

Über den Fund eines Pseudotachylits im Schladminger Kristallinkomplex des hinteren Göriachtales (Lungau, Land Salzburg)

EWALD HEJL*
3 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 127 Schladming

Ostalpin
Schladminger Kristallinkomplex
Pseudotachylit
Sprödetektonik
Lungau

Inhalt

Zusammenfassung	125
Abstract	125
Einleitung	126
Fundort und lokale geologische Situation	127
Beschreibung des Fundstückes	127
Vorläufige Interpretation	130
Dank	132
Literatur	132

Zusammenfassung

Im Zuge einer vom Verfasser geleiteten Exkursion wurde am Samstag, den 31. August 2013, im Talschluss des Göriachtales (Lungau, Salzburg) ein ca. 19 cm großes Rollstück eines Pseudotachylits gefunden. Auf Grund der Fundsituation und der Beschaffenheit des Fundstückes kann eine Entstehung durch Meteoriteneinschlag oder durch einen großen Bergsturz ausgeschlossen werden. Der Pseudotachylit ist zweifelsfrei durch endogene Bruchtektonik gebildet worden. Er stammt mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit aus dem Störungssystem der Hochgolling-Nordrand-Störung, deren Ausbisslinie sich in ENE–WSW-Richtung über eine Gesamtlänge von fast 10 km verfolgen lässt.

Die partielle Aufschmelzung des Gesteins ist an der optischen Isotropie bzw. am glasartigen Erscheinungsbild eines Teiles der kryptokristallinen Grundmasse, am Fließgefüge der schwarz pigmentierten Lagen und an der rundlichen, offenbar angeschmolzenen Form der darin befindlichen Klusten von Quarz und Feldspat zu erkennen. Unter der Annahme, dass sich das Nebengestein des Pseudotachylits zu Beginn der Spröddeformation im Temperaturbereich zwischen ca. 300 und 450° C befand, lässt sich das Alter des Pseudotachylits auf ca. 80 bis 24 Ma einengen. Der Pseudotachylit muss auf jeden Fall jünger als die eoalpine (mittelkretazische bzw. vorgo-sauische) Metamorphose sein. Andererseits ist auch eine Entstehung im Neogen unwahrscheinlich, da die regionale Abkühlung auf ca. 100° C vor ca. 24 Ma durch das Apatit-Spalturalter einer nahe gelegenen Probenlokalität belegt werden kann.

About the discovery of a Pseudotachylit in the Schladming Crystalline Complex of the rear Göriach Valley (Lungau, Salzburg)

Abstract

During a fieldtrip on Saturday, 31st August 2013, a 19 cm big cobble of pseudotachylite has been found at the valley head of the Göriach valley (Lungau, Salzburg). Because of the local geological situation and the lithology of the pseudotachylite, a formation by meteorite impact or by a big landslide can be excluded. Therefore, the pseudotachylite must have been created by endogenous brittle tectonics. It is almost certain that it originates from the Hochgolling-Nordrand fault, a major vertical fault that can be traced over a length of almost 10 km in ENE–WSW direction.

Partial melting of the rock is discernible by the optical isotropy of a glassy portion in the cryptocrystalline groundmass, by a flow texture of dark pigmented layers, and by the rounded grain boundaries of quartz and feldspar clasts which have been shaped by surface-fusion.

Under the assumption that with the beginning of brittle deformation the pseudotachylite's parent material had a temperature between 300 and 450° C, the age of pseudotachylite formation can be constrained to the time span between 80 and 24 Ma ago. The pseudotachylite must be younger than the eoalpine (i.e. middle Cretaceous) metamorphism. On the other hand, a Neogene age is also very unlikely, because regional cooling to approximately 100° C at 24 Ma is proven by the apatite fission-track age of a nearby location.

* EWALD HEJL: Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, 5020 Salzburg. ewald.hejl@sbg.ac.at

Einleitung

Am Samstag, den 31. August 2013, fand unter der Leitung des Verfassers eine vom Bildungswerk Göriach veranstaltete Wanderung in den Göriacher Talschluss mit dem Themenschwerpunkt „Geologie und Geomorphologie“ statt. Die Wanderung begann beim Parkplatz vor dem Hütten-dorf (= Vordere Göriachalmen auf Blatt 157 Tamsweg der ÖK 1:50.000) und führte im Talgrund entlang des befahrbaren Weges nach Norden in den Göriachwinkel und von dort weiter zur Landawirsee-Hütte (1.985 m).

An einem Haltepunkt im Göriachwinkel, in unmittelbarer Nähe der Abzweigung des Fußweges zur Gollingscharte, fand Frau Waltraud Grall im lokalen Hangschutt einen auffallend dunklen, fast schwarzen Stein und bat den Verfasser, ihn zu bestimmen. Die alsbald geäußerte Hypothese, es könnte sich um einen Pseudotachylit handeln, konnte später durch die Untersuchung im Labor bestätigt werden.

Pseudotachylite sind Gesteinsgläser, die durch Reibungswärme an tektonischen Bewegungsflächen im Gestein bzw. innerhalb kataklastisch zerriebener Scherbänder gebildet wurden. Im Hinblick auf die mechanische Ursache der Bewegung werden drei Haupttypen von Pseudotachyliten unterschieden:

1.) Gesteinsgläser an Störungen, die infolge endogener seismischer Bewegungen entstanden sind; 2.) Gesteinsgläser entlang der Gleitflächen sehr großer Bergstürze; 3.) Gesteinsgläser, die sich durch Stoßwellen und mechanische Zerrüttung im Zuge eines Meteoriteneinschlags gebildet haben. Die Pseudotachylite dieser dritten Gruppe sind ein Phänomen der durch Impakte ausgelösten Schock- oder Stoßwellenmetamorphose, wie sie z.B. im Umkreis des Nördlinger Rieses, im Grenzgebiet zwischen der Schwäbischen und der Fränkischen Alb, zu beobachten ist (BAIER, 2009). Der dort auftretende Suevit besteht vorwiegend aus Impaktglas und Fragmenten des durch den Meteoriteneinschlag zertrümmerten Grundgebirges und enthält Hochdruckminerale, wie z.B. Stishovit und Coesit (SHOEMAKER & SHAO, 1961).

Der Begriff Pseudotachylit wurde von SAMUAL JAMES SHAND im Jahr 1917 unter der heute nicht mehr gebräuchlichen Schreibweise „Pseudotachylyt“ in die geologische Literatur eingeführt, nachdem ähnliche Gesteine bereits vorher unter anderen Namen bekannt geworden waren (siehe z.B. LAPWORTH, 1885; TERMIER & BOUSSAC, 1911; HAMMER, 1915; STAUB, 1915). Als „Pseudotachylyt“ bezeichnete SHAND (1917) dunkle, aphanitische, d.h. extrem feinkörnige Gesteine, die als dünne, oftmals verzweigte Adern in einem Granit in der Nähe von Parys (Südafrika) auftreten und deren äußere Erscheinung eine gewisse Ähnlichkeit mit dem durch schnelle Abkühlung gebildeten, basaltischen Gesteinsglas Tachylit hat. SHAND (1917) deutete diese Adern nicht als magmatische Fernintrusionen, sondern als aufgeschmolzenes Material des unmittelbar angrenzenden oder in der Nähe befindlichen Gesteins. Er führte die Aufschmelzung auf mechanisch erzeugte Wärme (d.h. auf das Brechen des Gesteins infolge einer starken Erschütterung) und auf dabei frei gesetzte, sehr heiße Gase zurück. Auf Grund seiner feldgeologischen Beobachtungen hielt er es für wahrscheinlich, dass das dabei erzeugte glutflüssige Material entlang der neu geschaffenen Bruchflächen über kurze Entfernungen in Klüfte eingepresst werden kann.

Spätere Untersuchungen an Pseudotachyliten anderer Lokalisationen, insbesondere an jenen der kanadischen Provinz Quebec, haben bestätigt, dass diese Gesteine auf eine zumindest partielle Aufschmelzung des Nebengesteins zurückzuführen sind (PHILPOTTS, 1964). Die für die Aufschmelzung notwendige Temperaturerhöhung wird durch Reibungswärme während schneller bruchtektonischer Bewegungen erzeugt, wobei die an den Störungsbahnen durch mechanische Zerreibung des Nebengesteins frei gesetzten Gase zur kleinräumigen Verteilung der Hitze beitragen. PHILPOTTS (1964) stellte fest, dass endogene Pseudotachylite, d.h. solche, die an Störungen auftreten, ausschließlich aus quarzhaltigen Gesteinen hervorgegangen sind. Er erklärte dieses Phänomen durch die mechanische Widerstandsfähigkeit des Quarzes gegenüber Granulierung, d.h. gegenüber einer schnellen feinkörnigen Zerreibung. Durch die innere Deformation des Quarzes wird mehr Reibungswärme erzeugt als beispielsweise bei der spröden Zerreibung von Feldspäten, die eher zur Kataklyse oder Mylonitisierung neigen. Weiters wies PHILPOTTS (1964) darauf hin, dass das Erscheinungsbild der bekannten Vorkommen von Pseudotachylit für eine relativ hohe Temperatur schon vor der partiellen Aufschmelzung spricht. Dadurch ist deutlich weniger Reibungswärme für das Erreichen des Schmelzpunktes (ca. 1.200° C in trockenen Systemen) erforderlich, als wenn das Gestein nur durch Reibung von atmosphärischen Temperaturen bis zum Schmelzpunkt erhitzt werden muss.

Endogene Pseudotachylite sind weltweit aus vielen Störungssystemen bekannt, so z.B. aus der großen SW-NE streichenden Rechtsseitenverschiebung (Alpine Fault) der Südinsel Neuseelands (BOSSIÈRE, 1991), aus der Fuyun-Störungszone im Nordwesten der Volksrepublik China (LIN, 1994), aus der Tambach-Störungszone in Kenia (SHERLOCK & HETZEL, 2001), aus Scherzonen des südlichen Küstengebirges Kaliforniens (WENK et al., 2000), aus der Homestake-Störungszone in den südlichen Rocky Mountains (Colorado, USA; siehe ALLEN, 2005) und aus den bereits erwähnten Störungen in der Kanadischen Provinz Quebec, genauer gesagt ungefähr 100 km NNE von Montreal (PHILPOTTS, 1964).

Innerhalb der Ostalpen sind Pseudotachylite vor allem vom Überschiebungsrand des Silvrettakristallins entlang der Westgrenze des Unterengadiner Fensters (HAMMER, 1915, 1930; ANGEL, 1931; BEARTH, 1933) und vom Südrand der Landecker Phyllitzone bzw. vom Nordrand des Ötztal-kristallins (HAMMER, 1919) bekannt geworden. Ein weiterer Fund aus dem Michelbachgraben des östlichen Defereggengebirges, d.h. aus dem ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters bzw. südöstlich der Rieserferner-Intrusion, wurde von SCHADLER (1929) gemeldet.

Die richtige Deutung der Vorkommen in der Silvretta ist eng mit der Entdeckung der südafrikanischen Pseudotachylite an der Typlokalität bei Parys verbunden. Hammer, der die Pseudotachylite der Silvretta schon 1914 als „dichte Gangmylonite“ erkannt und beschrieben hatte (in: HAMMER, 1915), wurde im Jahr 1929, im Zuge seiner Vorbereitungen für den Besuch des Geologenkongresses in Pretoria, auf die Existenz ganz ähnlicher Gangbildungen in Südafrika aufmerksam. Es handelte sich dabei um jene Gesteine, die SHAND (1917) zuvor als „Pseudotachylyte“ bezeichnet hatte. Als Teilnehmer einer Kongressexkursion in das Gebiet der südafrikanischen Typlokalität hatte Ham-

mer dann Gelegenheit, diese Pseudotachylite an Ort und Stelle zu besichtigen und Vergleichsmaterial zu sammeln. Wegen der großen Ähnlichkeit dieser südafrikanischen „Pseudotachylite“ mit den „Gangmyloniten“ der Silvretta – sowohl in der mikroskopischen Struktur, in der mineralogischen Zusammensetzung und im äußeren Erscheinungsbild der Adern im Gelände – übertrug HAMMER (1930) die Bezeichnung „Pseudotachylit“ auf die Vorkommen in den Ostalpen. Spätere Untersuchungen an den Pseudotachyliten der Silvretta (MASCH, 1974) haben die partielle Aufschmelzung dieser Gangbildungen durch tektonisch erzeugte Reibungswärme bestätigt.

Die Sprödetektonik des Schladminger Kristallinkomplexes, insbesondere das Störungsinventar nördlich des Hochgollings bzw. im Gebiet zwischen dem Schladminger Obertal und dem Schladminger Untertal, wurde zuletzt von MATURA (1987) ausführlich beschrieben. Pseudotachylite sind aus den Schladminger Tauern bislang nicht bekannt geworden. Die weitaus meisten ostalpinen Vorkommen solcher Gesteine liegen in der Silvretta und anderen Gebieten westlich und südlich des Tauernfensters. Östlich des Tauernfensters sind Pseudotachylite anscheinend seltener oder bislang unentdeckt geblieben. Insofern stellt der hier vorgestellte Fund aus dem Göriachtal ein regionalgeologisches Novum dar.

Fundort und lokale geologische Situation

Der Fundort liegt in einer Höhe von 1.820 m auf einer mäßig geneigten Schutthalde, deren Material vorwiegend durch Steinschlag und Murgang, eventuell auch durch Abgleiten von Sturzblöcken auf der winterlichen Schneedecke an Ort und Stelle gelangte. Ein Ferntransport durch Gletscher und/oder fluviale Prozesse ist auszuschließen.

Die Koordinaten des Fundortes sind folgende:

Geografische Breite = N 47° 16,32'

Geografische Länge = E 13° 44,35'

Der Fundort liegt im Gebiet des Kartenblattes ÖK 127 Schladming, ungefähr 2,5 km nördlich der südlichen Blattgrenze. Er liegt 1.100 m westlich der Gollingscharte (2.326 m), 890 m südöstlich der Samspitze (2.381 m) und 1.010 m östlich der Landawirseehütte (1.985 m).

Da die Exposition des Hanges nach Südwesten weist, sollte der lokale Hangschutt aus den Felswänden im Norden bis Osten des Fundortes stammen, genauer gesagt aus den Wänden südlich des Grates Samspitze (2.381 m) – Zwerfenberg (2.642 m) – Gollingscharte (2.326 m). Diese Wände bestehen aus Amphiboliten, leukokraten Plagioklasgneisen und mitunter leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen des Gollingkomplexes, der eine lithostratigraphische Untereinheit des Schladminger Kristallinkomplexes ist (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005: 31). Der Gollingkomplex ist durch eine bimodale Metavulkanitabfolge, d.h. durch Bänderamphibolite und gebänderte Plagioklasorthogneise charakterisiert. Neben den begleitenden Paragneisen und Migmatiten finden sich Blöcke dieser Metavulkanite auch am Fundort des Pseudotachylits und in seiner näheren Umgebung.

Besondere Beachtung verdient die Tatsache, dass die Hochgolling-Nordrand-Störung (HEJL, 1985) genau durch den Göriachwinkel verläuft. Diese annähernd vertikale, ENE–WSW streichende Störung lässt sich als morphologisch auffällige, in ihrem Westabschnitt auch durch begleitende Mylonite belegbare Störung über eine Länge von fast 10 km verfolgen (siehe MATURA, 1987). Sie verläuft vom Nordufer des Lungauer Klaffersees (2.197 m) im Osten über die Scharte zwischen der Pöllerhöhe (2.601 m) und dem Greifenbergsattel durch eine topografisch markante Schuttrinne in den Gollingwinkel, von dort weiter über eine kleine Scharte, ca. 100 m nördlich der Gollingscharte, in den Göriachwinkel hinunter, wo sie unter dem Hangschutt im Talgrund verborgen bleibt, und dann weiter über den Unteren Landawirsee, die Krautgartscharte und die Scharte zwischen dem Graunock (2.477 m) und der Brettspitze (2.412 m) bis ins Znachtal, wo sie in der Nähe der mittlerweile verfallenen und abgetragenen Greinmeisterhütte ausläuft. Anhand der Ausbisslinien von Schichtgrenzen lässt sich aus dem geologischen Kartenbild für den tektonischen Versatz dieser Störung eine Vertikal-komponente von bis zu über 200 m ableiten, wobei die Sprunghöhe von Ost nach West zunächst zunimmt, im Bereich nördlich des Hochgolling (2.862 m) und im Göriachwinkel ein Maximum erreicht und weiter gegen Westen wieder abnimmt. Die Südscholle wurde gegenüber der Nordscholle gehoben. Die feldgeologischen Befunde von MATURA (1987: 21) belegen ein ganzes Bündel steilstehender bis nordfallender, ungefähr W–E verlaufender Störungen zwischen dem Giglachsee-Gebiet im Westen und dem Klafferkessel im Osten. Insgesamt fanden an diesem Störungsbündel Vertikalverstellungen von mehreren hundert Metern statt, wobei die südlichen Teile jeweils relativ gehoben wurden. Dieser Bewegungssinn lässt sich anhand der bruchtektonischen Zerlegung des Lantschfeldquarzites (Untertrias) der markanten Hirzegger Quarzitlamelle entlang der Störung der Wasserfallrinne des Schladminger Obertals belegen (MATURA, 1987).

Vorkommen von Pseudotachylit sind aus der Hochgolling-Nordrand-Störung und von anderen Bewegungsflächen des oben genannten Störungsbündels bislang nicht bekannt geworden.

Beschreibung des Fundstückes

Das Fundstück hatte eine Länge von ca. 19 cm, eine Breite von ca. 15 cm und eine Höhe von ca. 13 cm. Seine Masse betrug 4,75 kg. Die äußere Gestalt des Fundstückes war gedrungen, überwiegend konvex – d.h. mit nur wenigen einspringenden Winkeln – und mäßig scharfen, z.T. etwas abgestumpften Kanten. Eine beginnende Kantenrundung war nur an wenigen Stellen zu erkennen. Diese Beobachtung steht im Einklang mit der Annahme einer geringen Transportweite infolge Steinschlag oder Murgang.

Im Hinblick auf die Herstellung petrografischer Dünnschliffe und andere Untersuchungsmethoden wurde das Fundstück mit einer Trennscheibe entlang zwei paralleler Schnittflächen in drei Teile geschnitten. Dabei entstanden zwei äußere Teile und ein Mittelstück in Form einer ungefähr 4 cm dicken Platte. Letztere ist in Abbildung 1 dargestellt. Aus dieser Platte wurden die beiden Dünnschliffe hergestellt.



Abb. 1.
Angeschnittenes Teilstück des am 31. August 2013 im Görtschachwinkel gefundenen Pseudotachylits. Foto: E. HEJL.

Wie aus Abbildung 1 ersichtlich, besteht das Fundstück zu gut 60 Vol.-% aus einer extrem feinkörnigen oder amorphen Masse, deren vorherrschende Farbe dunkelgrau bis fast schwarz ist, und die an wenigen Stellen leicht ins Rötliche geht. Das restliche Gesteinsvolumen (knapp 40 %) besteht aus kataklastisch beanspruchtem, vorwiegend klein- bis mittelkörnigem, gneisartigem Material mit relativ hohem Feldspatgehalt, das in annähernd parallelen, bis ca. 3 cm mächtigen Lagen zwischen den dunklen Gesteinspartien auftritt. Ob es sich bei den hellen, feldspatreichen Lagen um einen durch partielle Aufschmelzung gebildeten Restit oder um ein Nebengestein mit nur wenig verändertem Mineralbestand handelt, ist makroskopisch nicht zu erkennen.

Die beiden Dünnschliffe (2013/8-1 und 2013/8-2) stammen aus dem zentralen Teil der Platte (Abb. 1), und zwar aus dem Kontaktbereich zu beiden Seiten der die Platte durchziehenden hellen Lage.

Dünnschliff 2013/8-1

Die Fläche des Dünnschliffs entfällt zu jeweils ca. 50 % auf die helle Lage und auf das extrem feinkörnige, dunkle Material, das mit scharfer Grenze an die helle Lage anschließt.

Helle Lage: In einer sehr feinkörnig granulierten Grundmasse aus vorwiegend Quarz schwimmen klein- bis mittelkörnige, kantige Klasten von Feldspat (vorwiegend Plagioklas und ein wenig Mikroklin), etwas Quarz und lithische Komponenten, bestehend aus Quarz und Plagioklas. Die Klasten sind bis ca. 2 mm groß, meistens aber kleiner als 0,5 mm. Die Grundmasse ist praktisch nicht geschiefert und die Anordnung der Klasten weist eine allenfalls undeutliche planare Regelung auf. In der sehr feinkörnig gra-

nulierten Grundmasse sind auch bei starker Vergrößerung keine optisch isotropen Bereiche zu erkennen. Demnach dürfte entweder keine Aufschmelzung oder eine vollständige Rekristallisation stattgefunden haben.

Mineralbestand der hellen Lage:

Plagioklas (Abb. 2d) bildet polysynthetische Zwillinge und weist eine leichte Füllung aus Hellglimmer auf. Die Zwillinglamellen sind stark deformiert (kink bands).

Kalifeldspat ist seltener als Plagioklas. Es handelt sich um vereinzelte xenomorphe Körner mit flauer Mikroklingitstruktur.

Hellglimmer kommt als feinschuppige Beläge an Intergranularen und als Saum am Rande der Plagioklase vor. Im Grundgewebe ist er selten.

Quarz bildet größere undulös auslöschende Körner (Klasten) und das hornsteinartige Granulat des Grundgewebes.

Dunkles Material (Abb. 2a): Es besteht aus einer äußerst feinkörnigen bis kryptokristallinen Grundmasse (Korngröße < 0,01 mm) mit schwarzer Bestäubung (Magnetit?) und aus mengenmäßig zurücktretenden, kantigen bis gerundeten (angeschmolzenen) Klasten von Quarz (Abb. 2c), Plagioklas, Mikroklin und lithischen Komponenten (Quarz, fallweise mit etwas Plagioklas und Mikroklin). Die Klasten sind ausnahmsweise bis 1,5 mm groß, meistens aber kleiner als 0,3 mm. Das dunkle Feinstkorn ist ungleichmäßig verteilt. Dünne, fast schwarze Lagen umfließen spindelförmige Bereiche mit schwächerer Pigmentierung. Die extrem feinkörnigen (kryptokristallinen) Bereiche sind z.T. optisch isotrop bzw. glasartig. Ihr Erscheinungsbild ist dem von schnell abgekühlten, porphyrischen Vulkaniten nicht unähnlich. Die fast schwarzen Lagen weisen eine undeutliche, planare Paralleltexur auf.

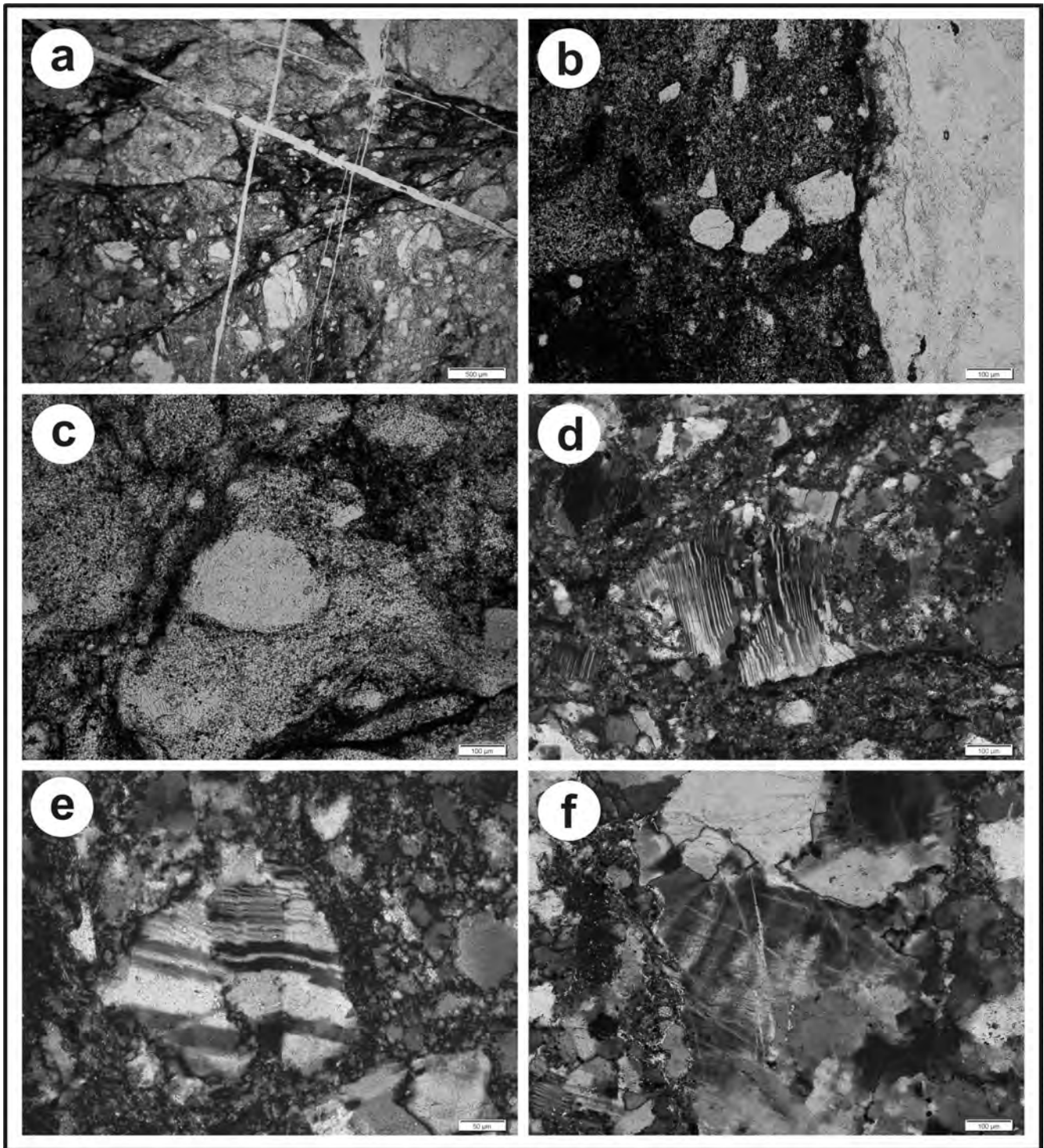


Abb. 2.

Mikroskopische Strukturen in den beiden Dünnschliffen.

a: kryptokristalline bis glasartige Matrix mit z.T. angeschmolzenen Klasten und lagenweise angereicherter, schwarzem Feinstkorn. Die dünnen Klüfte (2 Generationen) sind mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 500 μm).

b: teilweise gerundete (angeschmolzene) Quarzklasten in einer dunkel pigmentierten, kryptokristallinen bis amorphen Lage (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 100 μm).

c: gut gerundetes (angeschmolzenes) Quarzkorn im kryptokristallinen, dunkel pigmentierten Material (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 100 μm).

d: tektonisch beanspruchter Plagioklas mit gescherten Zwillingslamellen (kink bands) in einer ultramylonitischen Matrix (Dünnschliff 2013/8-1; Balkenlänge = 100 μm ; gekreuzte Polarisatoren).

e: tektonisch beanspruchter Plagioklas mit gescherten Zwillingslamellen (kink bands) in einer ultramylonitischen Matrix (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 50 μm ; gekreuzte Polarisatoren).

f: xenomorpher Alkalifeldspat (Faserperthit) mit Mikroklüftung in einer kataklastischen Lage (Dünnschliff 2013/8-2; Balkenlänge = 100 μm ; gekreuzte Polarisatoren).

Mineralbestand des dunklen Materials:

Quarz: mengenmäßig vorherrschend; in der Grundmasse optisch nicht auflösbar; mäßig undulöse Auslöschung und Subkornbildung in den lithischen Komponenten.

Plagioklas: wenige Körner mit polysynthetischer Zwillingslamellierung.

Kalifeldspat: sehr seltene Körner mit flauer Mikroklingitterung.

Opakes: äußerst feines Korn (Korngröße < 0,01 mm).

Konjugiertes Klufsystem (Abb. 2a): Es tritt vorwiegend im dunklen Material auf, überschreitet aber auch die Grenze zur hellen Lage. Die Klüfte sind bis zu 0,12 mm breit und mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt. Sie durchschneiden das ältere Gefüge und weisen selbst keine weitere Deformation auf. In der hellen Lage sind die Klüfte dünner bzw. weniger deutlich ausgebildet.

Dünnschliff 2013/8-2

Die Fläche des Dünnschliffs erschließt eine dunkle, ungefähr 1,5 cm dicke Lage und daran anschließende hellere Lagen mit dunklen Schlieren.

Helle Lagen: Sie bestehen aus kataklastisch zerlegten und z.T. mechanisch deformierten Körnern von Kalifeldspat (Mikroclin), Plagioklas und Quarz sowie aus einem sehr feinkörnigen Granulat aus vorwiegend Quarz. Kalifeldspat ist hier wesentlich häufiger als in der hellen Lage des zuvor beschriebenen Dünnschliffs 2013/8-1. Abgesehen vom Lagenbau (hell/dunkel) weist das Korngefüge keine Paralleltexur auf (keine Schieferung). In der sehr feinkörnig granulierten Grundmasse sind auch bei starker Vergrößerung keine optisch isotropen Bereiche zu erkennen. Demnach dürfte in den hellen Lagen entweder keine Aufschmelzung oder eine vollständige Rekristallisation stattgefunden haben.

Mineralbestand der hellen Lagen:

Kalifeldspat (Abb. 2f) ist relativ häufig, d.h. etwas häufiger als Plagioklas. Er ist durchwegs xenomorph und zeigt eine harte Mikroklingitterung. Wachstumszwillinge (z.B. nach dem Karlsbader Gesetz) sind anscheinend nicht vorhanden. Korngröße bis ca. 2 mm, meistens < 1 mm. Fallweise Faserperthit.

Plagioklas (Abb. 2e) ist xenomorph und bildet sowohl polysynthetische Zwillinge als auch Einkristalle. Leichte Füllung aus sehr feinschuppigem Hellglimmer. Korngröße bis ca. 1,5 mm, meistens < 0,5 mm. Häufig gescherte Zwillingslamellen (kink bands).

Quarz bildet undulös auslöschende Körner, verzahnte Korngruppen (oft gemeinsam mit Feldspat) und das sehr feinkörnige Granulat zwischen den Klasten. Die maximale Korngröße beträgt ungefähr 1 mm.

Hellglimmer ist sehr selten. Abgesehen von den Mikrolithen im Plagioklas bildet er nur wenige feinschuppige Säume an den Korngrenzen der Klasten.

Opakes bildet große einschlussreiche Körner oder unregelmäßig begrenzte Korngruppen mit bis zu über 5 mm Länge und bis zu 2,5 mm Breite. In diesen Körnern kommen Einschlüsse von allen zuvor genannten Mineralen vor. Auch das feinkörnige Quarzgranulat wurde durch das opake Material umschlossen. Demnach sollten diese opaken Korngruppen erst nach der Kataklyse gewachsen sein.

Dunkle Lage (Abb. 2b): Sie besteht aus einer äußerst feinkörnigen bis kryptokristallinen Grundmasse (Korngröße < 0,01 mm) mit unterschiedlich starker, schwarzer Bestäubung (Magnetit?) und aus vorwiegend gut gerundeten (angeschmolzenen) Klasten von Quarz, Mikroclin, Plagioklas und lithischen Komponenten (Quarz und Feldspat). Der Anteil des schwarzen Feinstkorns reicht von ca. 20 bis über 90 Vol.-%. Die etwas helleren Bereiche sind unregelmäßig begrenzt und anscheinend Bruchstücke ehemals größerer, zusammenhängender Bereiche. Die Längsachsen dieser mutmaßlichen Bruchstücke sind ungefähr s-parallel eingeregelt. Die dunklen bis fast schwarzen Bereiche weisen eine planare, z.T. dünn-schichtige Fließtextur auf. Die Klasten nehmen rund 20 % des Volumens ein. Ihre durchschnittliche Korngröße ist kleiner als 0,2 mm. Die lithischen Komponenten sind bis zu 2 mm groß.

Mineralbestand der dunklen Lage:

Quarz: mengenmäßig stark vorherrschend; in der Grundmasse optisch nicht auflösbar; ansonsten undulöse Auslöschung und Subkornbildung; fallweise mit Scherbändern.

Kalifeldspat: bis zu 0,4 mm große, xenomorphe Körner mit relativ deutlicher Mikroklingitterung.

Plagioklas: wenige bis ca. 0,2 mm große Körner; sowohl polysynthetische Zwillinge (kink bands) als auch Einkristalle; leichte Füllung aus Hellglimmer.

Opakes: äußerst feines Korn (Korngröße < 0,01 mm).

Klufsystem: Die Klüfte verlaufen im stumpfen Winkel zum Lagenbau. Sie sind bis zu 0,08 mm breit und mit sehr feinkörnigem Quarz verheilt. Sie durchschneiden die älteren Gefüge und die Grenzen zwischen hellem und dunklem Material.

Vorläufige Interpretation

Wie schon zuvor erwähnt, besteht das Fundstück aus hellen, kataklastisch beanspruchten Lagen, die ungefähr 40 % des Gesteinsvolumens einnehmen und aus einer dunklen, äußerst feinkörnigen bis glasartigen Masse, die ungefähr 60 % des Gesteinsvolumens einnimmt.

Der mikroskopische Befund hat gezeigt, dass in den hellen Lagen entweder keine Aufschmelzung, oder aber eine vollständige Rekristallisation der Grundmasse im Anschluss an deren Aufschmelzung stattgefunden hat. Das Erscheinungsbild der hellen Lagen entspricht dem einer vollständig verfestigten tektonischen Mikrobekzie mit ultramylonitischer Matrix.

Die partielle Aufschmelzung des dunklen Materials lässt sich durch folgende Beobachtungen belegen:

1. Es existieren optisch isotrope, offenbar glasartige Bereiche innerhalb der äußerst feinkörnigen (Korngröße < 0,01 mm) bis kryptokristallinen Grundmasse. Das Gefüge dieser Grundmasse sieht jenem von schnell abgekühlten, eventuell leicht devitrifizierten Vulkaniten sehr ähnlich (Abb. 2b).
2. Die in dieser Grundmasse befindlichen Klasten sind zum überwiegenden Teil gut gerundet (Abb. 2b, 2c). Mit anderen Worten: Sie sind weniger kantig als jene Bruchstücke, die sich in den hellen Lagen befinden.

Anscheinend fand in den dunklen Bereichen eine Rundung der Klattung durch oberflächliche Anschmelzung statt.

3. Das dunkle Material weist eine Fließtextur auf. Mit schwarzem Feinstkorn pigmentierte Lagen umfließen Bereiche mit schwächerer Pigmentierung. An den Klatten sind keine Druckschatten ausgebildet. Es existiert keine Schieferung.
4. Das reichlich vorhandene schwarze Feinstkorn ist typisch für das geschmolzene Material vieler Pseudotachylite – so z.B. für jene der Silvretta (HAMMER, 1930; MASCH, 1974) oder jene der kanadischen Provinz Quebec (PHILPOTTS, 1964). In fast allen Fällen handelt es sich dabei um Magnetit. Für den Fund im Göriachtal muss das noch überprüft werden.

Die mutmaßliche Herkunft des Pseudotachylit-Rollstücks ergibt sich aus der Exposition der Schutthalde am Fundort und aus der Geologie der darüber befindlichen Felswände. Wie zuvor erwähnt, ist der Hang nach Südwesten geneigt. Die im Norden und Osten befindlichen Wände bestehen aus Amphiboliten, leukokraten Orthogneisen und leicht migmatischen Biotitplagioklasgneisen des Gollingkomplexes (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005: 31). Als Ausgangsgestein des Pseudotachylits kommt wegen des darin vorkommenden Kalifeldspats (Mikroklin) und dem reichlich vorhanden Quarz nur ein relativ saurer Orthogneis in Frage. Die Paragneise und Migmatite des Gollingkomplexes enthalten in der Regel keinen oder allenfalls Spuren von Kalifeldspat. Das einzige große Störungssystem im Talchluss oberhalb des Fundorts ist die Hochgolling-Nordrand-Störung (HEJL, 1985). Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit stammt das Fundstück aus dieser Störung (Abb. 3). Die Sprunghöhe dieser annähernd vertikalen Störung liegt in der Größenordnung von ca. 200 m.

Pseudotachylite können sich nur in einem relativ engen Temperaturintervall bilden. Einerseits muss die Temperatur des umgebenden Gesteins niedrig genug sein, um noch Sprödeformation an diskreten Bruchflächen zu ermöglichen, andererseits sollte die Ausgangstemperatur nicht zu niedrig sein, da andernfalls das für die Aufschmelzung durch Reibungswärme zu überwindende Temperaturintervall zu hoch ist (siehe PHILPOTTS, 1964).

Der Übergangsbereich vom bruchhaften zum plastischen Versagen der sauren bis intermediären Silikatgesteine liegt bei ca. 350 bis 450° C. Im Bereich des plastischen Versagens breiter Scherzonen würde sich die Reibungswärme über ein relativ großes Gesteinsvolumen verteilen, und der daraus resultierende lokale Temperaturanstieg wäre dementsprechend gering. Demnach ist eine Bildung von Pseudotachyliten unter Umgebungsbedingungen der oberen Grünschieferfazies oder der Amphibolitfazies eher unwahrscheinlich. Weiters ist zu bedenken, dass ein unter diesen Bedingungen gebildetes Gesteinsglas noch relativ lange bei hohen Temperaturen verweilen und im Zuge seiner langsamen Exhumierung vollständig kristallisieren würde.

Andererseits sollte die Ausgangstemperatur des durch Reibung zu schmelzenden Gesteins nicht zu niedrig sein, da das durch Reibungswärme zu überwindende Temperaturintervall umso größer ist, je niedriger die Ausgangstemperatur vor der Bruchdeformation war.

PHILPOTTS (1964) konnte zeigen, dass die chemische Zusammensetzung von Pseudotachyliten der kanadischen Provinz Quebec ungefähr der des jeweiligen Nebengesteins entspricht und mitunter stark von einer granitischen Zusammensetzung abweicht. Er nahm daher an, dass eine nahezu vollständige Aufschmelzung des Ausgangsmaterials stattgefunden hatte. Die Hypothese einer bloß fraktionierten Aufschmelzung in der Nähe des ternären Eutektikums des Systems Albit-Kalifeldspat-Quarz ist wegen der Kürze der für die Schmelzbildung zur Verfügung stehenden Zeit nicht nur unwahrscheinlich, sondern auch durch empirische Befunde widerlegt. Demnach muss die durch Reibungswärme erzeugte Temperatur den Schmelzpunkt der einzelnen Minerale erreicht haben. Es genügt nicht, wenn nur die Solidustemperatur des Gesteins überschritten worden ist.

Unter trockenen Bedingungen wären für die Aufschmelzung von Quarz und Feldspat Temperaturen von über 1.200° C erforderlich. Unter Wassersättigung bei einem Druck von 1 kbar kann das Schmelzen von Gesteinen mit granitischer Zusammensetzung schon bei ca. 750° C beginnen (MASCH, 1974, und dort zitierte Literatur). PHILPOTTS (1964) kam zu dem Schluss, dass die Ausgangsgesteine der von ihm untersuchten Pseudotachylite schon vor der Sprödeformation eine Temperatur von wenigstens 400° C hatten.

Aus dem zuvor Gesagten geht hervor, dass sich die Nebengesteine von Pseudotachyliten zu Beginn der Sprödeformation in der Regel im Temperaturbereich zwischen ungefähr 300 und 450° C befunden haben. Das entspricht den Temperaturbedingungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies.

Die voralpidische Metamorphose des Schladminger Kristallinkomplexes fand unter amphibolitfazialen und höher temperierten Bedingungen statt (siehe MATURA, 1987; HEJL, 2005). In den weit verbreiteten migmatischen Gneisen müssen Temperaturen von mindestens 600° C erreicht worden sein. Die erhalten gebliebenen Strukturen der Migmatite belegen eine raumgreifende duktile Deformation. Die Entstehung von Pseudotachyliten ist unter diesen Bedingungen ausgeschlossen.

Die eoalpine Metamorphose des Schladminger Kristallinkomplexes fand vor ca. 90 Ma unter den Bedingungen der niedrig temperierten bis allenfalls mittleren Grünschieferfazies statt (HEJL, 1984, 2005). Duktile bis semiduktile Deformationen im Zuge dieser Metamorphose führten zum Liegendfaltenbau des Schladminger Kristallinkomplexes. Das NNE–WSW streichende subvertikale Störungssystem der Hochgolling-Nordrand-Störung ist auf jeden Fall jünger als dieser Liegendfaltenbau.

Das Apatit-Spaltspuralter eines Amphibolits aus dem hinteren Lessachtal, vom Ostfuß des Hochgolling, liegt bei $23,8 \pm 3,5$ Ma (HEJL, 1997, 1998); das entspricht ungefähr der Grenze zwischen dem Oligozän und dem Miozän. Da die Lokalität dieser Probe nur 3 km vom Fundort des Pseudotachylits entfernt ist, sollte die späte Abkühlgeschichte beider Gesteinsstücke ähnlich verlaufen sein. Wie bereits erwähnt, entstehen Pseudotachylite nicht unter oberflächennahen Bedingungen, d.h. sie entstehen auf gar keinen Fall bei Temperaturen von weniger als 100° C. Das zuvor genannte Apatit-Spaltspuralter von ca. 24 Ma, das als 100° C-Abkühlalter interpretiert wird, stellt demnach

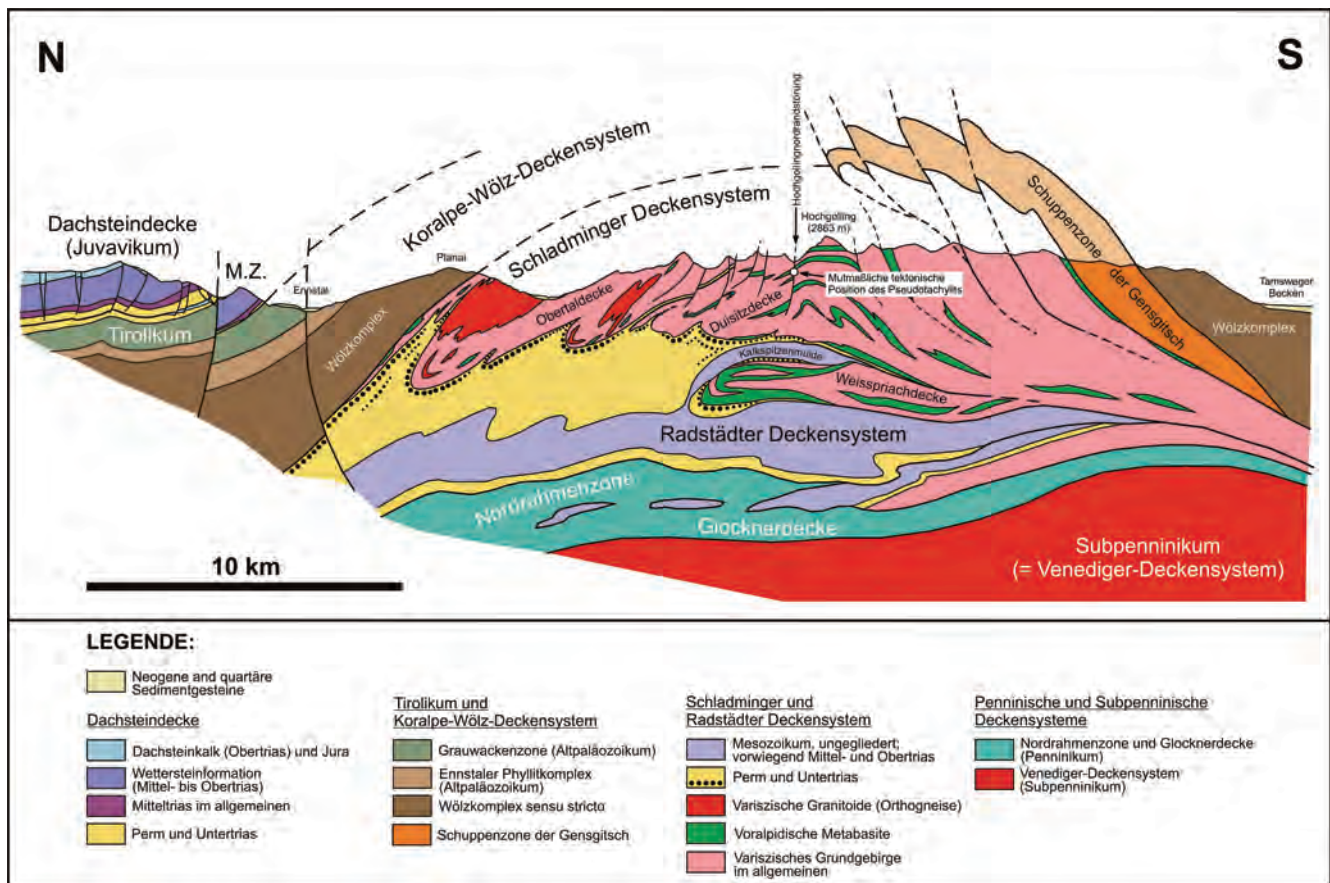


Abb. 3. Geologisches N-S-Profil durch die Schladminger Tauern. Die tieferen Teile des Profils (Kalkspitzenmulde, Weißpriachdecke, Penninikum und Subpenninikum) wurden achsial nach Ostnordosten in die Profilebene projiziert. Die mutmaßliche tektonische Position des Pseudotachylits an der Hochgolling-Nordrand-Störung ist durch einen weißen Punkt kenntlich gemacht.

ein Mindestalter für die Entstehung des Pseudotachylits dar. Da andererseits die Hochgolling-Nordrand-Störung erst nach dem Abklingen der eoalpinen Metamorphose (frühe Oberkreide) und der damit einhergehenden duktilen bis semiduktilen Deformation entstanden sein kann, lässt sich das Alter des Pseudotachylits auf späte Oberkreide bis Paläogen einengen. Das entspricht dem Zeitraum von ca. 80 bis 24 Ma. Wahrscheinlich entstand die Hochgolling-Nordrand-Störung im Oligozän (vor ca. 34 bis 24 Ma) im Zuge der beginnenden antiklinalen Aufdomung entlang

des Hauptkammes der Niederen Tauern bzw. während der sogenannten Tauernkristallisation der darunter befindlichen penninischen Einheiten.

Dank

Mein Dank gilt Frau Waltraud GRALL, die mir das Fundstück für wissenschaftliche Zwecke zur Verfügung gestellt hat, und dem Bildungswerk Görtschach für die Finanzierung der Exkursion am 31. August 2013.

Literatur

ALLEN, J.L. (2005): A multi-kilometer pseudotachylite system as an exhumed record of earthquake rupture geometry at hypocentral depths (Colorado, USA). – *Tectonophysics*, **402**, 37–54, Amsterdam (Elsevier).

ANGEL, F. (1931): Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1931**, 143–153, Wien.

BAIER, J. (2009): Zur Herkunft und Bedeutung der Ries-Auswurfprodukte für den Impakt-Mechanismus. – *Jahresber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., **91**, 9–29, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).

BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. – *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **13**, 347–355, Zürich.

BOSSIÈRE, G. (1991): Petrology of pseudotachylites from the Alpine fault of New Zealand. – *Tectonophysics*, **196**, 173–193, Amsterdam (Elsevier).

HAMMER, W. (1915): Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – *Jb. Geol. R.-A.*, **64**, 555–566, Wien.

HAMMER, W. (1919): Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – *Jb. Geol. R.-A.*, **68**, 205–258, Wien.

HAMMER, W. (1930): Über Pseudotachylit in den Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 571–585, Wien.

HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**, 289–318, Wien.

- HEJL, E. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 285–286, Wien.
- HEJL, E. (1997): „Cold spots“ during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – Tectonophysics, **272**, 159–173, Amsterdam (Elsevier).
- HEJL, E. (1998): Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspur-analyse. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**, 179–199, Wien.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg der Geologischen Karte von Österreich 1:50.000. – 83 S., 11 Abb., 1 Farbtafel, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- LAPWORTH, C. (1885): The Highland controversy in British geology. – Nature, **32**, 558–559, London.
- LIN, A. (1994): Glassy pseudotachylite veins from the Fuyun fault zone, northwest China. – J. of Struct. Geol., **16**, 71–83, Oxford (Pergamon).
- MASCH, L. (1974): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 485–509, Stuttgart.
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. – In: Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- PHILPOTTS, A.R. (1964): Origin of pseudotachylites. – Amer. J. of Sc., **262**, 1008–1035, New Haven.
- SCHADLER, J. (1929): Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Mittelbach). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **66**, 64–71, Graz.
- SHAND, S.J. (1917): The Pseudotachylite of Parys (Oranje Freestate) and its relation to „trapshotten Gneis“ and „Flinty crush rock“. – Quat. J. of the Geol. Soc. London, **72**, 198–221, London.
- SHERLOCK, S.C. & HETZEL, R. (2001): A laser-probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of pseudotachylite from the Tambach Fault Zone, Kenya: direct isotopic dating of brittle faults. – J. of Struct. Geol., **23**, 33–44, Oxford (Pergamon).
- SHOEMAKER, E.M. & CHAO, E.C.T. (1961): New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. – J. of Geophys. Res., **66**, 3371–3378, Washington D.C.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Naturf. Ges. Zürich, Vierteljahresschr., **60**, 55–336, Zürich.
- TERMIER, P. & BOUSSAC, J. (1911): Sur les mylonites de la region de Savone. – Acad. Sci. (Paris) Comptes rendus, **152**, 1550–1556, Paris.
- WENK, H.-R., JOHNSON, L.R. & RATSCHBACHER, L. (2000): Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Ranges of California. – Tectonophysics, **321**, 253–277, Amsterdam (Elsevier).

Eingelangt: 19. Mai 2014, Angenommen: 2. Juni 2014