

III. WISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Ein neues Metatuffit-Vorkommen in Stattegg-Neudorf (nördlich Graz, Stmk.)

Von Leander P. BECKER und Leander FRANZ

Mit 5 Abbildungen (im Text)

Eingelangt am 1. April 1991

Angenommen am 15. April 1991

Zusammenfassung: Ein im Zuge von Tiefbauarbeiten freigelegtes Metatuffit-Vorkommen im Stattegger Graben nördlich von Graz wird nach seiner geologisch-tektonischen Position beschrieben und petrographisch behandelt.

Abstract: In the course of underground engineering works, a new occurrence of metatuffite was uncovered in the Stattegger Graben north of Graz. The following paper discusses the geological and tectonic position of the metatuffites and presents a description of their petrography.

1. Geologisch-tektonische Übersicht

Im Zuge von Kanalarbeiten (Verlegung des Abwasserkanals, Herbst 1989) neben der Stattegger Straße im Gemeindegebiet Stattegg, Ortsteil Neudorf, wurde auf einer Länge von rund zehn Metern bei einer Grabentiefe bis vier Meter (Abb. 1) ein massiger, dichter hell- bis dunkelgrüner Metatuffit aufgeschlossen. Dieser Metamorphit des Grazer Paläozoikums liegt exakt im Grenzbereich der Rannach-/Schöckeldecke und markiert damit die südliche Fortsetzung der bekannten Leberstörung.

Zieht man Vergleiche zu den Arbeiten von CLAR, E. 1933 a,b, FLÜGEL, H. W. 1975 und FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. 1984, so gehören diese vulkanogenen (sedimentären) Abkömmlinge der Unterlage des Devons an, hier zu sehen als silurische Basis der Rannachdecke („untere Kherer Schiefer“). Vergleichbare Gesteine liegen nördlich der Hohen Rannach (Rötschgraben) im Liegenden der Dolomit-Sandstein-Folge, und zwar in etwa konkordanter Lagerung, während im Bereich des Lebersprunges diese Grüngesteine eine Aufsteilung erfahren haben. Gleiches muß auch für diesen Metatuffit angenommen werden. Die relative Heraushebung der Schöckeldecke gegenüber der Rannachdecke hat diesen Gesteinskörper von seinem Verband abgesichert, in eine höhere Position verlagert und bis zur Seigerstellung gebracht.

Diese nun tektonische Position kommt auch durch das Gefügediagramm der Abb. 2 klar zum Ausdruck. Die Schieferungsflächen der Tuffite (1) streichen NE-SW bei steilem Einfallen nach SE, während östlich davon die Schöckelkalke (2), wie

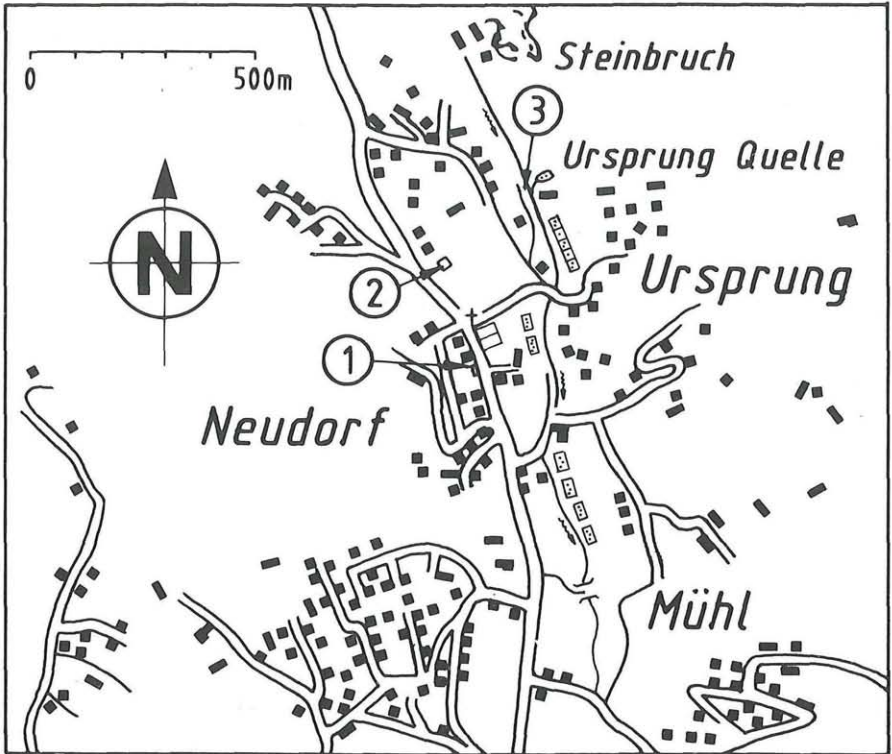


Abb. 1: Topographische Karte mit Lage der Aufschlußpunkte, 1 Metatuffit, 2 Schöckelkalk, 3 Kalkphyllit.

etwa am Weg neben der Ursprungquelle, flach gegen Westen einfallen. Erwähnenswert ist eine im Herbst 1990 offen gestandene Baugrube an der Südseite des „Statteger Riegels“ (nördlich der Feiertag-Tennisplätze), die stark verwitterte, graubraune Kalkphyllite als Hangendschiefer der Kalke freilegte. Die Schieferung (3) dieser „Taschenschiefer“ (= „Obere Schiefer“) im Sinne Clars und früherer Autoren fällt mittelsteil bis steil gegen NE ein, womit auch hier eine deutliche Diskordanz zur liegenden Kalkeinheit gegeben ist. Dieser Lagerungsunterschied ist aber mit Sicherheit älter als jener in der tektonischen Zone der relativ jungen Leberstörung.

Die Bezeichnung Kalkphyllit ist hier als Sammelbegriff für in starker Wechselagerung liegende (cm bis dm) hellgrüne Chloritphyllite, braune, karbonatführende Serizitphyllite und graubraune Kalkschiefer zu verstehen.

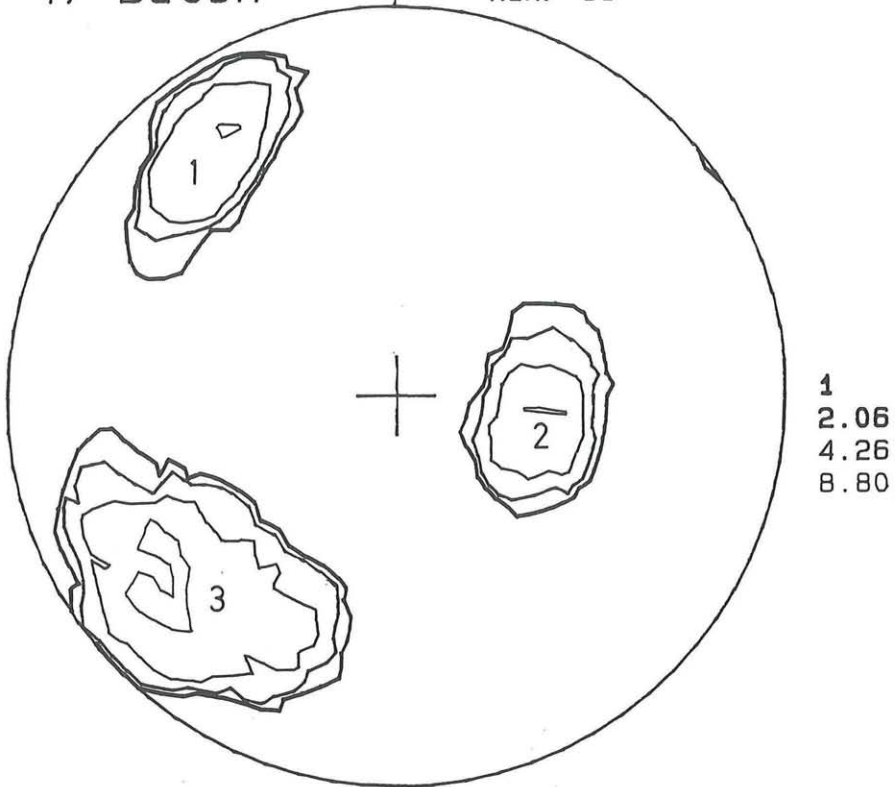
2. Petrographie

Nachfolgend werden insgesamt fünf Dünnschliffe der Metatuffite beschrieben, wobei das Handstück mit der Bezeichnung A aus dem obersten Verwitterungsbereich entnommen wurde. Handstück B stammt aus dem Übergangsbereich von A zu den Handstücken C1a, C1b und C2 des inneren, nicht angewitterten und daher frischen Metatuffit-Körpers.

47 Daten



Max: 11



schieferung stattegg, ursprung-neudorf

Abb. 2: Isoliniendarstellung der Schieferungsflächen, 1 Metatuffit, 2 Schöckelkalk, 3 Kalkphyllit.

2.1 Gefüge

In den Dünnschliffen zeigt sich ein granonematoblastisches Gefüge mit großen reliktschen, porphyrischen Einsprenglingen. Die prägende metamorphe s-Textur ist deutlich anhand eingeregelter Amphibol-, Biotit- und Chloritblasten erkennbar. Sie liegt parallel bis subparallel zur kompositionellen Bänderung des Gesteins. In den hornblende- und schichtsilikatreichen Partien erscheint z. T. eine offene Mikrofältelung im mm-Bereich. Postmetamorph kam es stellenweise zur Bildung von Mikrofrakturen, die nachträglich kalzitisch verfüllt wurden. Die Mineralverteilung im Gestein ist sehr inhomogen. Bei dem Ausgangsmaterial der mafischen, amphibolreichen Lagen muß es sich um ein vulkanogenes Produkt gehandelt haben. Darauf weisen zahlreiche, meist stark umgewandelte Klinopyroxenrelikte hin. Die karbonatischen Lagen und die Quarzlinsen stellen sedimentäre Zwischenschaltungen dar.

Deutlich ist bei dieser Dünnschliffserie der Einfluß der supergenen Verwitterung erkennbar. Bei den Schliffen A (Abb. 3) und B (Abb. 4) aus dem Randbereich des Metatuffit-Körpers sind die Klinopyroxene, Biotite und Amphibole stark um-

© Natur und Menschlich. Vorsicht für Spiegelexe: download von www.bildzitat.net/...
gewandelt. Der Anteil paragenetischer Komponenten wie Quarz und Karbonat ist hier relativ hoch. Bei den Schriffen aus dem Inneren des Körpers (Abb. 5) dominieren hingegen die mafischen Minerale. Die Klinopyroxene, Amphibole und Biotite sind noch relativ gut erhalten, was auf den begrenzten Zutritt fluidaler Phase zurückzuführen ist.

2.2 Mineralbestand

Hauptgemengteile:

Quarz bildet rundliche und ovale Blasten mit Größen meist unter 0,15 mm. Er ist z. T. in Linsen und feinen Lagen angereichert, tritt aber auch als selbständige Blasten in der Karbonatmatrix auf. Eine Vorzugsregelung der Quarze wird nicht beobachtet. Zu den Nachbarkörnern sind meist buchtige Korngrenzen ausgebildet, während Tripelpunkte selten sind. Undulöses Auslöschchen ist bei den größeren Körnern häufig. Einschlüsse in Quarz sind neben feinen Karbonatschuppen Epidotkörner und Opake.

Albit erscheint meist als hypidiomorphe Blasten neben Quarz, wobei seine Korngrößen um 0,15 mm liegen. Unverzwillingte Albite sind häufig, mehrfachverzwillingte Individuen treten nur vereinzelt auf. Neben den kleinen Grundgewebblasten erscheinen auch bis mm-große Verwachsungen von Albit und Epidot, bei denen es sich um saussuritisierte und metamorph rekristallisierte Plagioklase handeln könnte (Schliffe C1b und C2).

Karbonat tritt in Form granoblastischer, z. T. oval in s geregelter Blasten mit Längen bis über 0,25 mm auf. Die Korngrenzen innerhalb der karbonatreichen Lagen sind meist buchtig, teilweise auch lobat. Polysynthetische Zwillinge und ver-

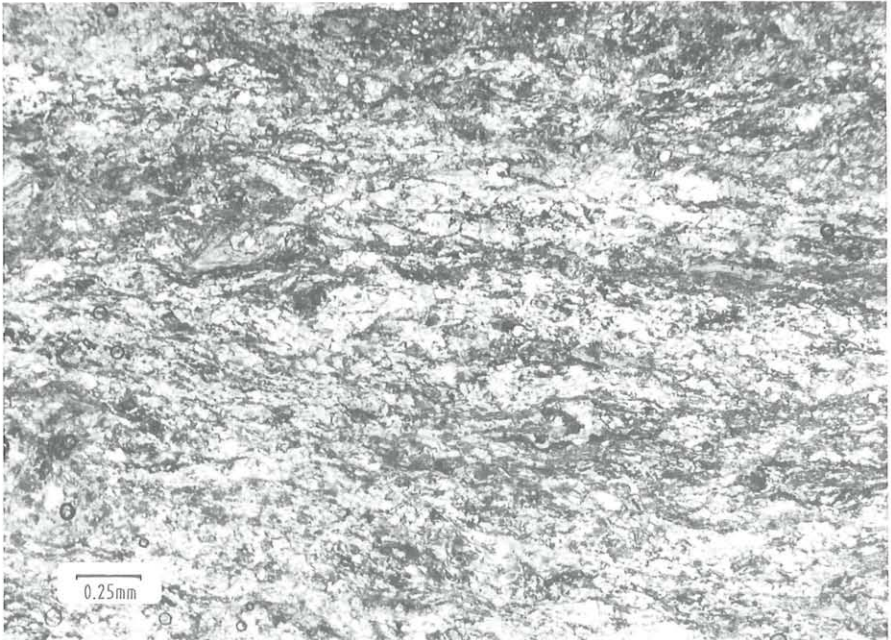


Abb. 3: Stark verwitterte, feinkörnige Wechselfolge schichtsilikat- und amphibolreicher sowie quarz- und karbonatreicher Lagen aus dem Randbereich des Metatuffit-Körpers (Handstück A). II Pol.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
bogene Zwillingslamellen weisen auf eine tektonische Beanspruchung der Blasten hin. Die Karbonatindividuen auf den Mikrofrakturen zeigen hingegen polygonale Korngrenzen, Tripelpunkte und keinerlei Anzeichen tektonischer Beanspruchung. Ihre Korndurchmesser reichen z. T. bis über 1,5 mm.

Epidot erscheint in Form xenomorpher, rundlicher, stark frakturierter Körner mit Größen bis über 0,3 mm. Stellenweise ist ein Zonarbau anhand eines Fe-reichen, gelben, deutlich pleochroitischen Kernes und eines schwachgelben Anwachs-saumes ausgebildet. Farblose **Klinozoisite** treten hingegen nur untergeordnet auf. Die größeren, häufig mit Klinopyroxen verwachsenen Minerale der Epidotgruppe stellen wahrscheinlich primärmagmatische Bildungen dar. Im Grundgewebe erkennt man darüber hinaus hypidioblastische und idioblastische, kurzprismatische, meist farblose Epidote und Klinozoisite, die eine deutliche Regelung in die s-Textur aufweisen. Bei diesen, meist unter 0,1 mm langen Blasten dürfte es sich um metamorphe Neussprossungen handeln. Gleiches gilt für die mit dem Albit verwachsenen Epidote.

Klinopyroxen stellt ein Relikt des magmatischen Protolithes dar. Die porphyrischen Kristalle besitzen eine schwachbraune Eigenfarbe, undeutlichen Pleochroismus und zeigen Interferenzfarben bis zum Grün der II. Ordnung ($\Delta = 0,03$). Zwillinge nach (100) sind selten. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Augit, der während der tektonischen Prozesse stark frakturiert wurde. Im Verlauf der Regionalmetamorphose wurde der Klinopyroxen randlich von einem Biotitsaum ummantelt. Nachträglich wurden sowohl der Biotit als auch der Klinopyroxen chloritisiert. Die Chloritisierung ist besonders stark in den randlichen Partien des

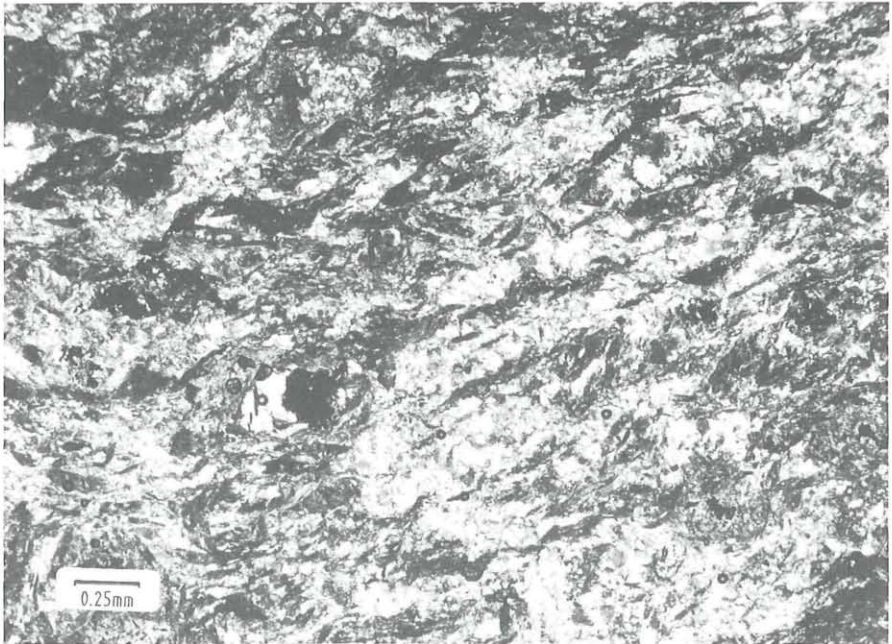


Abb. 4: Probe aus dem Übergangsbereich vom Rand- zum Kernbereich des Metatuffit-Körpers (Handstück B). Deutlich ist die Zunahme der mafischen Gemengteile (dunkelgraue, eingeregelt Hornblenden und Schichtsilikate) in einem Grundgewebe aus Karbonat und Quarz erkennbar. X Pol.

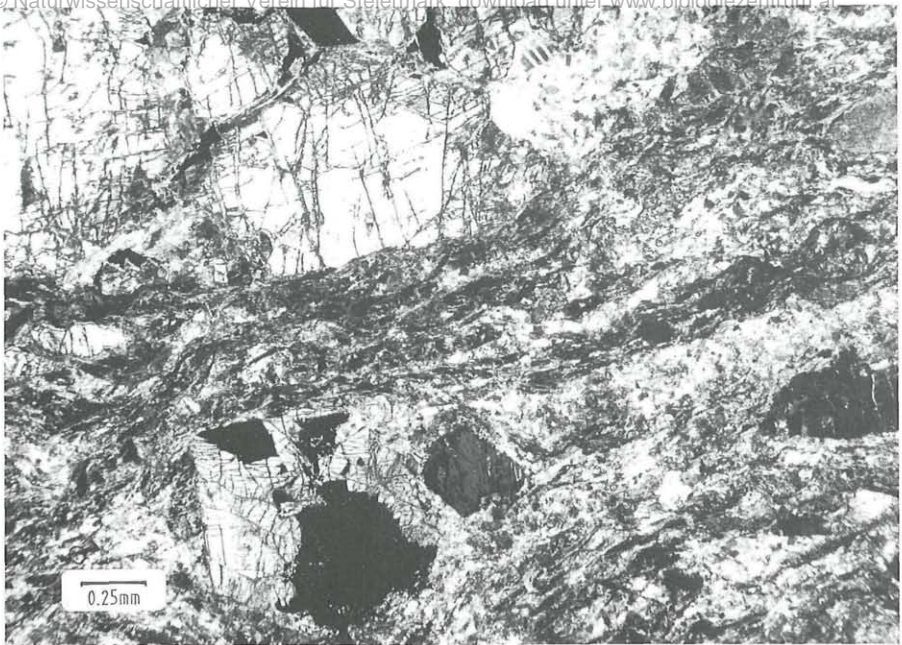


Abb. 5: Metatuffitprobe aus dem unverwitterten Kern des Metatuffitkörpers (Handstück C1b) mit straff eingeregeltten Amphibolen und Schichtsilikaten (Bildmitte) sowie stark frakturierten relictischen Klinopyroxenen, die mit Erzphasen verwachsen sind (oberer und unterer Bildbereich). II Pol.

Metatuffit-Körpers ausgebildet.

Amphibol tritt als hypidioblastische Prismen mit Längen um 0,3 mm und Längen:Breiten-Verhältnissen um 4:1 auf. Ein deutlicher Pleochroismus von blaugrün (n_z) nach gelbgrün (n_x , n_y) ist ausgebildet. Die Interferenzfarben erreichen das Blaugrün der II. Ordnung ($\Delta = 0,028$). Lamellare Zwillinge sind selten. Die Amphibole weisen eine strenge Regelung in die s-Textur auf, sind z. T. aber auch verbogen und geknickt, was auf postmetamorphe Tektonik hinweist. Es handelt sich wahrscheinlich um Aktinolithe oder Aktinolithische Hornblende. Häufig ist ein fahlgrüner Saum um die Hornblende ausgebildet, was möglicherweise auf retromorphe Prozesse oder aber auf eine schwache hydrothermale Alteration hinweist.

Biotit tritt als deutlich in s geregelte Tafeln mit Pleochroismus von gelbbraun nach hellbraun und Durchmesser bis über 0,18 mm auf. Daneben bildet er unregelmäßige Aggregate, die als randliche Umwandlungsprodukte der Klinopyroxenblasten gesproßt sind. Dies wird besonders in den geschonteren, zentralen Partien des Tuffitkörpers erkennbar. Biotit ist das Produkt der Regionalmetamorphosen und zeigt häufig eine deutliche Chloritisierung. Auf Spaltrissen sind oftmals Leukoxenabscheidungen erkennbar. Neben Erz treten als Einschlüsse im Biotit feine Zirkone auf.

Chlorit tritt überwiegend in Form hellgrüner, deutlich pleochroitischer Tafeln und feiner Aggregate auf, die meist eine bevorzugte Regelung in die s-Textur zeigen. Es handelt sich dabei zum größten Teil um Aphrosiderit (opt. -, anomal blaue I. F.) und seltener um Ripidolith (opt. +, anomal braune I. F.). Neben den syndeformativ gebildeten Chloriten treten häufig auch blaßgrüne, Fe-arme Chlorite als

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 Umwandlungsprodukte der Klinopyroxene, Biotite und Amphibole auf. Bei den Einschlüssen im Chlorit handelt es sich vorwiegend um Opakphasen.

Akzessorien:

Opake erscheinen meist als feine Flitter, seltener als würfelförmige Pyrite mit Kantenlängen um 0,2 mm.

Apatit als feinste Prismen < 0,15 mm.

Titanit als rundliche, xenomorphe Blasten < 0,1 mm.

Serizit als feine Schuppen im Grundgewebe.

Leukoxen und **Limonit** als Umwandlungsprodukte mafischer Minerale.

Zirkone selten al Einschlüsse in Biotit.

2.3 Modalbestand

	Randbereich des Tuffit-Körpers (A)	Innerer Bereich des Tuffit-Körpers (C2)
Quarz:	17%	9%
Albit:	3%	5%
Karbonat:	53%	30%
Amphibol:	12%	18%
Klinopyroxen:	2%	11%
Epidotgruppe:	6%	12%
Biotit/Chlorite:	6%	13%
Akzessorien:	1%	2%

Literaturnachweis

CLAR, E. (1933a): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitt. naturw. Ver. Stmk., 70: 24–47, Graz.
 CLAR, E. (1933b): Zur Geologie des Schöckelgebietes bei Graz. – Jb. GBA, 83: 113–136, Wien.
 FLÜGEL, H. W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH1: 288 S., Graz.
 FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – GBA, 127 S., Wien.

Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Leander P. BECKER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.
 Dipl.-Geol. Dr. Leander FRANZ, Mineralogisches Institut, Universität Würzburg, Am Hubland, D-8700 Würzburg.