

Die Trostburg in Südtirol – Ingenieurgeologische Untersuchungen am Burgfelsen

Trostburg Castle in South Tyrol – engineering geological investigations on the castle hill

Kathrin Scherzer¹, Lucia Mehnert², Bernhard Lempe³, Judith Festl⁴, Kuroschi Thuro⁵

¹ M.Sc. Kathrin Scherzer, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München, kathrin.scherzer@tum.de

² M.Sc. Lucia Mehnert, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München, lucia.mehnert@tum.de

³ Dr. Bernhard Lempe, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München, lempe@tum.de

⁴ M.Sc. Judith Festl, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München, festl@tum.de

⁵ Prof. Dr. Kuroschi Thuro, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie, Technische Universität München, thuro@tum.de

Zusammenfassung

Die im 13. Jahrhundert errichtete Trostburg steht weithin sichtbar auf einem imposanten Burgfelsen oberhalb der Ortschaft Waidbruck in Südtirol (Italien), etwa 17 km NE von Bozen. Die Geologie des Burgfelsens wurde im Rahmen zweier Masterarbeiten am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie an der Technischen Universität München in Kooperation mit dem Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen/Südtirol untersucht, wobei ein besonderes Augenmerk auf die Trennflächenaufnahme und -auswertung gelegt wurde.

Auf den basalen Brixener Quarzphyllit (Karbon: 300-360 Ma) folgen das lückenhaft auftretende Waidbrucker Konglomerat und die Gesteinsserien der Trostburg-Formation (Perm: 300-255 Ma), die sich dort an ihrer Typlokalität aus basischen bis intermediären Ignimbriten, Laven und Tufflagen zusammensetzt. Die Trennflächenauswertung ergab, dass die stark variierenden Klufscharen innerhalb des Brixener Quarzphyllits in keinem Zusammenhang mit den Klüften der Trostburg-Formation stehen. Hangparallele, steil einfallende, teils geöffnete Klüfte direkt unterhalb der Burg könnten Anzeichen für Standsicherheitsprobleme sein und somit zu Schäden im Mauerwerk führen. Sie sollten deswegen stets beobachtet werden.

Schlüsselworte: Trostburg, Südtirol, Brixener Quarzphyllit, Waidbrucker Konglomerat, Trostburg-Formation, Klufscharen, Trennflächengefüge, Standsicherheit

Abstract

Constructed in the 13th century, the Trostburg Castle is situated on an impressive hill above the village Waidbruck in South Tyrol (Italy), about 17 km NE of Bolzano (Bozen). The geology of the castle hill with a special focus on the tectonic joint sets was mapped within the framework of two master thesis' in cooperation with the department of Geology and Materials Testing of Bolzano.

The basal Brixen Quartz Phyllite, with a metamorphic age of about 300 - 360 Ma is overlain by the Waidbruck conglomerate, which was only intermittently deposited. Above follows the Trostburg-formation that forms the top of the castle hill. The Trostburg-formation consists of basic to intermediate volcanic rock series, such as tuffites, laves and ignimbrites that were deposited in Perm (300-255 Ma).

The analysis of the joint sets showed that there is no correlation between the joints in the Brixen Quartz Phyllite and the joints in the Trostburg-Formation. The joints in the Brixen Quartz Phyllite complex show a big diversity of strike and dip values, whereas the joints in the Trostburg-formation can be divided into four steeply dipping main sets (KT1, KT2, KT3 and KT4), of which the NW/SE striking KT1 is the most relevant one. The bedding is slightly inclined with only a few degrees towards the NW. The steeply dipping joints parallel to the slope could be one of several possible causes for the many cracks in the walls of the castle Trostburg, making it necessary to monitor the opening of the joints as well as the cracks periodically.

Keywords: Trostburg, South Tyrol, Brixen Quartz Phyllite, Waidbruck conglomerate, Trostburg-formation, joint sets, discontinuities, stability

1 Einführung

Schon von weitem sichtbar thront die Trostburg auf ihrem imposanten Burgfelsen oberhalb der Ortschaft Waidbruck (Abb.1). Im 13. Jahrhundert erbaut (HOHENBÜHEL: 2008: 6), diente die bis ins 18. Jahrhundert stetig erweitert und umgebaute, im 2. Weltkrieg teilweise zerstörte und wieder instand gesetzte Burg den Mitgliedern der Familie Wolkenstein 600 Jahre als Wohnsitz, bis sie 1967 in den Besitz des

Südtiroler Burgeninstitutes übergang (TRAPP 1977: 271). Waidbruck liegt etwa 17 km NE von Bozen an der Einmündung des Grödener Bachs in den Eisack am Nordwestrand der Dolomiten in Südtirol/Italien. Mit der Geologie und dem Gefüge des Burgfelsens beschäftigten sich die beiden diesem Artikel zugrunde liegenden Masterarbeiten, die 2011 in Kooperation mit dem Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen/Südtirol



durchgeführt wurden. Ziel hierbei war es, die Beziehung zwischen den einzelnen Trennflächenscharen innerhalb der permischen Trostburg-Formation und jenen des basalen Quarzphyllitkomplexes zu ergründen. Hierfür wurden eine geologische Detailkartierung im Maßstab 1:2500 durchgeführt und über 1000 Trennflächen mit dem Gefügekompass eingemessen.



Abb. 1: Ansicht der Trostburg in Richtung Eisacktal.
Fig. 1: View of Trostburg Castle towards Eisack Valley.

1.1 Geologische und tektonische Einführung

Geologisch gesehen besteht der Burgfels aus den permischen Gesteinsserien der Trostburg-Formation, intermediären bis basischen Vulkaniten der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, die nach ihrer dortigen Typlokalität benannt sind. Die Vulkanite lagern dem basalen, karbonischen Brixener Quarzphyllit und dem darüber nur lückenhaft vorhandenen, permischen Waidbrucker Konglomerat auf. Im Hangenden gehen die Vulkanite der Trostburg-Formation in die sauren Gesteinsserien der Etschtaler Vulkanit-Gruppe über.

Die Dolomiten gehören der tektonischen Einheit des Südalpins an und werden im Norden vom Pustertal, im Westen vom Eisack- und Etschtal und im Osten vom Sexten- und Padolatal begrenzt (BOSELLINI 1998: 7). Den Südrand der Dolomiten stellt die Suganer Linie dar (HEIBEL 1980: 1). Bei einer SW/NE-Einengung während der mesoalpiner Phase, vor etwa 40 bis 30 Ma, bildeten sich mit der beginnenden alpidischen Orogenese Brüche und große Schuppen aus. Die Kompression hatte südwestvergente Überschiebungen und das Phänomen der Gipfelüberschiebungen, wie beispielsweise am Gipfel der Puezspitzen, wo der Hauptdolomit auf die Puez-Mergel aufgeschoben wurde, zur Folge. (BOSELLINI 1998: 170ff.) Zu Beginn der neoalpiner Phase, vor etwa 20 Ma, wurden die Dolomiten über den Meeresspiegel herausgehoben. Im oberen Miozän bis Pliozän, vor 11 bis 2,6 Ma, erfuhr der Untergrund eine erneute tektonische Überprägung, wobei die Kompressionsrichtung nun NW-SE-gerichtet war, was zu einer Südvergenz der Falten und zu Überschiebungen führte. Im Gegensatz zur mesoalpiner Phase wurde nun auch der metamorphe Untergrund „kalttektonisch“ mit erfasst, wodurch die gesamte Dolomitenregion zu einem südvergenten Synklinorium geformt wurde. (BOSELLINI 1998: 172ff.) Die Etschtaler Vulkanit-

Gruppe bildete sich innerhalb einer 60 - 70 km breiten Calderenstruktur im Bereich des heutigen Bozens aus. Entlang der radialen Brüche gelangten die Magmen an die Erdoberfläche und verfüllten die Caldera im Perm sukzessive. (BOSELLINI 1998: 64f.) Während der neoalpiner Phase wurden diese Brüche inversionstektonisch relevant, wobei sich der innere Bereich der Bozener Caldera nun heraushob.

In der Umgebung des Burgfelsens von Waidbruck ist ein so genannter Halbgraben inversionstektonisch bedeutend (GRUBER et al. 2006). Nachdem sich entlang des E-W streichenden Buntschuhbruchs im Perm die Nordscholle absenkte, wurde die Störung später neuerlich aktiviert; jedoch in umgekehrtem Bewegungssinn (GRUBER et al. 2006).

2 Gesteinsbeschreibung

2.1 Brixener Quarzphyllit

Als Ausgangsgestein für den Brixener Quarzphyllit werden relativ karbonatarmer Pelite bis Psammite kambrischen Alters angenommen (DULCE 1989:19), was aufgrund einer Altersbestimmung mit Acritarchen vermutet wird (STINGL & MAIR 2005: 40). Durch die variszische Gebirgsbildung kam es zu einer metamorphen Umwandlung, die in Richtung Nordwesten zunimmt (WYHLIDAL et al. 2010: 160). Wegen des hohen Metamorphosegrads ist der Begriff Quarzphyllit bereichsweise nur stratigraphisch zu verstehen. Im petrographischen Sinne handelt es sich im Arbeitsgebiet bereits um einen quarzreichen Glimmerschiefer. Die Hangendgrenze des Brixener Quarzphyllits liegt im untersuchten Bereich etwa 100 m oberhalb der Gemeinde Waidbruck, bei maximal 588 m s.l.m. Hier kann also von einer Mindestmächtigkeit von 100 m ausgegangen werden. Das Gestein hat eine graue Farbe, ist stark verfaltet und geschiefert. Es besteht vor allem aus bis zu mehreren Millimetern großen Hellglimmerplättchen und enthält weiße Quarzlinzen und -bänder. Teilweise macht das Gestein einen massigen Eindruck, an anderen Stellen ist es durch die tektonische Faltung und Beanspruchung so stark deformiert, dass es in mehrere Zentimeter große Schuppen zerfällt. Durch Verwitterung von Biotit bilden sich hellbraune bis dunkelrote Bereiche.

Die starke Verfältelung ist auch im Dünnschliff (Abb.2) zu sehen. Die Analyse zeigt außerdem Granate und teilweise mit Chlorit verwachsene Biotite (in Abb.2 nicht erkennbar). Über den Mineralbestand von Granat, Chlorit, Biotit, Muskovit und Quarz kann der Temperaturbereich auf 450 bis 500°C eingegrenzt werden, was für eine Grünschieferfazies am Rande zur Amphibolitfazies spricht. Generell sind die niedrigsten metamorphen Bedingungen im Brixener Quarzphyllit bei Toblach mit einer Metamorphosetemperatur von 350–400°C und einem Druck von 4 kbar zu finden (RING & RICHTER 1994: 763), während die Metamorphose nach Nordwesten zunimmt und in der Umgebung von Brixen bei 450 bis 550°C und Drücken von 5–6,5 kbar liegt. (RING & RICHTER 1994: 755).

Zudem sind im Dünnschliff zwei Schieferungsrichtungen zu unterscheiden, die durch zwei duktile Deformationen aus verschiedenen Richtungen entstanden sind. Man spricht hier von Krenulationsschieferung.

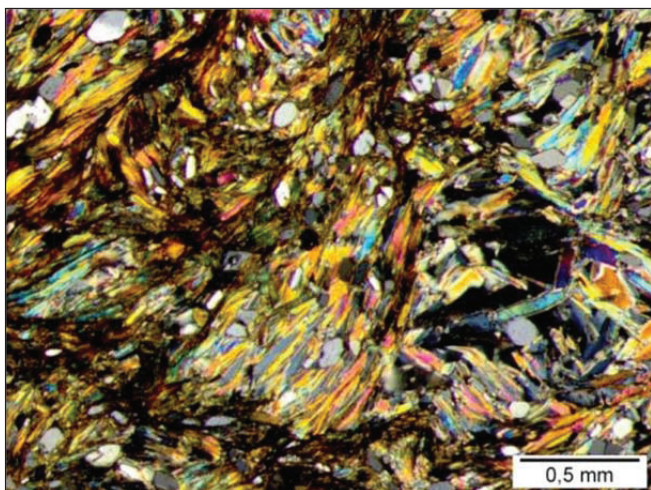


Abb. 2: Brixener Quarzphyllit (petrographisch: Glimmerschiefer) im Durchlicht. Die starke Verfältelung ist deutlich zu erkennen. Die bunten Schuppen bestehen aus Muskovit.

Fig. 2: Brixen Quarz Phyllite (petrographic: mica-schist) in transmitted light. The extensive folding is clearly visible. The colourful scales consist of muscovite.

2.2 Waidbrucker Konglomerat

Im Unter-Perm setzte die Erosion des variszischen Gebirges durch Oberflächengewässer und Wind ein. Der Abtragungsprozess dauerte etwa 40-50 Ma und erreichte den metamorphen Untergrund des Gebirges. In den Untergrund schnitten sich Bäche ein, die den Schutt des metamorphen Gebirges transportierten. Die ehemaligen Ablagerungen bilden heute das Waidbrucker Konglomerat, das der unregelmäßigen Oberfläche des Brixener Quarzphyllits aufliegt. (BOSELLINI 1998: 59) Nach STINGL & WACHTLER (1998: 26) wird das Waidbrucker Konglomerat bis zu 200 m mächtig, wobei die Mächtigkeit stark schwankt und stellenweise das Konglomerat komplett fehlt. Aufgrund der Ablagerungsweise könnte man nach VINX (2005: 276) auch von einem Fanglomerat sprechen. Im Arbeitsgebiet besteht das Waidbrucker Konglomerat hauptsächlich aus Quarzen und Quarzphyllitbruchstücken, die in einer roten, hellgelben oder hellgrauen, sandig bis schluffigen Matrix mit seidigem Glanz eingebettet sind. Die teils eingeregelteten, teils regellosen Komponenten sind oft ungerundet, plattig und erreichen einen Durchmesser von bis zu 40 cm. Der relativ geringe Zerlegungsgrad des Quarzphyllits deutet auf einen kurzen Transportweg hin. Im untersuchten Bereich wird das Waidbrucker Konglomerat bis zu 50 m mächtig.

2.3 Trostburg-Formation

Die Trostburg-Formation folgt im Kartiergebiet in einem fließenden Übergang auf das Waidbrucker Konglomerat. Während LAMMERER (1990: 75) und HEIBEL (1980: 13) die Trostburg-Formation als Basis der Quarzporphyr-Serie beschreiben, wird in der Karte von GRUBER et al. (2007) anstatt „Quarzporphyr-Serie“ der neue Begriff „Etschtaler Vulkanit-Gruppe“ verwendet. Bei der diesem Artikel zugrunde liegenden Kartierung konnten drei verschiedene Ausprägungen der Gesteine der Trostburg-Formation differenziert werden: Ignimbrit, Tuff und Melaphyr. Der Begriff Melaphyr für alte, basaltische Laven wird in dieser Arbeit,

obwohl er veraltet ist, aus geologisch historischen Gründen beibehalten. Richtung Osten, ca. 200 m oberhalb der Burg, erfolgt der Übergang in den sauren „Bozener Quarzporphyr“ (ebenfalls Etschtaler Vulkanit-Gruppe).

2.3.1 Ignimbrite der Trostburg-Formation

In der Umgebung der Trostburg wird die Trostburg-Formation zu einem Großteil von Ignimbriten, d.h. aus Ablagerungen pyroklastischer Ströme (VINX 2005: 250), gebildet. Von weitem wirken die rundlich anwitternden Oberflächen schwarz, was unter anderem auf den Bewuchs von Flechten zurückzuführen ist. Wie es VINX (2005: 249) für Pyroklastite beschreibt, macht das Gestein einen typisch mürben, porösen Eindruck. Der Pyroklastit, dessen Eruptionszentrum unbekannt ist, besteht aus einer grünen, feinkörnigen Matrix in der Blöcke mit einem Durchmesser von bis zu 1 m enthalten sind. Die Pyroklasten der teils glasigen Matrix werden nach ihrer Korngröße als Grobaschekörner bis Lapilli eingestuft. (LE MAITRE: 2004: 7) Die Blöcke sind teils eckig, teils kantengerundet und bestehen zumeist aus dem unterschiedlich stark verwitterten Trostburgmelaphyr. Dieser ist rötlich, grau oder grünlich. Weil der Ignimbrit bereichsweise über 75 % mechanisch kantengerundete Blöcke und Bomben enthält, wird er nach LE MAITRE (2004: 7) als Agglomerat bezeichnet. Nach der Dünnschliffanalyse sind die Hauptgemengteile der Matrix Plagioklase. Die mafischen Bestandteile sind zumeist serpentinisiert und die Grundmasse zeigt teilweise scharfkantige Entglasungsstrukturen. Untergeordnet enthält der Ignimbrit auch Quarz- oder Quarzphyllitkomponenten als Epiklasten. Diese treten besonders im Übergangsbereich vom Waidbrucker Konglomerat in die Gesteine der Trostburg-Formation, sehr vereinzelt auch in höheren Lagen, auf.

2.3.2 Tuffe der Trostburg-Formation

Innerhalb der Trostburg-Formation treten stellenweise auch geschichtete, auffällig grüne, klastische Gesteine auf, die keine größeren Epiklasten enthalten und, wie beispielsweise am Michaelstor südlich der Trostburg, an Sandsteine erinnern (Abb.3). Die zwischen die Ignimbrite linsenartig eingeschalteten Tuffe können nicht über größere Distanzen miteinander parallelisiert werden. Wie unter dem Mikroskop erkennbar ist (Abb.4), besteht das Gestein überwiegend aus grünlichen, kantigen Gesteinsbruchstücken mit einem Durchmesser zwischen 0,2 und 2,5 mm. In einem glasigen Fließgefüge sind eingeregeltete Plagioklase zu sehen. Die eckigen, konkaven Kanten der Glasfetzen in den stichprobenartig angefertigten Dünnschliffen, sowie die Fluidaltexur in der Matrix sprechen dafür, dass das Material trotz seines makroskopisch sedimentären Charakters nicht umgelagert worden ist. Diese Erkenntnis bestärkt das Modell, dass es sich bei den Gesteinen der Trostburg-Formation überwiegend um „echte“, nicht sekundär umgelagerte Vulkanite handelt, wie es bereits von HEIBEL & LADURNER (1936) postuliert wurde.

Neben den hauptsächlich vulkanitischen Bruchstücken sind im Dünnschliff vereinzelt auch Reste von Glimmerschiefern aus der Einheit des Brixener Quarzphyllits bis zu einem Durchmesser von 300 bis 400 μm zu finden. Sowohl die Hohlräume als auch die Klüfte im Gestein sind mit Calcit



oder Seladonit gefüllt. Bei der Betrachtung des Seladonits fällt ein über den gesamten Schliff verteiltes Parallelgefüge auf. Dies spricht für eine Kompaktion des Gesteins nach der Ablagerung. Auch die durch Druck gebildeten Zwillingslamellen eines Calcits deuten darauf hin.



Abb. 3: Geschichteter Tuff am Michaelstor südlich der Trostburg.
Fig. 3: Bedded tuff at the Michaelstor in the south of the Trostburg Castle.

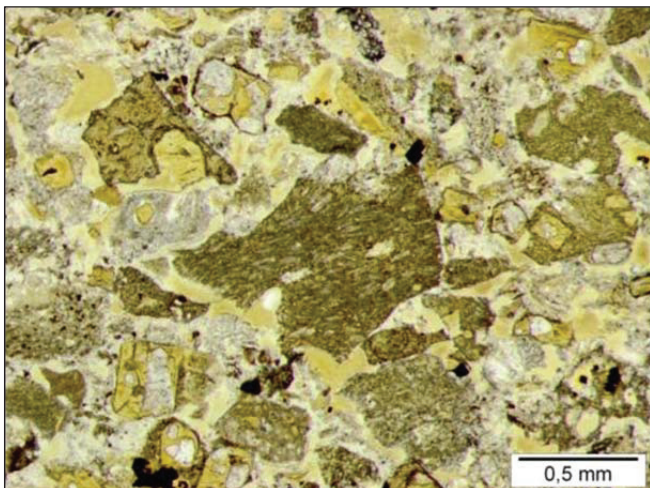


Abb. 4: Tuff im Durchlicht. In der Mitte befindet sich ein Gesteinsbruchstück mit Plagioklasen in einem glasigen Fließgefüge.
Fig. 4: Tuff in transmitted light. In the center you can see a rock fragment with plagioclase in vitreous fluidal texture.

2.3.3 Melaphyr der Trostburg-Formation

In die Ignimbrite und Tuffe der Trostburg-Formation, sind in rinnenartigen Strukturen andesitische bis dazitische (GRUBER et al. 2007) Laven eingeschaltet, deren Förderzentrum nicht bekannt ist. Um die eingebürgerte Bezeichnung dieser Formation beizubehalten, wird der alte Name Melaphyr für diese Laven hier weiter verwendet. Der scharfkantig brechende, feinkörnige, einzelne große Blasen aufweisende Trostburgmelaphyr wird von etlichen Klüften durchzogen. Diese stehen meist steil und sind geschlossen. Manchmal sind sie fein mit Calcit gefüllt. Durch eine leichte Verwitterung an der Oberfläche nimmt das Gestein dort oft eine dunkelrötliche Färbung an, wohingegen die Färbung im frischen Bruch dunkelgrau ist. Im Dünnschliff

konnten die Minerale Biotit, Chlorit, Amphibole und Pyroxene unterschieden werden. Außerdem sind Blasenstrukturen zu erkennen.

3 Gefügeaufnahme

Um das Trennflächengefüge des Burgfelsens charakterisieren zu können, wurde an den vorhandenen Aufschlüssen in der Umgebung der Trostburg die Raumlage der Trennflächen gemessen. Die Aufschlüsse wurden in mehreren Skizzen visualisiert, wobei die Orientierung der Klüfte durch Müllerfähnchen veranschaulicht wurde. Ein Skizzenbeispiel zeigt Abb.5. Hier handelt es sich um den Aufschluss am Burgfelsens direkt unterhalb der Trostburg. Alle eingemessenen Klüfte werden mit dem Programm Dips 6.0 von Rocscience im Polpunktdiagramm dargestellt und dort einzelnen Klüftscharen zugeordnet. Hierbei werden die Trennflächen innerhalb der Trostburg-Formation getrennt von denen des Brixener Quarzphyllits betrachtet. Es ist augenscheinlich, dass die Trennflächen innerhalb des Brixener Quarzphyllits in diverse Richtungen mit unterschiedlichen Einfallswinkeln ausgebildet sind. (Abb.6). Die Klüfte wurden in 10 verschiedene Trennflächenscharen unterteilt, wobei NW/SE streichende Klüfte tendenziell dominieren:

- KQ1: 201/74 (185/56 - 217/90)
- KQ2: 207/44 (176/33 - 244/57)
- KQ3: 020/73 (042/57 - 356/86)
- KQ4: 056/54 (034/33 - 080/71)
- KQ5: 119/68 (101/48 - 136/48)
- KQ6: 168/24 (129/13 - 195/32)
- KQ7: 269/31 (253/19 - 289/42)
- KQ8: 282/63 (259/53 - 302/75)
- KQ9: 340/77 (326/66 - 348/86)
- KQ10: 004/30 (025/12 - 351/50)
- sfQ: 188-22 (Linear)

Die ebenen bis welligen (DIN EN 14689-1, 2004: 14) Trennflächen innerhalb des Brixener Quarzphyllits sind, unabhängig von deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Klüftschar, meist geschlossen, in Auflockerungsbereichen auch im Millimeterbereich und bis zu 1 cm geöffnet. Stellenweise befindet sich Schermaterial in den Klüftöffnungen. Während einige Klüfte nur einen halben Meter lang sind, können andere Trennflächen am Aufschluss bis über 10 m verfolgt werden.

Nach DIN EN 14689-1, (2004: 12) ist die Klüftung innerhalb des Brixener Quarzphyllits überwiegend als mittel- bis weitständig (Trennflächenabstände zwischen 20 und 200 cm), einzustufen. Die Schieferung des stark verfäلتeten Gesteins variiert stark, weswegen hier das Linear der Schieferung (sfQ) angegeben wird.

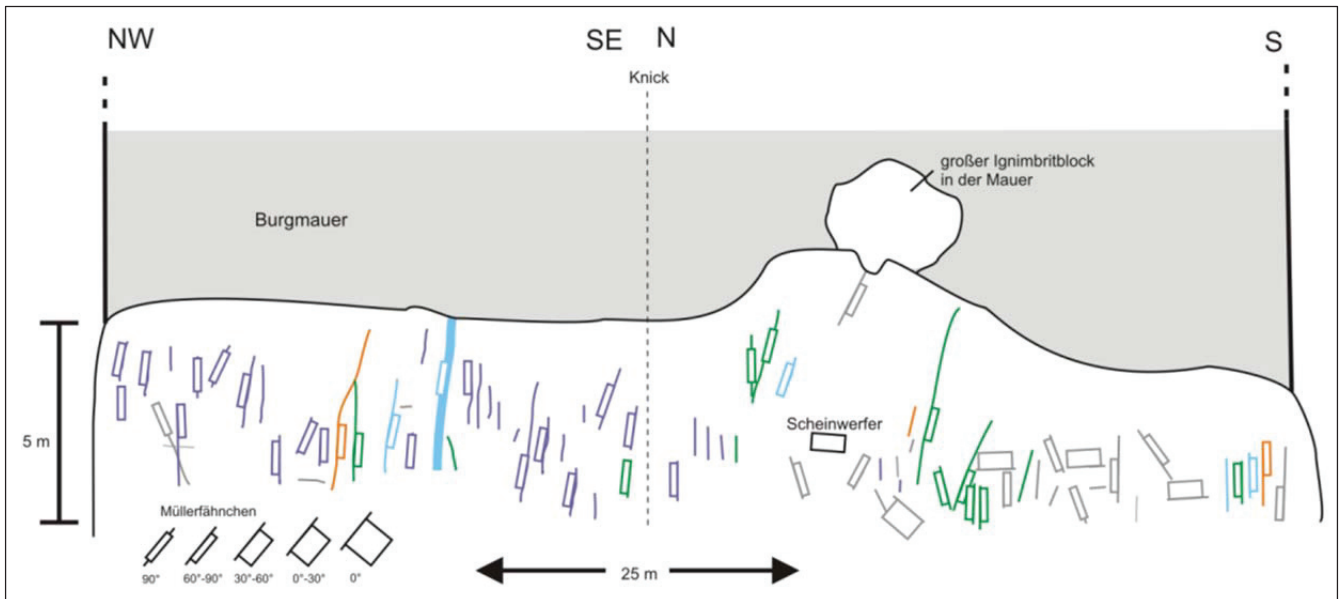


Abb. 5: Skizze der Klüftung des Burgfelses direkt unterhalb der Burg. Die Klüfte sind mit Müllerfährchen versehen und farblich den einzelnen Klüftscharen zugeordnet: lila (KT1a: 072/77), blau (KT1b: 264/71), grün (KT2: 002/83), nicht am Aufschluss: KT3 (132/59), orange: KT4 (327/72), grau: andere.

Fig. 5: Figure of joints at castle hill directly below castle's walls. Joints are visualized with "Müllerfährchen" and highlighted with different colours: violet (KT1a: 072/77), blue (KT1b: 264/71), green (KT2: 002/83), not in this picture: KT3 (132/59), orange: KT4 (327/72) grey: others.

Im Gegensatz zum Brixener Quarzphyllit sind die Klüfte innerhalb der Trostburg-Formation im Wesentlichen auf vier steil einfallende Hauptrichtungen beschränkt:

- KT1a: 070/76 (041/57 - 100/88)
- KT1b: 265/73 (232/46 - 287/88)
- KT2: 006/69 (019/89 - 342/58)
- KT3 132/59 (111/47 - 151/69)
- KT4: 327/72 (306/59 - 342/86)
- ssT: 136/10 (090/00 - 159/25) (Fläche)

Besonders tritt hier die mit 50° bis 90° nach. ENE/WSW einfallenden Klüftschar KT1 hervor (Abb.7), die zur besseren Darstellung in Dips in die Scharen KT1a und KT1b unterteilt wurde. Zudem fallen die Trennflächenscharen KT2, KT3, und KT4 steil nach N/S bzw. NW und SE ein. Die bereichsweise engständigen oder mittel- bis weitständigen (DIN EN 14689-1 2004: 12) Klüfte sind meist gebogen mit rauen Kluftoberflächen. Teils sind die Klüfte geschlossen, teils im Zentimeterbereich geöffnet. Einzelne Klüfte zeigen sogar Öffnungsweiten von bis zu 20 cm. Besonderheiten sind selten auftretende, jedoch sehr markante Harnischflächen. Die Trennflächenschar KT2 wird vereinzelt von Klüften der Schar KT1 durchschlagen. Bei der Betrachtung der Diagramme (Abb.6 und Abb.7) wird schnell deutlich, dass die Trennflächen der permischen Trostburg-Formation in keinem Zusammenhang mit jenen des Brixener Quarzphyllits stehen.

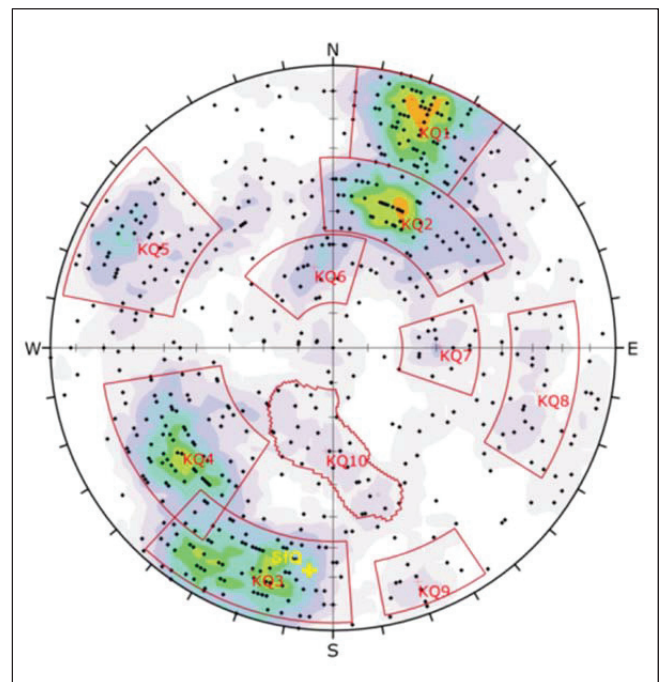


Abb. 6: Klüftscharen im Brixener Quarzphyllit, unterlegt mit einer Dichteverteilung. (Projektion untere Halbkugel; Verteilung nach Schmidt) Die 10 Klüftscharen sind rot umrandet. Das Linear der Schieferung ist als Polpunkt in gelb dargestellt. (Diagramm erstellt mit Dips 6.0 von Rocscience.)

Fig. 6: Stereogram of joints within the Brixen Quartz Phyllite. The plot is underlayed with a density concentration. (lower hemisphere projection, Schmidt concentration) The 10 sets are outlined in red. The foliation is shown as pole plot in yellow. (The plot was generated with Dips 6.0 of Rocscience.)

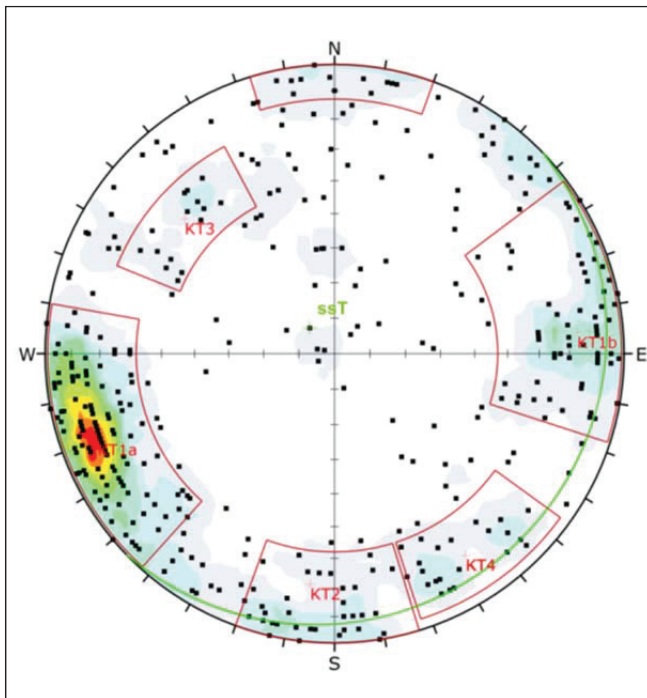


Abb. 7: Polpunktdiagramm der Trennflächen innerhalb der Trostburg-Formation, unterlegt mit einer Dichteverteilung. (Projektion untere Halbkugel; Verteilung nach Schmidt) Die Klufscharen sind rot umrandet. Die Schichtung ist als Großkreis in grün eingezeichnet.

Fig.7: Stereogram of joints within the Trostburg-formation. The plot contains a density concentration. (lower hemisphere projection, Schmidt concentration) Sets are outlined in red. The stratification is plotted as great circle in green.

4 Schäden an der Burgmauer

An der Trostburg ist eine Vielzahl an Schäden sichtbar. Vor allem wird das Mauerwerk von etlichen Rissen durchzogen. Hierfür sind mehrere Ursachen denkbar: Aus geologischer Sicht sind die steilstehenden, hangparallelen Klüfte der Klufscharen KT1a/b bzw. KT2 problematisch, da es bei Bewegungen entlang der Klüfte zu Spannungen im Mauerwerk und als Folge hiervon zu Rissen kommen kann. Zusätzlich kommen jedoch auch andere Ursachen in Betracht: Hierzu zählen zum Beispiel die kuppelartige Oberfläche des Felsens und die stete Erweiterung des Gebäudes sowie Witterungseinflüsse.

5 Ausblick

Die Trostburg kann auf eine bewegte Geschichte zurückblicken. Es ist zu hoffen, dass die Burg noch lange vor dem Verfall bewahrt bleibt und noch von den nachfolgenden Generationen bewundert werden kann. So sollten die Risse im Mauerwerk und die Klüfte unterhalb der Burg langfristig beobachtet werden, um weitere Schäden an der Burg abzuwenden.

Dank

Unser besonderer Dank gilt Herrn Dr. Volkmar Mair vom Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen/Südtirol für die gute Zusammenarbeit und

die Unterstützung während der Kartierarbeiten. Das Südtiroler Burgeninstitut ermöglichte uns freundlicherweise den Zugang zu deren informativer Literatur. Ein herzlicher Dank für ihr Entgegenkommen geht besonders auch an die „gute Seele der Trostburg“ – Terese Gröber. Dem Amt für Wildbachverbauung danken wir für die Unterkunft während unserer Arbeiten.

Literatur

- BOSELLINI, A. (1998): Geologie der Dolomiten.– 191 S.; Bozen (Athesia).
- DIN EN ISO 14689-1 (2004): Geotechnische Erkundung und Untersuchung -Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels -Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14689-1: 2003); Deutsche Fassung EN ISO 14689-1: 2003.
- DULCE, G. (1989): Tektonik und Petrographie des Quarzphyllit-Komplexes in den Dolomiten (Südalpin, Norditalien).– unveröff. Dissertation, Fachbereich Erdwissenschaften, Universität Hannover, 160 S.; Hannover.
- GRUBER, A., BRANDNER, R. & KEIM, L. (2006): Permische Grabenbildung und ihre Vererbung in alpidischer Extensions- und Kompressionstektonik am Nordwestrand der Südtiroler Dolomiten.– Pangeo-Tagung Innsbruck, 1 S.; Innsbruck.
- GRUBER, A., GRUBER, J. & KEIM, L. (Red.) (2007): Geologische Karte der Westlichen Dolomiten im Maßstab 1 : 25 000 West Blatt.- Kardaun (Amt für Geologie und Baustoffprüfung).
- HEIBEL, W. (1980): Südtiroler Dolomiten.– In: GWINNER, M.P. (Hrsg.) (1982): Sammlung geologischer Führer, **71**, 172 S.; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- HEIBEL, W. & LADURNER, J. (1936): Geologie des Gebietes von Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten.– Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt 1936, 63 S.; Innsbruck.
- HOHENBÜHEL, A. v. (2008): Trostburg - „Zum Nutzen, zur Freude und zur Ehre“.– 64 S.; Regensburg (Schnell & Steiner).
- LE MAITRE, R. W., (2002): Igneous rocks; a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.– 2.Aufl., 237 S.; Cambridge u.a. (Cambridge Univ. Press).
- RING, U. & RICHTER, C. (1994): The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement.– Journal of the Geological Society, London, **151**: 755-766.
- STINGL, V. & MAIR, V. (2005): Einführung in die Geologie Südtirols.– 80 S., Brixen/Vahrn (Kraler Druck).
- STINGL, V. & WACHTLER, M. (1998): Dolomiten - das Werden einer Landschaft.– 147 S.; Bozen (Athesia).
- TRAPP, O. (1977): Tiroler Burgenbuch – Band 4; 440 S; Bozen (Athesia Verlag).
- VINX, R. (2005): Gesteinsbestimmung im Gelände.– 439 S.; Heidelberg (Elsevier Spektrum).
- WYHLIDAL, S., THÖNY, W. F., TROPPEL, P. & MAIR, V. (2010): Multi-equilibrium- and pseudosection modelling of the northernmost southalpine basement (Brixen quartzphyllite, South-Tyrol, Italy).– Mitt. Österr. Miner. Ges. **156**, 159-173.