

z.T. phyllitischen Glimmerschiefern des Typus „Kaibling-schiefer“ konkordant überlagert.

Im Gebiet B wurden fünf Gesteinsproben für die Herstellung von Dünnschliffen entnommen. Probe HEJL 2016/3 ist ein Biotitgneis aus dem Strieglertal, 370 m NW' der Siglalm. Probe HEJL 2016/4 ist ein Hornblendegneis aus dem Strieglertal, 130 m SSW' der Döringalm. Probe HEJL 2016/5 ist ein im mm-Bereich gebänderter, feinkörniger Gneis aus dem nördlichen Tuchmoartal, von N' des Fleischgrabens bzw. 300 m SW' der Jagdhütte (1.774 m). Probe HEJL 2016/6 ist ein relativ dunkler Glimmerschiefer vom nördlichen Vorgipfel des Karlspitzes bzw. 10 m SSE' vom dort befindlichen Gipfelkreuz. Probe HEJL 2016/7 ist ein hellgrauer, feinkörniger Kalkmarmor vom Grat zwischen dem Karlsplatz und der Karlscharte, aus 2.100 m Höhe über NN.

Die Tektonik von Gebiet B ist durch einen WSW–ENE streichenden Faltenbau in verschiedenen Größenordnungen geprägt. Der duktile Faltenbau des Wölz-Komplexes ist wegen des Fehlens von Markerhorizonten nicht im Detail auflösbar. Der Schladminger Gneiskomplex befand sich während der kretazischen und jüngeren alpidischen Deformationsakte im spröde-duktilen Übergangsbereich. Der

Gneiskörper zwischen der Bröckelalm und dem Fleischgraben bildet eine ungefähr WSW–ENE streichende Großantiklinale, die flach nach Osten unter den Wölz-Komplex abtaucht. An mehreren Stellen sind spröde-duktiler Biegegleitfalten der Gneise aufgeschlossen – so z.B. am Güterweg zur Tuchmoaralm und nördlich des Fleischgrabens.

Unter den quartären Sedimenten und Formen ist vor allem die relativ große Bergsturzmasse im Tuchmoarkar hervorzuheben. Sie erstreckt sich in N–S-Richtung über eine Länge von 800 m und ist bis zu 250 m breit. Die durch Kuppen und Mulden geprägte Oberflächenform dieses Körpers ist als typische Tomalandschaft zu bezeichnen. Der Bergsturz ereignete sich am ostexponierten Hang südöstlich des Vorderen Ohrecks (2.154 m). Die Gleitbahn ist trotz Vegetationsbedeckung noch gut zu erkennen.

Südlich dieser Bergsturzmasse sind im obersten Tuchmoarkar (> 1.900 m über NN) die Endmoränenwälle kleiner Kargletscher oder Firnfelder erhalten geblieben. Ähnliche Wallformen, jedoch in größerer Höhe, befinden sich im Gamskarl (2.160 m über NN), im Seekarl (2.140 m über NN) und im südlichen Fürstkar (1.960 bis 2.160 m über NN).

Blatt 147 Axams

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams

EVA KLÖTZLI-CHOWANETZ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Überblick

Das Kartiergebiet liegt in den Stubai Alpen (Tirol). Es bildet ein rhombenähnliches Polygon zwischen Bassler Joch im Nordosten, Falbesoner Knotenspitze im Nordwesten, Grabagrubbennieder im Südwesten und Greitspitze im Südosten. Es umfasst das Niedermoor des „Hohen Moores“ zwischen Hochmoosferner und Neuer Regensburger Hütte.

Frühere Kartierungen: HAMMER (1929), SCHINDLMAYR (1999). Die Gesteinsbezeichnungen folgen weitgehend HAMMER (1929) sowie HOERNES & HOFFER (1973). Für die Komplex- und Suiten-Bezeichnungen wurden markante geografische Begriffe herangezogen.

Die Darstellung auf der Manuskriptkarte entspricht einer Aufschlusskartierung. Ein overlay beinhaltet die aufgenommenen Strukturelemente.

Das Kartiergebiet liegt im östlichen Randbereich des Ostalpinen Ötztalkristallins und damit im alpidisch angelegten Ötztal-Bundschuh-Deckensystem. Es lässt sich in zwei Suiten und zwei Komplexe untergliedern, die sich aufgrund ihrer Altersstruktur, des Metamorphosegrades und ihrer plattentektonischen Herkunft unterscheiden.

Zwei dieser Einheiten (Glockturm-Suite und Sulztal-Komplex) sind durch polymetamorphes Altkristallin und kambrorodovizischen, sauren Magmatismus (HOINKES & THÖNI, 1993) geprägt. Sie stellen Reste von unterer bis mittlerer kontinentaler Kruste dar. Die Intrusiva weisen mindestens eine metamorphe Überprägung auf und sind daher ausnahmslos als Granitgneise zu bezeichnen. Die diversen Metasedimente in Form von Biotit-Plagioklasgneisen und Biotitschiefern bis zu Metatexiten, Glimmerschiefern, Metakarbonaten bis Kalksilikaten sind im bearbeiteten Gebiet untergeordnet. Der Schrankogel-Komplex stellt im Wesentlichen die östliche Fortsetzung des Metabasitzuges des mittleren Ötztals dar, der aus Anteilen einer kambrischen, ozeanischen Kruste (MILLER & THÖNI, 1995) aufgebaut wird. Der Schrankogel-Komplex besteht hauptsächlich aus Bänderamphiboliten und Eklogit-Relikten. Zwischengeschaltet sind auch hier saure Intrusiva. In dieser Einheit sind Metasedimente auf Ky-Stau-Grt-Glimmerschiefer beschränkt.

Die Alpeiner Suite besteht im Kartiergebiet nur aus dem Intrusivkörper s. str., muss aber aufgrund des eklatant unterschiedlichen Deformationsregimes von den anderen Suiten abgetrennt werden.

Lithologien

Die Unterteilung bzw. Zuordnung der Lithodeme zu den in Folge beschriebenen Suiten und Komplexen orientiert sich maßgeblich an mineralogischer Zusammensetzung und Textur, geotektonischer Herkunft und tektonischer Position.

Die Glockturm-Suite und die Alpeiner-Suite beinhalten nur je einen Intrusivkörper, nämlich Bassler Granitgneis und Alpeiner Granitgneis. Der Schrankogel-Komplex unterscheidet sich von den anderen Einheiten durch seine primäre Herkunft. Sulztal-Granitgneis und Muschenschneid-Granitgneis werden aufgrund von fließenden Übergängen (bzw. Primärkontakten westlich des Arbeitsgebietes) gemeinsam mit den Metasedimenten in einem Komplex zusammengefasst.

Glockturm-Suite

Die Glockturm-Suite besteht aus mehreren Vorkommen von porphyrischen Zwei-Glimmer-Granitgneisen (Typ 5 Granite: SCHINDLMAYR, 1999). Deren größtes und namensgebendes Vorkommen liegt um den Glockturm im Bereich des südlichen Kaunertales.

Ein Vertreter dieser Suite im Bereich des Bassler Jochs ist der **Bassler Granitgneis** (BGG), ein Zwei-Glimmer-Granitgneis mit bis zu 4 cm großen, porphyroklastischen K-Feldspat-Augen. Die K-Feldspäte sind meistens rosa, in den stärker deformierten/tektonisierten Randbereichen des Intrusionskörpers auch weiß.

Der tektonische Kontakt zwischen Bassler Granitgneis und Amphiboliten zeigt eine intensive Verschuppung über 100 bis 200 m und gemeinsame Verfaltung. Der BGG wird im Kontaktbereich im Allgemeinen feinkörnig, z.T. auch schiefrig und könnte stellenweise mit einem monotonen Glimmerschiefer verwechselt werden. Dieser graduelle Übergang ist z.B. im Summerwanti zu beobachten.

Schrankogel-Komplex

Der namensgebende Schrankogel ist das geografische Bindeglied zwischen dem Metabasitzug des mittleren Ötztals und den Metabasitvorkommen östlich der Ruderhofspitze, dem er lithologisch entspricht.

Der Schrankogel-Komplex besteht aus hauptsächlich basischen aber auch sauren, metamorph überprägten Intrusivgesteinen und aus metasedimentären Anteilen.

Die Amphibolite können in Bänderamphibolite und massive Granatamphibolite unterteilt werden.

Die **Bänderamphibolite** bilden den Großteil der Amphibolite. Lagenweise sind sie granatführend. In unregelmäßigen Abständen treten konkordant dm- bis einige m-mächtige, leukokrate **Tonalitgneis**-Lagen auf. Die meisten davon sind granatführend. Die Granatführung ist ein exklusives Unterscheidungsmerkmal gegenüber allen anderen Granitoiden im Kartiergebiet. Es wurden allerdings, wenn auch nur vereinzelt, auch innerhalb der Amphibolite Gneislagen ohne Granat beobachtet.

Am Joch des Grabagrubennieder, um die Neue Regensburger Hütte und im hinteren Jedlasgrübl treten massive **Granatamphibolite** vergesellschaftet mit **Meta-Eklogiten** (retrograd überprägten Eklogiten, deren Textur aber noch auf die Hochdruckparagenese zurückgeht) auf.

Zwischen Kreuzspitze im Nordwesten und Schafgrübl im Südosten gibt es Einschaltungen von grobkörnigen **Ky-Stau-Grt-Glimmerschiefern** mit massigen, v.a. Granat führenden, gneisigen Bereichen (z.B. oberhalb des Guggeligen Ferners).

In den Bänderamphiboliten sind Mylonit- bis Ultramylonit-Zonen zu beobachten. Einzelne **Meta-Eklogit-Linsen** stecken als Boudins in Myloniten des Muschenschneid-Granitgneises (unter dem Moränenmaterial des Hochmoosferners bei 2.440 m) und in Metasedimenten (in der Rinne zum Falbesoner Knotenferner bei 2.630 m).

Die Grenze zwischen Amphiboliten und Muschenschneid-Granitgneis ist schärfer bzw. eindeutiger (mylonitisiert aber nicht verschuppt) als die zum Bassler Granitgneis.

Sulztal-Komplex

Der namensgebende **Sulztal-Granitgneis** (SGG) ist ein grobkörniger Zwei-Glimmer-Granitgneis mit hohem Biotit-Anteil, aber geringem primären Hellglimmer-Gehalt. Die porphyrischen K-Feldspäte sind bis zu 10 cm groß und im Gegensatz zu denen des BGG häufig noch idiomorph. Selten treten Bt-Schiefer-Schollen auf. Ein typisches Vorkommen bilden die Felsen bei 2.600 m am Weg zur Kreuzspitze.

Mit zunehmender Deformation bilden die Biotite „Nester“/Flecken bis durchgehende Lagen. Im Dünnschliff zeigt sich eine fast vollständige Serizitisierung der Feldspäte. Aufgrund des hohen Biotit-Gehaltes verwittert der SGG rötlicher als der nachfolgend beschriebene Muschenschneid-Granitgneis.

Der **Muschenschneid-Granitgneis** (MGG) ist bei gleicher Mineralparagenese deutlich feinkörniger als der SGG, der Biotit-Gehalt ist geringer und die Biotite sind homogener verteilt. Nur selten treten porphyrische K-Feldspäte auf. In den schwach deformierten Bereichen ist das häufige Auftreten von Bt-Plag-Gneis-Schollen, Kalksilikat-Schollen und Bt-Schiefer-Schollen das Hauptunterscheidungsmerkmal zum SGG. Die Schollen sind scharf begrenzt, Übergänge von Schollen zu granitischer Matrix konnten nicht beobachtet werden. Typische Vorkommen sind die Gletscherschliffe im Jedlasgrübl bei 2.800 m und die Felswände östlich vom Grabagrubennieder auf 2.750 m.

Der überwiegende Teil von SGG und MGG ist stark deformiert bis mylonitisiert. In den mylonitisierten Bereichen ist aufgrund der Feinkörnigkeit und der damit einhergehenden Unkenntlichkeit etwaiger Schollen eine Unterscheidung zwischen SGG und MGG nur sehr bedingt bis gar nicht möglich. Für die Erstellung der Karte wurde sie aufgrund des makroskopisch unterschiedlichen Bt-Gehaltes vorgenommen. Dünnschliffuntersuchungen können diesbezüglich zu leichten Veränderungen in der Grenzziehung führen.

SGG und MGG sind mit einer 100 bis 200 m mächtigen metasedimentären Abfolge vergesellschaftet. Das Hauptmerkmal der **Metasedimente** ist der rasche Lithologie-Wechsel im dm- bis m-Bereich. **Bt-Plag-Gneise** wechsellagern hauptsächlich mit **Biotitschiefern**. Selten treten einige cm-mächtige Lagen von **Metakarbonaten** (Rinne zum Falbesoner-Knotenferner und oberstes Jedlasgrübl) und **Metatuffiten** (Hohes Moos) auf. Ein Teil der Metasedimente muss aufgrund des Auftretens von partieller Anatexis als **Metatexite** angesprochen werden. Sie gliedern sich in restitische und aufgeschmolzene Bereiche. Die Restite bestehen aus massigen Biotitschiefern durchsetzt mit Quarzlagen (KRIEGSMAN, 2001), die ehemaligen Schmelzen haben eine haplogranitische bis granitische

Zusammensetzung. Die Metatexite sind deformativ überprägt. Die Übergänge von Metatexit zu Nebengestein (z.B. SGG) sind fließend.

Aufschlüsse im mittleren Ötztal (Rosskar) sprechen für eine gemeinsame Entwicklung bzw. einen genetischen Zusammenhang zwischen SGG und MGG. Dieser Zusammenhang kann aber im bearbeiteten Kartiergebiet nicht belegt werden. Hier könnten die fließenden Übergänge zwischen SGG und MGG durch die tektonische Überprägung nur vorgetäuscht sein.

Für einen genetischen Zusammenhang sprechen die graduellen Übergänge zwischen SGG, MGG und den Metatexiten. Die nur partiell anatektischen Metatexite des Rahmengesteins entsprächen dem Beginn, der MGG einem fortgeschrittenen Stadium und der SGG der vollständigen kristallinen Aufschmelzung. Die Bt-Schiefer-Schollen im MGG (und untergeordnet im SGG) wären in diesem Fall Restite (KRIEGSMAN, 2001) und die letzten Hinweise auf eine metasedimentäre Herkunft.

Die Metasedimente liegen in sich verschuppt und benachbart mit extrem zerscherten SGG- bzw. MGG-Myloniten als „Deckenscheider“ überschoben mit scharfem Kontakt auf dem tektonisch gering beanspruchten Alpeiner Granitgneis.

Konkordant in die Metasedimente eingeschaltet sind feinkörnige **Granitgneis-Gänge**. Sie sind quarzreich, biotit- und/oder hellglimmerführend und erinnern makroskopisch an die Alpeiner Granitgneis-Randfazies (s.u.). Dementsprechend könnten sie eventuell Reste ehemaliger Apophysen der Alpeiner Granitintrusion darstellen. Allerdings gibt es keine primären Kontakte, da die Metasedimente durch eine Überschiebungsbahn vom Alpeiner Granitgneis getrennt sind. Da weder Geochemie- noch Altersdaten vorliegen, kann keine Zuordnung erfolgen.

Alpeiner Suite

Der namensgebende **Alpeiner Granitgneis** (AGG) ist ein grob- aber gleichkörniger Biotitgranit. Die Feldspäte sind nicht serizitisiert aber stellenweise in Zoisit umgewandelt, was auf einen höheren Ca-Gehalt der Plagioklase schließen lässt. Im Randbereich, in der Nähe der Überschiebungsfläche wird er auf etlichen 10er Metern mittel- bis feinkörnig, sehr quarzitisches und streng geregelt. Diese Zone entspricht der Alpeiner Randfazies im Sinne von SCHINDLMAYR (1999).

Abgesehen vom Randbereich weist der AGG im Vergleich zu den drei anderen Einheiten die geringste Deformation auf und zeigt auch keine Verschuppung mit den angrenzenden Metasedimenten.

Tektonik

Für die Beschreibung der Hauptstrukturprägung muss das Gebiet Einheiten-übergreifend in drei Zonen gegliedert werden: Nördlich des Hohen Mooses überwiegt ein ziemlich einheitliches Einfallen nach Nordosten, steiler (50–70°) in Glockturm-Suite und Schrankogel-Komplex, etwas flacher (20–50°) im Sulztal-Komplex. Am Westende des Hohen Mooses, beginnend mit der Südgrenze der Alpeiner-Suite, wird das Einfallen wieder steiler (50–65°) und dreht auf Südosten.

Südwestlich des Hohen Mooses zwischen Grabagraben-nieder und Pfandspitze ist das Einfallen mit 70–80° deutlich steiler als im Norden und dreht im Sulztal- und Schrankogel-Komplex auf Südwest.

Parallel zu dieser Hauptschieferung verläuft die Orientierung von **Mylonit- bis Ultramylonit**zonen.

Beginnend am Südwestrand der Glockturm-Suite werden Schrankogel- und Sulztal-Komplex durch diskrete Dezimeter bis Zehnermeter breite Mylonite geprägt. Diese Scherzonen treten sowohl an lithologischen Grenzen als auch innerhalb der Lithologien auf.

Mit Abstand am Häufigsten sind sie im Muschenschneid- bzw. Sulztal-Granitgneis, untergeordnet auch in den Bänderamphiboliten.

Die Mylonite des Sulztal-Komplexes und die darin vorkommenden Meta-Eklogit-Linsen stellen eine typische Assoziation von amphibolitfazialen Gesteinen und von Hochdruck-Gesteinen dar. Diese und die duktile Deformation sind charakteristisch für die Bildung eines **Extrusionskeils** im Zuge einer Subduktion.

Die nach der Mylonitisierung andauernde Deformation hat im gesamten Arbeitsgebiet eine offene Faltung im Meterbereich bewirkt. Weiters ist in der südlichen Hälfte des Arbeitsgebietes ein Großfaltenbau im 100 m-Bereich zu beobachten (Südgrenze des Alpeiner Granitgneises, Sulztal/Muschenschneid-Granitgneise der Wände zwischen Pfand- und Greitspitze).

Die Alpeiner Suite weist im Allgemeinen aber nur eine sehr geringe Deformation bzw. Überprägung auf. Mit der scharfen Deckengrenze zu den anderen drei Einheiten ist ein präalpidischer, **variszischer Deckenbau** belegt.

Metamorphose und absolute Altersdatierung

Das Kartierungsgebiet ist polymetamorph geprägt. Es lassen sich alle im übrigen Ötztalkristallin bekannten Metamorphose-Ereignisse erkennen. Die älteste, nachweisbare Metamorphose ist durch Bt-Pl-Gneise belegt, die als Schollen im Muschenschneid-Granitgneis enthalten sind (M 1).

Ein jüngeres Ereignis stellt dementsprechend die Platznahme der Muschenschneid- und Sulztal-Granite dar. Nach dem Geländebefund müssen diese Intrusionen zumindest prävariszisch sein. Eine absolute Altersdatierung steht noch aus, die Zuordnung zum kambro-ordovizischen Magmatismus liegt nahe. Die Entstehung des Bassler Granitgneises um 490 Ma ist belegt (KLÖTZLI et al., 2008). Eine diesen Magmatismus begleitende Regionalmetamorphose (M 2) hat u.a. im westlich gelegenen Winnebachgebiet zu weiträumiger Anatexis geführt (KLÖTZLI-CHOWANETZ et al., 1997).

Die Metatexite des Arbeitsgebietes werden in Analogie dazu auch M 2 zugeordnet. Ob diese Zuordnung stimmt, muss mittels absoluter Altersdatierungen abgeklärt werden. Ein übereinstimmendes Alter von Metatexiten, MGG und SGG, würde die Vermutung eines genetischen Zusammenhangs noch erhärten.

U-Pb-Zirkonalter von 456 ± 6 Ma im BGG (KLÖTZLI et al., 2008) belegen eine hochgradige, jungordovizische Meta-

morphose (M 3). Zeitgleich kam es im Gebiet des Pfaffengrates zur Intrusion von basaltischen Schmelzen (KLÖTZLI et al., 2008). Ob dieses Ereignis in den anderen Einheiten des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden kann, ist noch offen.

In den Amphiboliten bzw. in den MGG-Myloniten finden sich Relikte von Meta-Eklogiten. In Analogie zum Milchenkar im mittleren Ötztal (MILLER & THÖNI, 1995) wird die Eklogit-Bildung, d.h. die Subduktion einer ozeanischen Kruste, als frühvariszisch angenommen (M 4a).

Die strukturprägende Metamorphose (M 4b) war amphibolitfaziell, wie die Paragenese Kyanit + Staurolith + Granat im Schrankogel-Komplex belegt. In Analogie zum übrigen Ötztalkristallin wird diese Metamorphose und damit die Bildung des Extrusionskeils als jungvariszisch eingestuft. Die jüngste (alpidische?) Deformation ist im Kartierungsgebiet unter kühlen, grünschiefer-faziellen Bedingungen erfolgt und äußert sich z.B. in der Bildung von kinks in den Glimmern (M 5).

Quartäre Ablagerungen

Das Arbeitsgebiet zeigt eine typische, hochalpine Moränenlandschaft. Die Kare sind z.T. bis unter 2.400 m mit Moränenmaterial der letzten Eistrückzugsstadien aufgefüllt. Einige End- und Seitenmoränen sind noch gut erhalten, z.B. die markante Seitenmoräne entlang des Falbesoner Sees.

In den südexponierten Karen bis über 2.800 m sind Überreste von Grundmoränenmaterial erhalten, das z.T. bereits mit Hangschutt überlagert ist.

Die Hänge unterhalb von 2.400 m sind mit Überresten von älterem (Grund-)Moränenmaterial bedeckt. In diesen Bereichen sind die alpinen Rohböden schon gut entwickelt.

Bei der rezenten Hangschutt-Bedeckung ist, bedingt durch die ansteigende Permafrost-Grenze, eine Zunahme des groben Blockwerks zu beobachten.

Das Meta-Eklogit-Vorkommen rund um die Regensburger Hütte bildet eine Steilstufe zwischen Hohem Moos und Ochsenalm. Dieser kompakte Riegel und die den Karboden abdichtende Grundmoräne haben zur Vernässung des Kares unterhalb des Hochmoosferners geführt und damit die Entwicklung eines alpinen Niedermooses ermöglicht.

Literatur

HAMMER, W. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Ötztal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **53**, 159–180, Innsbruck.

HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): The pre-Mesozoic Geology of the Alps, 485–494, Heidelberg.

KLÖTZLI, E., TEPER, E. & HÖRFARTER, C. (2008): Upper Ordovician basic magmatism in the Austroalpine Realm. – Journal of Alpine Geology, **48**, 54, Wien.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **77**, 315–324, Zürich.

KRIEGSMAN, L.M. (2001): Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. – Lithos, **56**, 75–96, Amsterdam.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

Bericht 2014 über kristallingeologische Aufnahmen im Bereich Franz-Senn-Hütte and Bassler Joch auf Blatt 147 Axams

MARKUS PALZER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Introduction

The mapping area is located in the Stubai Alps between the Franz-Senn-Hütte in the NW, the Sommerwandspitze in the West, the Uelasgratspitze in the South, the Bassler Joch in the SE, the Plätzenkopf in the NE and the Oberissalm in the North.

The mapping area is part of the Ötztal-Stubai polymetamorphic complex, which is part of the Austroalpine nappe system (MILLER & THÖNI, 1995) which is dominated by mafic to ultramafic rocks (amphibolites, eclogites and metagabbros), Bt-Pl-gneisses (mineral abbreviations after KRETZ, 1983) and different granite-gneisses. The mafic rocks have been described and characterised by SCHINDLMAYR (1999) and HOERNES & HOFFER (1973). Around Längenfeld, HOERNES & HOFFER (1973) distinguish between 5 subunits from North to South:

- “Bänderamphibolite” of the N' Eclogite Zone.
- Diablastic Garnet Amphibolite.
- Alumosilicate-Gneiss-Series.
- “Wechselseries”.
- Eclogite to Eclogite-Amphibolite of the S' Eclogite-Zone.

In the “Alpeiner Metabasitzone” of the Stubai Alps, SCHINDLMAYR (1999) distinguishes between three subunits:

- Series A including eclogite lenses.
- Series B as equivalent to the “Wechselseries” of HOERNES & HOFFER (1973).
- Series C as a Hbl-Grt-Gneiss or Grt-Micaschist.

These subunits strike more or less E-W or SE-NW and contain amphibolites and Bt-Pl-gneisses.