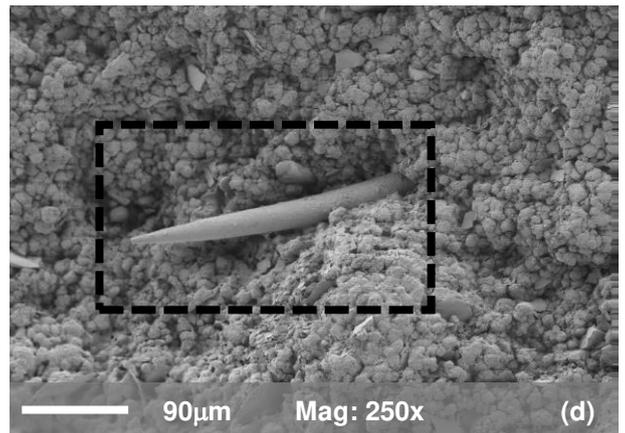


Abbildung [VI d-(d)]: Detailaufnahme der Eisenoxid-Oberfläche; die Mikrostruktur wird geprägt durch rundliche Aggregate aus Eisenoxiden und detritischem Material; Markierung: biogene Struktur (Schwammnadel?).

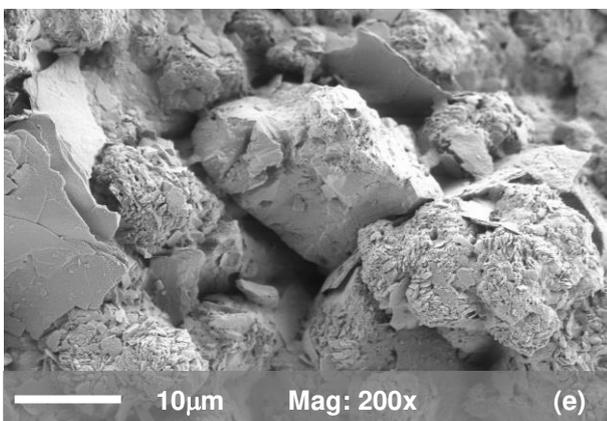


Abbildung [VI d-(e)]: Detritische Komponenten (Schichtsilikate, Feldspat?) in Eisenoxidmatrix.

UNTERSUCHUNG CHEMISCHER VERWITTERUNGSPROZESSE UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF MASSENBEWEGUNGEN AM BEISPIEL DER RUTSCHUNG STADTSCHLAINING (BURGENLAND, ÖSTERREICH)

Volker Reinprecht, BSc

Beilage VII – Hydrochemische Analysendaten

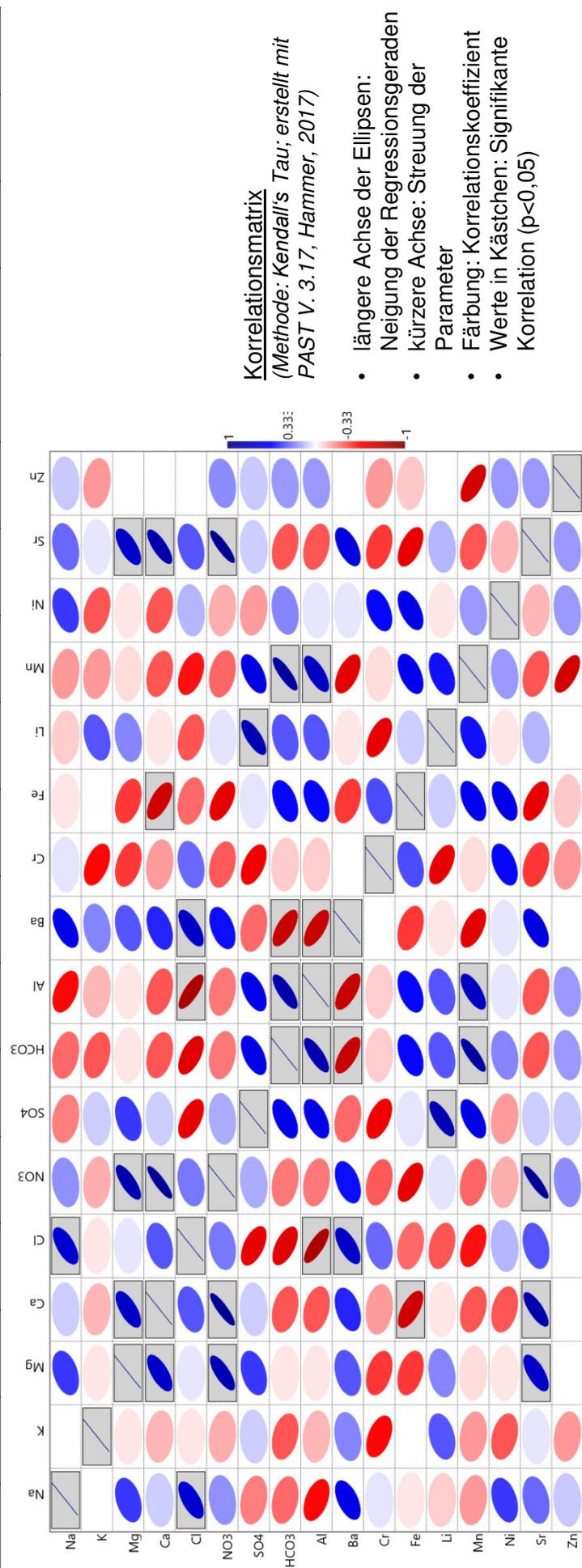
4 Seiten inkl. Deckblatt

Beilage VIIa – Hydrochemische Analysendaten aus der Drainageausleitung
Hauptkationen- und -anionen-Konzentrationen und Spurenkomponenten

Analyse	P1/17		P2/17		P3/17		P4/17		P5/17		P6/17		P7/17		P1/13 (1)					
	20.04.2017	26.04.2017	07.07.2017	07.07.2017	16.1	16.1	16.1	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	08.08.2013			
Temperatur	8.8	12.3	16.1	16.1	16.1	16.1	16.1	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	16.9	25.6	7.80		
pH Wert bei Wassertemperatur	8.70	8.10	8.22	8.10	8.10	8.10	8.10	8.15	8.15	8.15	8.15	8.15	8.15	8.10	8.10	8.10	7.80	7.80		
elektr. Leitfähigkeit bei 25°C																				
Hauptelemente																				
Na ⁺	5100 [mg/l]	1972 [mmol/l]	1817 [mg/l]	1817 [mmol/l]	1817 [mg/l]	1817 [mmol/l]	1817 [mg/l]	1817 [mmol/l]	1830 [mg/l]	1830 [mmol/l]	1830 [mg/l]	1830 [mmol/l]	1830 [mg/l]	1689 [mg/l]	1689 [mmol/l]	1689 [mg/l]	2630 [mg/l]	2630 [mmol/l]	2630 [mg/l]	
K ⁺	740.79 [mg/l]	231.63 [mmol/l]	243.8 [mg/l]	243.8 [mmol/l]	243.8 [mg/l]	243.8 [mmol/l]	243.8 [mg/l]	243.8 [mmol/l]	243.92 [mg/l]	243.92 [mmol/l]	243.92 [mg/l]	243.92 [mmol/l]	243.92 [mg/l]	226.32 [mg/l]	226.32 [mmol/l]	226.32 [mg/l]	151 [mg/l]	151 [mmol/l]	151 [mg/l]	
Mg ²⁺	69.77 [mg/l]	2.87 [mmol/l]	36.28 [mg/l]	36.28 [mmol/l]	36.28 [mg/l]	36.28 [mmol/l]	36.28 [mg/l]	36.28 [mmol/l]	37.99 [mg/l]	37.99 [mmol/l]	37.99 [mg/l]	37.99 [mmol/l]	37.99 [mg/l]	3.37 [mg/l]	3.37 [mmol/l]	3.37 [mg/l]	2 [mg/l]	2 [mmol/l]	2 [mg/l]	
Ca ²⁺	170.06 [mg/l]	4.25 [mmol/l]	75.37 [mg/l]	75.37 [mmol/l]	75.37 [mg/l]	75.37 [mmol/l]	75.37 [mg/l]	75.37 [mmol/l]	78.45 [mg/l]	78.45 [mmol/l]	78.45 [mg/l]	78.45 [mmol/l]	78.45 [mg/l]	31.70 [mg/l]	31.70 [mmol/l]	31.70 [mg/l]	49.8 [mg/l]	49.8 [mmol/l]	49.8 [mg/l]	
F ⁻	0.37 [mg/l]	0.02 [mmol/l]	0.38 [mg/l]	0.38 [mmol/l]	0.38 [mg/l]	0.38 [mmol/l]	0.38 [mg/l]	0.38 [mmol/l]	0.36 [mg/l]	0.36 [mmol/l]	0.36 [mg/l]	0.36 [mmol/l]	0.36 [mg/l]	0.39 [mg/l]	0.39 [mmol/l]	0.39 [mg/l]	0.02 [mg/l]	0.02 [mmol/l]	0.02 [mg/l]	
Cl ⁻	1502.85 [mg/l]	42.38 [mmol/l]	405.41 [mg/l]	405.41 [mmol/l]	405.41 [mg/l]	405.41 [mmol/l]	405.41 [mg/l]	405.41 [mmol/l]	378.95 [mg/l]	378.95 [mmol/l]	378.95 [mg/l]	378.95 [mmol/l]	378.95 [mg/l]	298.81 [mg/l]	298.81 [mmol/l]	298.81 [mg/l]	304 [mg/l]	304 [mmol/l]	304 [mg/l]	
Br ⁻	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mg/l]	
NO ₃ ⁻	10.99 [mg/l]	0.18 [mmol/l]	5.84 [mg/l]	5.84 [mmol/l]	5.84 [mg/l]	5.84 [mmol/l]	5.84 [mg/l]	5.84 [mmol/l]	6.09 [mg/l]	6.09 [mmol/l]	6.09 [mg/l]	6.09 [mmol/l]	6.09 [mg/l]	5.68 [mg/l]	5.68 [mmol/l]	5.68 [mg/l]	7.2 [mg/l]	7.2 [mmol/l]	7.2 [mg/l]	
SO ₄ ²⁻	73.52 [mg/l]	0.76 [mmol/l]	81.08 [mg/l]	81.08 [mmol/l]	81.08 [mg/l]	81.08 [mmol/l]	81.08 [mg/l]	81.08 [mmol/l]	88.66 [mg/l]	88.66 [mmol/l]	88.66 [mg/l]	88.66 [mmol/l]	88.66 [mg/l]	80.62 [mg/l]	80.62 [mmol/l]	80.62 [mg/l]	130 [mg/l]	130 [mmol/l]	130 [mg/l]	
PO ₄ ³⁻	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mg/l]	<0.1 [mmol/l]	<0.1 [mg/l]	n.A. [mg/l]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/l]	
HCO ₃ ⁻	190.7 [mg/l]	3.13 [mmol/l]	295.2 [mg/l]	295.2 [mmol/l]	295.2 [mg/l]	295.2 [mmol/l]	295.2 [mg/l]	295.2 [mmol/l]	323.70 [mg/l]	323.70 [mmol/l]	323.70 [mg/l]	323.70 [mmol/l]	323.70 [mg/l]	340.80 [mg/l]	340.80 [mmol/l]	340.80 [mg/l]	152.23 [mg/l]	152.23 [mmol/l]	152.23 [mg/l]	
Si ⁴⁺	6.81 [mg/l]	0.24 [mmol/l]	9 [mg/l]	9 [mmol/l]	9 [mg/l]	9 [mmol/l]	9 [mg/l]	9 [mmol/l]	9.00 [mg/l]	9.00 [mmol/l]	9.00 [mg/l]	9.00 [mmol/l]	9.00 [mg/l]	11.00 [mg/l]	11.00 [mmol/l]	11.00 [mg/l]	n.A. [mg/l]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/l]	
Nebenkonzentrationen																				
Ag ⁺	2.27 [mg/L]	2.1E-05 [mmol/l]	5 [mg/L]	4.2E-05 [mmol/l]	5 [mg/L]	4.2E-05 [mmol/l]	5 [mg/L]	31 [mg/L]	2.9E-04 [mmol/l]	31 [mg/L]	2.9E-04 [mmol/l]	31 [mg/L]	2.9E-04 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Al ³⁺	121.15 [mg/L]	4.5E-03 [mmol/l]	198 [mg/L]	7.3E-03 [mmol/l]	198 [mg/L]	7.3E-03 [mmol/l]	198 [mg/L]	150 [mg/L]	5.6E-03 [mmol/l]	150 [mg/L]	5.6E-03 [mmol/l]	150 [mg/L]	5.6E-03 [mmol/l]	506.00 [mg/L]	1.9E-02 [mmol/l]	506.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Bi ³⁺	129.55 [mg/L]	9.4E-04 [mmol/l]	76.48 [mg/L]	5.6E-04 [mmol/l]	69 [mg/L]	5.1E-04 [mmol/l]	78 [mg/L]	5.7E-04 [mmol/l]	62.00 [mg/L]	4.5E-04 [mmol/l]	62.00 [mg/L]	4.5E-04 [mmol/l]	62.00 [mg/L]	52.00 [mg/L]	3.8E-04 [mmol/l]	52.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
B ³⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Cd ²⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Co ³⁺	<1 [mg/L]	2.44 [mmol/l]	3 [mg/L]	4.4E-05 [mmol/l]	3 [mg/L]	4.4E-05 [mmol/l]	3 [mg/L]	3 [mg/L]	4.5E-05 [mmol/l]	3 [mg/L]	4.5E-05 [mmol/l]	3 [mg/L]	4.5E-05 [mmol/l]	3.00 [mg/L]	5.1E-05 [mmol/l]	3.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Cr ³⁺	16.19 [mg/L]	3.1E-04 [mmol/l]	10.33 [mg/L]	2.0E-04 [mmol/l]	11 [mg/L]	2.0E-04 [mmol/l]	11 [mg/L]	7 [mg/L]	1.4E-04 [mmol/l]	8.00 [mg/L]	1.5E-04 [mmol/l]	8.00 [mg/L]	1.5E-04 [mmol/l]	33.00 [mg/L]	6.3E-04 [mmol/l]	33.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Cu ²⁺	5.25 [mg/L]	8.3E-05 [mmol/l]	1.72 [mg/L]	2.7E-05 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	51 [mg/L]	8.0E-04 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Fe ²⁺	89.28 [mg/L]	1.6E-03 [mmol/l]	41.90 [mg/L]	7.5E-04 [mmol/l]	111 [mg/L]	2.0E-03 [mmol/l]	106 [mg/L]	1.9E-03 [mmol/l]	106.00 [mg/L]	1.9E-03 [mmol/l]	106.00 [mg/L]	1.9E-03 [mmol/l]	106.00 [mg/L]	987.00 [mg/L]	1.8E-02 [mmol/l]	987.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Ga ³⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
In ³⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Li ⁺	4.09 [mg/L]	5.9E-04 [mmol/l]	3.91 [mg/L]	5.6E-04 [mmol/l]	6 [mg/L]	9.1E-04 [mmol/l]	7 [mg/L]	1.0E-03 [mmol/l]	6.00 [mg/L]	8.6E-04 [mmol/l]	6.00 [mg/L]	8.6E-04 [mmol/l]	6.00 [mg/L]	5.00 [mg/L]	7.2E-04 [mmol/l]	5.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Mn ²⁺	8.14 [mg/L]	1.5E-04 [mmol/l]	2.36 [mg/L]	4.3E-05 [mmol/l]	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	<1 [mg/L]	22 [mg/L]	4.0E-04 [mmol/l]	283.00 [mg/L]	5.2E-03 [mmol/l]	283.00 [mg/L]	5.2E-03 [mmol/l]	261.00 [mg/L]	4.8E-03 [mmol/l]	261.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Ni ²⁺	71.26 [mg/L]	1.2E-03 [mmol/l]	30.14 [mg/L]	5.1E-04 [mmol/l]	49 [mg/L]	8.4E-04 [mmol/l]	64 [mg/L]	1.1E-03 [mmol/l]	40.00 [mg/L]	6.8E-04 [mmol/l]	40.00 [mg/L]	6.8E-04 [mmol/l]	40.00 [mg/L]	88.00 [mg/L]	1.5E-03 [mmol/l]	88.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Pb ²⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Sr ²⁺	435.96 [mg/L]	5.0E-03 [mmol/l]	261.14 [mg/L]	3.0E-03 [mmol/l]	255 [mg/L]	2.9E-03 [mmol/l]	255 [mg/L]	272 [mg/L]	3.1E-03 [mmol/l]	256.00 [mg/L]	2.9E-03 [mmol/l]	256.00 [mg/L]	2.9E-03 [mmol/l]	205.00 [mg/L]	2.3E-03 [mmol/l]	205.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Tl ⁺	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Zn ²⁺	<1 [mg/L]	<1 [mmol/l]	10 [mg/L]	1.5E-04 [mmol/l]	10 [mg/L]	1.5E-04 [mmol/l]	10 [mg/L]	54 [mg/L]	8.3E-04 [mmol/l]	29.00 [mg/L]	4.4E-04 [mmol/l]	29.00 [mg/L]	4.4E-04 [mmol/l]	48.00 [mg/L]	7.3E-04 [mmol/l]	48.00 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
As ³⁺	8.65 [mg/L]	1.2E-04 [mmol/l]	13.70 [mg/L]	1.8E-04 [mmol/l]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	9 [mg/L]	1.2E-04 [mmol/l]	9 [mg/L]	1.2E-04 [mmol/l]	9 [mg/L]	1.2E-04 [mmol/l]	9 [mg/L]	<5 [mg/L]	<5 [mmol/l]	<5 [mg/L]	n.A. [mg/L]	n.A. [mmol/l]	n.A. [mg/L]	
Ionenbilanzfehler	-0.69 %	-0.80 %	-1.30 %	-1.30 %	-1.30 %	-1.30 %	-1.40 %	-1.40 %	-0.37 %	-0.37 %	-0.37 %	-0.37 %	-0.37 %	-0.36 %	-0.36 %	-0.36 %	4.04 %	4.04 %	4.04 %	
TDS	2771.22 mg/l	1051.85 mg/l	1162.54 mg/l	1162.54 mg/l	1162.54 mg/l	1162.54 mg/l	1177.28 mg/l	1177.28 mg/l	1084.53 mg/l	1084.53 mg/l	1084.53 mg/l	1084.53 mg/l	1084.53 mg/l	927.65 mg/l	927.65 mg/l	927.65 mg/l	881.93 mg/l	881.93 mg/l	881.93 mg/l	
[K ⁺]:[Na ⁺]-Verhältnis	0.004	0.014	0.022	0.022	0.022	0.022	0.017	0.017	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.009	0.009	0.009	0.008	0.008	0.008	
[(K ⁺)+[Na ⁺]:[Cl ⁻]-Verhältnis	0.76	0.74	0.95	0.95	0.95	0.95	0.96	0.96	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.18	1.18	1.18	0.77	0.77	0.77	
[Mg ²⁺]:[Ca ²⁺]-Verhältnis	0.67	0.63	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.85	0.85	0.85	0.96	0.96</		

Beilage VIIb – Korrelationsmatrix der Analysendaten aus der Drainageausleitung

	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	HCO3	Al	Ba	Cr	Fe	Li	Mn	Ni	Sr	Zn
Na																	
K	0.000																
Mg	0.390	-0.048															
Ca	0.098	-0.143	0.714														
Cl	0.683	-0.048	0.048	0.333													
NO3	0.217	-0.159	0.794	0.900	0.265												
SO4	-0.250	0.098	0.390	0.098	-0.586	0.163											
HCO3	-0.293	-0.333	-0.048	-0.333	-0.619	-0.265	0.586										
Al	-0.488	-0.143	-0.048	-0.333	-0.810	-0.265	0.586	0.810									
Ba	0.586	0.238	0.333	0.429	0.714	0.476	-0.293	-0.714	-0.714								
Cr	0.050	-0.488	-0.390	-0.195	0.293	-0.325	-0.550	-0.098	-0.098	0.000							
Fe	-0.050	0.000	-0.390	-0.683	-0.293	-0.597	0.050	0.488	0.488	-0.390	0.350						
Li	-0.098	0.333	0.238	-0.048	-0.333	0.053	0.781	0.333	0.333	-0.048	-0.586	0.098					
Mn	-0.200	-0.200	-0.067	-0.333	-0.467	-0.298	0.600	0.867	0.733	-0.600	-0.067	0.552	0.467				
Ni	0.390	-0.333	-0.048	-0.333	0.143	-0.159	-0.195	0.238	0.048	0.048	0.488	0.586	-0.048	0.200			
Sr	0.293	0.048	0.714	0.810	0.333	0.900	0.098	-0.333	-0.333	0.619	-0.390	-0.586	0.143	-0.333	-0.143		
Zn	0.105	-0.200	0.000	0.000	0.000	0.224	0.105	0.200	0.200	0.000	-0.200	-0.105	0.000	-0.667	0.200	0.200	



Beilage VIIc – Hydrochemische Analysendaten der Boden:Lösungs-Extrakte (1:5)

Hauptkationen- und -anionen-Konzentrationen

Probe	H.C.L.1A		H.C.L.1B		H.C.L.1C		H.C.L.1D		H.C.L.1E	
	°C	[mS/cm]								
Temperatur	22.9		23.5		23.8		23.4		23.8	
Einwaage Bodenprobe	15.1	g	15.01	g	15.05	g	15.03	g	15.12	g
Einwaage Milli-Q-Wasser	76.86	g	77	g	75.63	g	75.02	g	78.3	g
Verhältnis	1:5.09	-	1:5.13	-	1:5.03	-	1:4.99	-	1:5.18	-
pH Wert bei Wassertemperatur	7.00		7.02		6.90		6.80		6.60	
elektr. Leitfähigkeit bei 25°C	62	[mS/cm]	50	[mS/cm]	59.5	[mS/cm]	59.8	[mS/cm]	58.8	[mS/cm]
Hauptelemente		[mmol/l]								
Na ⁺	9.14	0.397	6.16	0.268	7.55	0.328	6.83	0.297	7.07	0.308
K ⁺	2.66	0.068	1.26	0.032	2.00	0.051	1.14	0.029	1.52	0.039
Mg ²⁺	1.18	0.048	1.11	0.045	1.00	0.041	1.39	0.057	1.22	0.050
Ca ²⁺	3.28	0.082	3.14	0.079	2.86	0.071	4.35	0.109	3.56	0.089
F ⁻	1.31	0.069	1.39	0.073	1.77	0.093	1.68	0.088	1.63	0.086
Cl ⁻	7.55	0.213	3.63	0.102	3.38	0.095	2.67	0.075	3.46	0.098
Br ⁻	<0.1	-	<0.1	-	<0.1	-	<0.1	-	<0.1	-
NO ₃ ⁻	4.02	0.065	0.16	0.003	0.20	0.003	0.11	0.002	0.25	0.004
SO ₄ ²⁻	4.63	0.048	4.40	0.046	5.19	0.054	5.32	0.055	5.33	0.055
PO ₄ ³⁻	0.42	0.013	0.41	0.013	0.47	0.015	0.39	0.012	0.33	0.011
Ionenbilanzfehler	20.20	%	28.04	%	27.40	%	35.47	%	30.94	%
HCO ₃ berechnet über Ionenbilanz	14.89	0.24	14.64	0.24	15.85	0.26	21.02	0.34	18.00	0.30
[K ⁺]:[Na ⁺]-Verhältnis	0.17		0.12		0.16		0.10		0.13	
[K ⁺]+[Na ⁺]:[Cl ⁻]-Verhältnis	2.19		2.94		3.98		4.34		3.55	
[Mg ²⁺]:[Ca ²⁺]-Verhältnis	0.59		0.58		0.57		0.53		0.56	
(0.5*[Ca ²⁺]+0.5*[Mg ²⁺]):([Na ⁺]+[K ⁺])-Verhältnis	0.14		0.21		0.15		0.25		0.20	
[HCO ₃]:([Cl ⁻]+0.5*[SO ₄ ²⁻])-Verhältnis	0.93		1.62		1.74		2.64		1.93	
[Cl ⁻]:0.5*SO ₄ ²⁻ -Verhältnis	8.86		4.47		3.53		2.72		3.53	
[Cl ⁻]:[Na ⁺]-Verhältnis	0.54		0.38		0.29		0.25		0.32	
SAR: [Na ⁺]:√([Ca ²⁺]+[Mg ²⁺])	1.10		0.76		0.98		0.73		0.83	